



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

Reconstrucción paleolimnológica en el registro del lago
de Chalco durante la transición del Estadio Isotópico
Marino 6 a 5 (MIS 6 a MIS 5)

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
Licenciada en Ciencias de la Tierra**

**P R E S E N T A:
DIANA ANGÉLICA AVENDAÑO
VILLEDA**



DIRECTOR DE TESIS:

DRA. MARGARITA CABALLERO MIRANDA

2017

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD.MX.



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.

HOJA DE DATOS DEL JURADO

1. Datos del alumno:
Avendaño
Villeda
Diana Angélica
(55) 53526483
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
310002282
2. Datos del tutor:
Dra.
Margarita Erna
Caballero
Miranda
3. Datos de sinodal 1:
Dra.
María del Socorro
Lozano
García
4. Datos de sinodal 2:
Dra.
Rosa Luz
Tavera
Sierra
5. Datos de sinodal 3:
Dr.
Lorenzo
Vázquez
Selem
6. Datos de sinodal 4:
Dr.
Enrique Arturo
Cantoral
Uriza
7. Datos del trabajo escrito:
Reconstrucción paleolimnológica en el registro del lago de Chalco durante la transición del
Estadio Isotópico Marino 6 a 5 (MIS 6 a MIS 5)
93 p
2017

Agradecimientos

A la Dra. Margarita Caballero, directora de tesis; toda mi gratitud por sus consejos, paciencia y experiencias que compartió al introducirme en el mundo de las diatomeas y en las prácticas de campo.

A los Dres. Socorro Lozano, Rosa Luz Tavera, Beatriz Ortega, Lorenzo Vázquez y Enrique Cantoral, gracias por ser parte importante en la terminación de este trabajo, apoyándome con las revisiones, comentarios y consejos.

A las Dras. Liseth Pérez, Susana Sosa y la Maestra Itzel Sigala, gracias por brindarme apoyo y conocimiento en el taller "Geosistemas acuáticos y cambio climático" y en la preparación y desarrollo de mi trabajo de tesis.

Al Dr. Erik Brown y Ángeles Ortiz Beltrán, gracias por proporcionarme los datos de fluorescencia de rayos X.

A la DGAPA, gracias por la beca otorgada del proyecto PAPIIT-IV00215 Cambio Climático y Medio Ambiente en la historia del lago de Chalco y a las Dras. Margarita Caballero y Socorro Lozano por involucrarme en él.

A Martín, Alberto y los chicos del Servicio Social del laboratorio de Paleolimnología, mi gratitud por la ayuda para procesar las muestras y preparar los frotis.

A la Sra. Aida, gracias por el apoyo en trámites administrativos para mi titulación.

A la UNAM, mi eterna gratitud por ser mi casa de estudios. ¡GOYA! ¡GOYA! ¡CACHUN, CACHUN, RA, RA! ¡CACHUN, CACHUN, RA, RA! ¡GOYA! ¡¡UNIVERSIDAD!!

Dedicatoria

Gracias a Dios por todo lo que me ha dado y permitido vivir. La aplicación del conocimiento será una de las formas con las que seguiré desarrollando mi misión en la vida.

A ti mami, quien siempre has estado presente en mi vida, me has comprendido, apoyado y consolado en mis momentos de desánimo. Y a ti Chío, que eres mi más grande amiga y confidente. Ya que las dos son mi equipo y me dan ánimos para seguir adelante con mis sueños y anhelos.

A ti papi, quien siempre me animas a echarle ganas a todo lo que me proponga y me haces reír, aunque esté apurada.

A ti abuelita, que eres mi segunda mamá y me escuchas cuando más lo necesito.

A ti tío Luis, porque he encontrado en ti un segundo papá que me anima y apoya.

A mis abuelitos, que con consejos siempre me alientan y echan porras.

A mis tíos y primos, quienes cerca o lejos se mantienen al pendiente de lo que sucede conmigo.

A Francisco y Araceli, amigos de la familia, quienes me animaron a visualizar mis sueños y estudiar la carrera en Ciencias de la Tierra, a pesar de ser nueva.

A mis amigos de la carrera, con los que compartí aventuras y experiencias inolvidables.

A todos mis amigos de Laboratorio y tesisistas del taller, con quienes compartí momentos de risas que hacían más ameno el arduo trabajo.

Y por último a Richard, quien me acompañó en mis noches de desvelos, corriendo por todos lados en su esfera.

“El triunfo no está en vencer siempre, sino en nunca rendirse”.
Napoleón Bonaparte

ÍNDICE

CONTENIDO	Pág.
Resumen	1
Introducción	2
Objetivos	
General	7
Particulares	7
Justificación	8
Hipótesis	9
Área de estudio	
Geología	10
Clima	
En México	13
En la cuenca de México	14
Marco teórico	
Diatomeas	15
Fluorescencia de rayos X	18
Varves	19
Antecedentes	20
Métodos	
Colecta de muestras	22
Preparación de diatomeas	24
Preparación de frotis	24
Conteo de láminas	25
Análisis de la fluorescencia de rayos X	26
Marco cronológico	26
Resultados	
Estratigrafía y marco cronológico	30
Análisis de frotis de las laminaciones	30
Conteos de laminaciones	32
Análisis de frotis de las capas de calcita micrítica	33
Abundancia absoluta y relativa de diatomeas	37
Análisis de fluorescencia de rayos X	39
Discusión	
Reconstrucción paleolimnológica	42
Parte final del MIS 6 (147/131- 128 ka)	42
MIS 5e (128 - 120ka)	46
Reconstrucción del clima	48
Conclusiones	51
Referencias	52
Anexo A	
Ecología de las diatomeas	64
Anexo B	79
Anexo C	
Glosario	82

ÍNDICE DE FIGURAS

CONTENIDO

	Pág.
Fig. 1 Diagrama de las divisiones de los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) durante los últimos 830 ka A. P.	5
Fig. 2 Localización del sitio de estudio, ubicado en la cuenca de México, México.	12
Fig. 3 Diagrama del modelo climático que muestra los factores que controlan el clima actual de México.	14
Fig. 4 Morfología del frústulo de una diatomea central.	16
Fig. 5 Ciclo de vida de una diatomea.	16
Fig. 6 Clasificación de las diatomeas propuesta por Round <i>et al.</i> , (1990).	17
Fig. 7 Esquema de un varve.	19
Fig. 8 Esquema de la secuencia sedimentaria de los núcleos CHA08 IV y CHA08 VI, a una profundidad de 122.5 a 100 m en el registro del lago de Chalco, en la cuenca de México, México.	23
Fig. 9 Gráfica de la escala de grises y su pendiente suavizadas para conocer el número de varves (lámina clara+oscura), así como la fotografía respectiva de la secuencia laminada que va de 117.540 a 117.040 m.	25
Fig. 10 Esquema de la correlación entre la relación Ca/Ti en el lago de Chalco y la variación de la Temperatura de un núcleo de hielo en Vostok, Antártica.	27
Fig. 11 Modelo de edad contra profundidad de la secuencia sedimentaria del registro del lago de Chalco.	29
Fig. 12 Diagrama representando el porcentaje de los componentes clásticos y/o químicos, diatomeas o trozos de diatomeas y arcilla y/o materia orgánica para las láminas oscuras y claras.	31
Fig. 13 Estratigrafía y modelo de edad contra profundidad de la secuencia seleccionada del registro del lago de Chalco.	33
Fig. 14 Diagrama representando el porcentaje de los componentes clásticos y/o químicos, diatomeas o trozos de diatomeas y arcilla y/o materia orgánica para las triadas de la facies de calcita micrítica: arriba, en medio y abajo.	36
Fig. 15 Zonación de las diatomeas a partir de la función CONISS.	38
Fig. 16 Análisis de la fluorescencia de rayos X del Ti, Si/Ti, Ca/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti correspondientes a una profundidad de 100 a 122.5 m.	40
Fig. 17 Análisis de la fluorescencia de rayos X detallada para las laminaciones (Ti y Si/Ti) y capas de lodo de calcita micrítica (Ca/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti).	41
Fig. 18 Esquema de la estructura de la sección laminada en los sedimentos del lago de Chalco, bajo el supuesto que este se comportó como un lago tropical monomítico, con dos diferentes escenarios a lo largo de un año.	43
Fig. 19 Esquema de las condiciones fisicoquímicas del lago de Chalco durante la formación de las capas de calcita micrítica, en la estación de verano, a partir del modelo dinámico, con un lago estratificado.	45
Fig. 20 Diagrama de la fluorescencia de rayos X del Ti, Si/Ti y Ca/Ti. Zonación de las diatomeas a partir de su salinidad y pH.	47
Fig. 21 Diagrama esquemático con los cambios de los periodos de lluvias en Latinoamérica y el comportamiento de los océanos Pacífico y Atlántico en los neotrópicos.	50

ÍNDICE DE TABLAS

CONTENIDO

	Pág.
Tabla 1. Inicio de los Estadios Isotópicos Marinos para los últimos 186 ka BP.	4
Tabla 2. Edades tomadas para hacer el modelo de edad.	28
Tabla 3. Porcentaje de los componentes clásticos y/o químicos, diatomeas y arcilla y/o materia orgánica de los frotis de las laminaciones.	30
Tabla 4. Tasa de sedimentación con base en el conteo de laminaciones.	32
Tabla 5. Porcentaje de los componentes clásticos y/o químicos, diatomeas y arcilla y/o materia orgánica para los frotis de las capas de lodo de calcita micrítica pardo amarillento.	34

Resumen

A lo largo del Cuaternario (últimos 2.6 millones de años) se han registrado una serie de oscilaciones entre climas fríos (estadios glaciares) y climas relativamente cálidos (estadios interglaciares), siendo el momento actual parte del último interglacial, al que se denomina Holoceno. Para estudiar la naturaleza de estas fluctuaciones climáticas se utilizan paleoindicadores, los cuales son sensibles espacial y temporalmente a los factores del ecosistema al que pertenecen. El objetivo de este estudio es reconstruir las características paleolimnológicas del antiguo lago de Chalco, mediante el estudio del contenido de diatomeas y análisis geoquímicos (fluorescencia de rayos X) en sedimentos lacustres que fueron depositados durante la transición registrada hace aproximadamente 128,000 años entre un estadio glacial (MIS 6) hacia el último estadio interglacial que antecede al Holoceno, y que es uno de los más cálidos conocidos (MIS 5e). Los sedimentos estudiados provienen de una serie de núcleos paralelos que se colectaron en un sitio cercano al depocentro del lago de Chalco; en este estudio se utilizaron los núcleos CHA08 IV, tramos 15-21 y CHA08 VI, tramos 14-28, que corresponden a una profundidad de 100 a 122.5 m. Esta secuencia se caracteriza por sedimentos laminados en la parte más profunda (122.5-106 m), que se encuentran intercalados con estratos masivos de limo arcillosos y trece capas de lodo de calcita micrítica. Mientras que la parte superior de la sección (100 a 106 m) dominan sedimentos masivos limo arcillosos. Para el análisis de diatomeas se tomaron muestras representativas de la secuencia seleccionada en promedio cada 60cm y también se realizaron preparaciones frotis para análisis cualitativos específicamente en algunas laminaciones claras, oscuras y capas de calcita micrítica. Después se realizó un conteo de láminas para estimar una tasa de acumulación bajo el supuesto de que cada par de láminas clara/oscura representa un año (esto es que son varves). Por último se contrastaron los datos de diatomeas con datos geoquímicos obtenidos mediante fluorescencia de rayos X (Ti, Ca/Ti, Si/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti). Se concluyó que durante el final del MIS 6, cuando dominan los sedimentos laminados, la concentración de Ti era elevada y las especies de diatomeas, en particular *Stephanodiscus niagarae*, indicaron condiciones de agua dulce, por lo que se asume que el clima en la cuenca de México fue frío y húmedo, sin embargo se registran episodios de sequía marcados por el incremento de Ca/Ti y un cambio en los conjuntos de diatomeas. Se propone un modelo en donde el florecimiento invernal de diatomeas genera las láminas claras (ricas en diatomeas y con altos valores de Si/Ti) y un alto aporte de terrígenos en verano genera las láminas oscuras (pobres en diatomeas y altos valores de Ti). Es posible que en años con una alta productividad en verano llegaran a formarse las capas de calcita micrítica (blanqueamiento), las cuales están asociadas a incrementos de Ca/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti, pero sin cambios importantes en los conjuntos de diatomeas. Durante el MIS 5e (último interglacial) hay un incremento de Ca/Ti y una disminución de Ti, lo que indica una mayor evaporación y una disminución de la precipitación. Además dominan diatomeas subsalinas a hiposalinas (*Campylodiscus clypeus*, *Anomoeoneis costata*, *Surirella peisonis* y *Cyclotella meneghiniana*) y los sedimentos son masivos, por lo que se interpreta que el clima en la cuenca de México fue cálido y seco y el lago salobre y somero.

Introducción

Las distintas variaciones climáticas han quedado guardadas en los llamados registros naturales. Ejemplo de éstos son los sedimentos de los lagos y los océanos (Fernández-Fernández y García-Sánchez, 2006). Para descifrar e interpretar las fluctuaciones climáticas a partir de estos registros se ha implementado el uso de paleoindicadores, éstos deben caracterizarse por tener una alta sensibilidad espacial y temporal a los factores del ecosistema al que pertenecen. Los indicadores se encuentran catalogados como: litológicos (mineralógicos), geoquímicos y paleontológicos o bioindicadores (Gornitz, 2009).

Los indicadores litológicos son los depósitos sedimentarios formados en la litósfera bajo condiciones climáticas y ambientales específicas. Se tienen por ejemplo las evaporitas las cuales indican condiciones de aridez o las lateritas, que indican climas cálidos húmedos (Gornitz, 2009). En los sistemas acuáticos y semiacuáticos, las variaciones de los factores bióticos y abióticos que inciden en la captación del cuerpo de agua pueden favorecer la existencia de alternancias rítmicas en el tipo de sedimentos, formándose laminaciones*. Si esta alternancia en el sedimento se debe a fluctuaciones anuales del clima, como puede ser la cobertura de hielo en un lago durante el invierno y el deshielo en verano; entonces a cada par de laminaciones (normalmente una clara y otra oscura) se le denomina varve*, representando un ciclo anual. Si la alternancia en el tipo de sedimento es de forma más esporádica, pero recurrente, se les puede denominar ritmitas o sedimentos laminados (Glenn y Kelts, 1991). Otro ejemplo es el depósito de carbonatos en un sistema lacustre, ya que el contenido de sales en un lago, esto es su salinidad, depende de la entrada y salida (evaporación) de agua, si el clima es cálido y seco hay mayor evaporación del agua, por lo que las sales se concentran en mayor medida y se puede llegar al punto de saturación cuando se dará la precipitación de carbonatos; mientras que si el clima es frío hay una menor evaporación del agua lo que genera menores concentraciones de sal en el lago (Eugster y Hardie, 2013), limitando a la posibilidad de que se precipiten carbonatos. La alta productividad biológica, sin embargo, también puede ser un factor que favorezca la precipitación de carbonatos, conocidos como blanqueamientos (Cohen, 2003; Gierlowski-Kordesch, 2010).

La información cuantitativa para la interpretación de los indicadores geoquímicos se obtiene a partir de análisis químicos en muestras de los depósitos sedimentarios, los cuales proporcionan información del contenido y la composición elemental de la muestra; por ejemplo la fluorescencia de rayos X (FRX), difracción de rayos X (DRX), espectrometría de masas (ES), etc. Los elementos traza o mayores, las moléculas orgánicas e isótopos estables de las muestras permiten asociar el contenido de los elementos a las variaciones estratigráficas de los registros naturales (Gornitz, 2009; Higginson, 2009).

Los bioindicadores pueden ser animales, plantas y hasta protistas. Algunos ejemplos de estos bioindicadores son las amebas testadas, crisofitas, diatomeas, dinoflagelados, foraminíferos, ostrácodos, etc. El fenotipo del organismo, tamaño de la población y la estructura de la comunidad representan parámetros que responden a la variabilidad ambiental (Payne *et al.*, 2013). Las características clave que hacen valiosos a dichos organismos son principalmente la alta sensibilidad a las condiciones del medio en que viven (e.g. profundidad, salinidad, conductividad eléctrica, pH, partículas contaminantes, metales pesados, etc.), su importancia funcional y posición trófica, tamaño y número, distribución y la facilidad de preservación (Payne *et al.*, 2013).

Durante el Cuaternario* (comprende los últimos 2.6Ma), se registran importantes fluctuaciones climáticas de calentamiento y enfriamiento global, asociadas con la variabilidad de las capas de hielo continental. A estas variaciones se les conoce como periodos glaciales* e interglaciales*, los

cuales a partir del Pleistoceno tardío tienen una periodicidad de $\sim 100\text{ka}^\dagger$ (Oches, 2009), estos ciclos se atribuyen principalmente a las variaciones en la insolación solar debida a la combinación de tres variaciones en los parámetros orbitales de la Tierra, influenciados por la Luna, el Sol y otros planetas, denominados ciclos de *Milankovitch*: excentricidad, oblicuidad y precesión (Wunsch, 2004). Con el acoplamiento de los ciclos anteriores se genera una superposición, que dependiendo de la frecuencia de cada uno se obtiene una nueva frecuencia, cuya perturbación es la suma o diferencia de los tres parámetros. Las interacciones dentro del sistema climático implican relaciones no lineales; por lo que los ciclos glaciares no se deben solamente a las oscilaciones en la insolación causados por los parámetros orbitales de la Tierra por sí solos, sino que se involucran los mecanismos de retroalimentación (e.g. concentración de CO_2 y CH_4 , albedo, circulación oceánica) que provocan que el sistema climático genere un cambio (Ruddiman, 2006; Maslin, 2009; Marshall, 2009; Oches, 2009), en este caso hacia climas más fríos (glaciares) o menos fríos (interglaciares).

Los periodos glaciares e interglaciares son transiciones cuasiperiodicas de condiciones frías (áridas) a cálidas (húmedas) respectivamente; estas se encuentran registradas por el $\delta^{18}\text{O}$ en sedimentos marinos (en las conchas de foraminíferos) o en núcleos de hielo, en diferentes fases o estadios isotópicos de oxígeno (por sus siglas en inglés OIS, Emiliani 1955), o también llamados estadios isotópicos marinos (por sus siglas en inglés MIS). Según Oches (2009) y Goudie (2005) a partir de los distintos registros recopilados, se sugiere que existieron entre 30 a 50 ciclos glaciares-interglaciares durante los últimos 2.6 Ma. Durante los últimos 900ka, con base en los registros de $\delta^{18}\text{O}$ de núcleos de hielo se encuentran documentados 22 estadios (Fig. 1).

Los MIS se identificaron por la variación de la relación de $\delta^{18}\text{O}$, debido a que la relación de evaporación y condensación es distinta entre ambos isótopos, el ^{16}O (oxígeno ligero) tiene una mayor facilidad de evaporación y el ^{18}O (oxígeno pesado) tiene una mayor facilidad de condensación. En etapas frías el océano queda enriquecido en ^{18}O , mientras que el ^{16}O , debido a su fácil evaporación y transporte, queda atrapado en los casquetes de hielo y glaciares de montaña, es decir el $\delta^{18}\text{O}$ es positivo y con altos valores (Fig. 1). En las etapas interglaciares ocurre lo inverso, debido al aumento de la temperatura el ^{16}O regresa al océano por escorrentía, reestableciéndose el ciclo hidrológico, por lo que las etapas interglaciares se caracterizan por una menor proporción del isótopo pesado en el océano y una disminución de la salinidad, por lo que el $\delta^{18}\text{O}$ tiene valores bajos y/o negativos (Fig. 1) (Fernández-Fernández y García-Sánchez, 2006).

Estos cambios climáticos se encuentran documentados en los registros sedimentarios de agua profunda, depósitos continentales de flora, fauna y loess, y de núcleos de hielo, en diferentes partes del mundo (Petit *et al.*, 1999). Con base en los diferentes archivos, se sugiere que la temperatura durante los periodos glaciares llegó a disminuir 10°C en latitudes medias y 5°C en los trópicos (Oches, 2009). Esto provocaba que los casquetes de hielo alcanzaran una mayor cobertura hacia la zona tropical y ecuatorial, modificando los patrones generales de la circulación atmosférica y oceánica (Imbrie e Imbrie, 1986).

A cada MIS se le asignó un número, donde los números impares corresponden con estadios cálidos ($\delta^{18}\text{O}$ bajo) y los números pares ($\delta^{18}\text{O}$ alto) corresponden con periodos fríos (Emiliani, 1955) (Tabla 1). Los estadios se pueden subdividir en interestadios que se identifican con letras en orden alfabético, el MIS 5 por ejemplo tiene 5 interestadios (5a, 5b, 5c, 5d y 5e), cada uno de estos corresponde a una variación climática de menor intensidad y duración dentro del estadio principal MIS 5.

Los periodos interglaciares o glaciares no siempre tienen la misma intensidad. El último periodo interglacial que se asemeja a las condiciones del Holoceno (MIS 1) es el MIS 5e, cuando incluso el clima fue más cálido que en la actualidad (Müller, 2009). Dentro de los periodos glaciares el MIS 2 se asemeja en intensidad con el MIS 6 (Fig. 1).

Tabla 1. Inicio de los Estadios Isotópicos Marinos para los últimos 186 ka BP. Fuente: Imbrie et al. (1984).
 ka se refiere a kilo años, es decir miles de años.

Evento	Edad (ka)
Límite del estadio 1-2	12
Límite del estadio 2-3	24
Límite del estadio 3-4	59
Límite del estadio 4-5	71
5a	80
5b	87
5c	99
5d	107
5e	122
Límite del estadio 5-6	128
6a	135
6b	146
6c	151
6d	171
6e	183
Límite del estadio 6-7	186

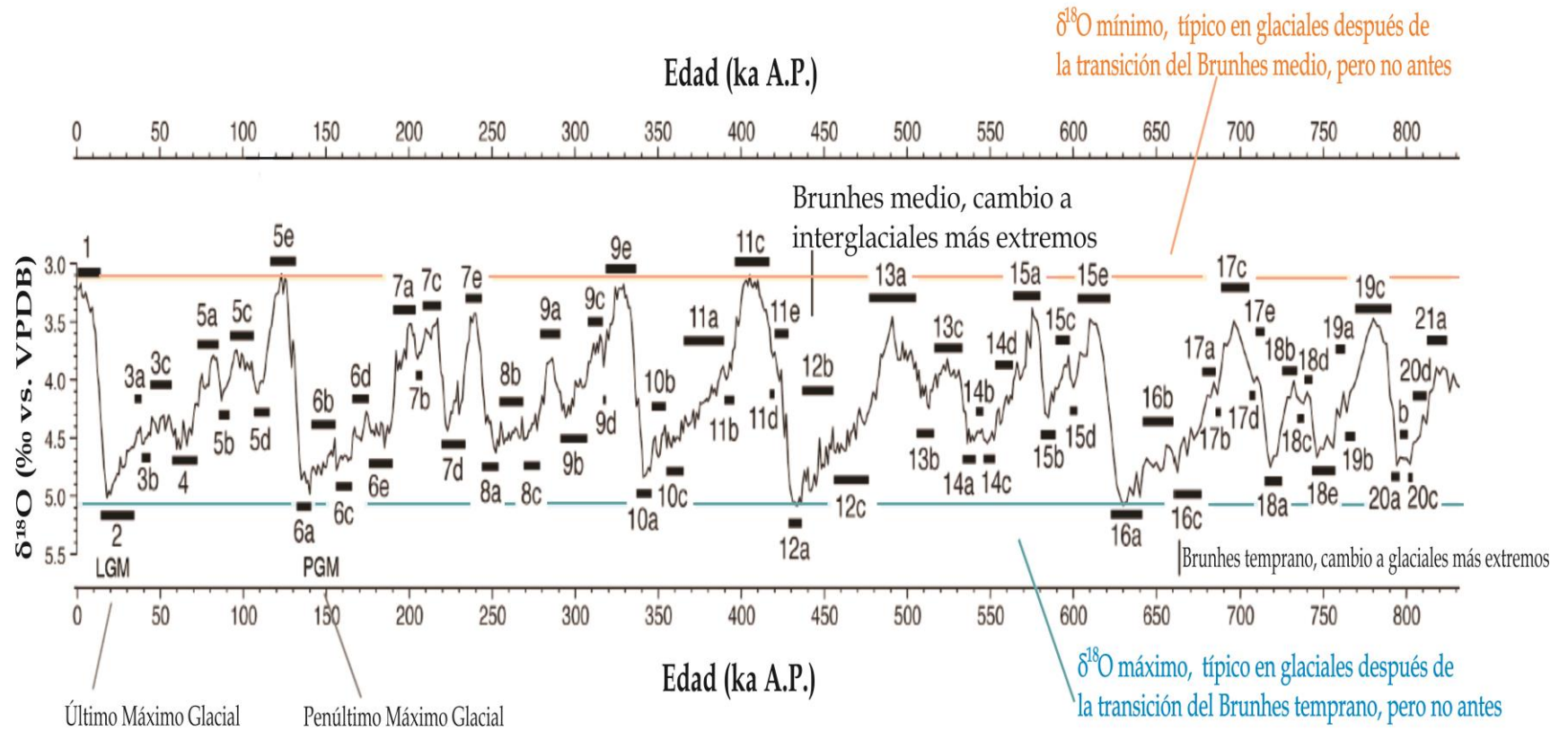


Fig. 1 Diagrama de las divisiones de los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) durante los últimos 830 ka A.P.

Fuente: Imagen modificada de SFMGSubstages01.odg. Brunhes es el nombre de la última inversión magnética, ka se refiere a kilo años, es decir miles de años.

Las variaciones climáticas que ha tenido la Tierra, ayudan a entender las respuestas de los sistemas ambientales. Para estudiar estas fluctuaciones, se necesita la acumulación de registros más o menos continuos que abarquen grandes escalas de tiempo, e.g los sedimentos del océano y de lagos antiguos. Debido a los procesos sedimentarios que ocurren en los lagos, son registros naturales que aportan información de las variaciones climáticas y ambientales ocurridas en su entorno (Cohen, 2003). Dependiendo de la longitud de la secuencia lacustre es posible monitorear y reconstruir las condiciones climáticas a distintas escalas de tiempo (Smol, 1992).

En México, se cuenta con pocos registros sedimentarios lacustres que abarquen grandes escalas de tiempo (decenas de miles de años). Dentro de los registros con mayor escala de tiempo se encuentra el lago de Tecocomulco, Hidalgo de 50 ka (Caballero *et al.*, 1999), Zacapu, Michoacán de 52 ka (Ortega *et al.*, 2002), Babícora, Chihuahua de 65 ka (Metcalf, 2006), Laguna Seca de San Felipe, Baja California de 70 ka (Ortega-Guerrero *et al.*, 1999) y Cuitzeo, Michoacán de 120 ka (Israde-Alcántara *et al.*, 2002 y 2010). El lago de Chalco, al sur de la cuenca de México, tiene un registro publicado de 40 ka (Caballero y Ortega, 1998, Torres-Rodríguez *et al.*, 2015; Lozano-García *et al.*, 2015; Ortega-Guerrero *et al.*, 2015), sin embargo su paquete sedimentario es de 260 m, siendo uno de los registros con mayor potencial para el estudio de los cambios climáticos en el centro del país durante las últimas centenas de miles de años (Lozano *et al.*, 2017).

Herrera-Hernández (2011) caracterizó la estratigrafía y facies* de los primeros 122.5 m de sedimentos lacustres de Chalco. Dentro de la secuencia se encontraron materiales de origen biogénico, químico y detrítico. La parte más profunda de la secuencia (122.5 a 106 m) se caracteriza por sedimentos laminados y posteriores a estos, se observa un cambio a sedimentos masivos.

En este trabajo se va a analizar en la transición de la sección laminada a los sedimentos masivos (122.5 a 100 m), los cuales representan el cambio entre el MIS 6 y 5.

Objetivos

El objetivo general de esta tesis es reconstruir las características paleolimnológicas del antiguo lago de Chalco mediante el estudio del contenido de diatomeas y análisis geoquímicos, en los sedimentos lacustres masivos y laminados que han sido recuperados en Chalco que se encuentran de 122.5 a 100 m una profundidad.

Los objetivos particulares son:

- Realizar un análisis cuantitativo de las diatomeas presentes a lo largo de la secuencia seleccionada (de 122.5 a 100 m), e interpretar a partir de la ecología de las especies, las condiciones paleolimnológicas en Chalco.
- Determinar el contenido de diatomeas (de forma cualitativa) en las laminaciones claras y oscuras presentes en la secuencia seleccionada, para contribuir a identificar los procesos que pudieron llevar a su acumulación y evaluar la posibilidad de que representen varves.
- **Realizar conteos de las laminaciones claras y oscuras para estimar las posibles tasas de acumulación de este paquete sedimentario considerando que las laminaciones sean anuales y representen varves.
- Determinar el contenido de diatomeas (de forma cualitativa) antes, durante y después del depósito de las facies de calcita micrítica presentes en la secuencia seleccionada, para contribuir a identificar los procesos que pudieron llevar a su acumulación.
- Integrar los datos de Ti y las relaciones de Ca/Ti, Si/Ti, Fe/Ti y Mn/Ti a lo largo de la secuencia seleccionada y comparativamente entre las láminas claras-oscuras y las capas de calcita micrítica, con el contenido de diatomeas para realizar una interpretación paleoambiental y paleoclimática.

**Tomar en cuenta que no todas las laminaciones tienen una escala temporal anual, aquellos que tienen ciclos anuales se denominan varves, es por ello que en este objetivo se va a evaluar la posibilidad que las láminas sean varves.

Justificación

El lago de Chalco es uno de los pocos sistemas en el mundo que permite el análisis de una secuencia sedimentaria lacustre continua y potente (~260 m), por lo cual es de gran interés para los estudios de variabilidad climática y ambiental asociados con los ciclos glaciares e interglaciares en el centro de México (Lozano-García *et al.*, 2017).

El estudio de la secuencia estratigráfica del lago de Chalco es también importante debido a la cercanía con Zona Metropolitana de la Ciudad de México, ya que con esto se puede conocer las condiciones climáticas y ambientales de la región, así como las afectaciones que se han registrado por el hundimiento del terreno, la historia de la actividad volcánica, etc. Extrapolando linealmente la tasa sedimentaria de los primeros 26 m, que en promedio es de 0.8 mm/año, se estima que este paquete lacustre podría abarcar los últimos ~300 a 350 ka. En esta escala temporal sería posible documentar las características de los estadios isotópicos marinos anteriores (aproximadamente hasta el MIS 10) en el centro de México.

Estudiar el pasado para entender el presente es una de las herramientas más utilizadas para mejorar la predicción del clima en el futuro, de modo que la respuesta que han tenido los ecosistemas ante las distintas fluctuaciones climáticas naturales en el centro de México ayudan a comparar con el calentamiento climático actual y aportar elementos que permitan predecir, modelar y adaptarnos.

Se han realizado diferentes trabajos referentes al último máximo glacial (MIS 2) y al Holoceno en el centro de México, algunos de los trabajos son Lozano-García *et al.*, (1993), Caballero y Ortega-Guerrero (1998), Lachniet y Vazquez-Selem (2005), Caballero *et al.*, (2010), sin embargo este trabajo es una de las primeras reconstrucciones del penúltimo glacial (MIS 6) y del último interglacial (MIS 5e) en México. La importancia de estudiar este último interglacial, es porque se considera como el último periodo con las condiciones más cálidas que ha tenido el planeta, incluso que en la actualidad (Müller, 2009). Por lo que conocer el comportamiento del clima en este periodo es de gran importancia para comparar con las condiciones actuales en el centro de México.

Hipótesis

- Dado que el MIS 6 es un periodo glacial, se espera que las características limnológicas del antiguo lago de Chalco correspondan a un lago profundo de agua dulce, mientras que el MIS 5 que corresponde a un periodo interglacial sea un lago somero, salobre asociado con climas más áridos.
- Dado que la relación de Ca/Ti es un indicador de evaporación/precipitación, se espera que la relación Ca/Ti sea menor durante MIS 6 (glaciar, húmedo) que durante el MIS 5 (interglaciar, árido).
- Bajo el supuesto que las laminaciones en la secuencia seleccionada representan varves cuya preservación fue favorecida por condiciones anóxicas en la interface agua/sedimento, se espera que la lámina clara esté formada principalmente por diatomeas planctónicas.
- Se espera que en el sedimento de las capas de lodo de calcita micrítica estén presentes diatomeas con afinidades hacia aguas someras, alcalinas, ricas en bicarbonatos, y que las diatomeas presentes en los sedimentos anteriores y posteriores sean diferentes, conteniendo especies de ambientes menos alcalinos.
- La tasa de sedimentación en el lago de Chalco en trabajos anteriores se ha reportado dentro del rango de 0.2 hasta 12.5 mm/a (Torres-Rodríguez *et al.*, 2015), entonces con los resultados del conteo de láminas a lo largo de la secuencia laminada, considerando que representen varves, se espera encontrar una tasa de sedimentación dentro de dicho intervalo.

Área de estudio

Descripción geológica del sitio

El Cinturón Volcánico Transmexicano o la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es una cadena de elevadas montañas entre 18° 30' y 21° 30' N que atraviesa el centro de México desde las costas del Pacífico hasta el Golfo de México (Fig. 2a), es producto de la subducción de la placa de Cocos, así como de la microplaca Rivera bajo la placa Norteamericana (Ferrari *et al.*, 2012). Inició su formación durante el Mioceno medio-tardío, como resultado del cambio en el desplazamiento del arco que formó la Sierra Madre Occidental (Ferrari, 1999). Tiene una dirección preferencial E-O y geomorfológicamente cuenta con valles, cuencas y grandes cambios de elevación asociados a estructuras volcánicas (Velasco-Tapia y Verma, 2013).

La FVTM tiene aproximadamente 1,000 km de longitud con aproximadamente 8,000 estructuras volcánicas individuales que incluyen estratovolcanes, campos de conos monogenéticos, domos y calderas (Velasco-Tapia y Verma, 2013); se caracteriza por una gran variabilidad del estilo volcánico, así como su composición química en todo el arco volcánico, la variación del ancho del arco (entre 80 a 230 km), la presencia de un volcanismo de tipo intraplaca relacionado con la subducción y la oblicuidad de su parte central y oriental con la trinchera mesoamericana (Ferrari, 2000).

En la parte central-este de la FVTM se encuentra la cuenca de México (CM) cuya formación dio comienzo durante el Mioceno medio. Alrededor de ~13 a 10 Ma, se formaron los estratovolcanes y conos de lava de la sierra de Guadalupe y varios cuerpos volcánicos del noroeste de la ciudad de México, el vulcanismo continuó en la cuenca de México hasta ~3.7 Ma formando la sierra de las Cruces y el campo volcánico de Apan. Sin embargo, la mayor actividad volcánica se desarrolló durante el Cuaternario en la parte sureste formando la sierra Nevada (una cadena volcánica que comprende el complejo volcánico Tláloc-Telapón, el complejo volcánico Iztaccíhuatl y el volcán Popocatepetl) y los conos monogenéticos de la sierra de Chichinautzin (Gomez-Tuena *et al.*, 2005).

La cuenca de México mide aproximadamente 9600 km² de superficie, tiene una altitud de 2240 msnm, y se encuentra delimitada al norte por las sierras de Pachuca, Tepotzotlan, Guadalupe, Patlachique y Tepozán, al este por la sierra Nevada, al oeste por la sierra de Monte Alto y las Cruces, y al sur por la sierra de Chichinautzin (Fig. 2b).

La sierra Chichinautzin comprende un extensivo campo volcánico monogenético compuesto principalmente por flujos de lava basáltica y andesítica, así como unidades piroclásticas (Ortega-Guerrero y Newton, 1998); su evolución se dio en episodios, comenzando hace 1.2 Ma, y siendo los productos de las erupciones más jóvenes (menores a 40 ka) del Xitle, Teuhtli, Guespalapa, Pelado y Tuxtepec (Arce *et al.*, 2013).

La formación de la sierra Chichinautzin obstruyó el antiguo drenaje de la CM dirigido al río Balsas produciendo una cuenca endorreica, lo cual permitió la acumulación de agua captada por escorrentía y del subsuelo que formaron grandes cuerpos lacustres: al norte Zumpango y Xaltocan, al este Texcoco, al sur Xochimilco y Chalco, que podían llegar a formar uno solo (Díaz-Rodríguez, 2006; Rodríguez-Castillo y González-Moran, 1989).

La subcuenca de Chalco (Fig. 2c) con una superficie de 1100 km², se encuentra delimitada al este por la sierra Nevada, al norte por la sierra de Santa Catarina y al sur por la sierra Chichinautzin; antiguamente limitaba al oeste por la isla de Tláhuac, separándolo del lago de Xochimilco (Caballero, 1997). Está constituida por un graben ENE-OSO, en el cual la sierra de Santa Catarina y los volcanes Teuhtli y Topilejo forman una falla normal de N a S respectivamente (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Rodríguez-Chávez, 2003); además se caracteriza por un alto

estructural de orientación NE-SO, que coincide con el alineamiento de los volcanes Xico y Tlapacoya, que forma la división del graben en dos cuencas E y O (Urrutia-Fucuguachi y Chávez-Segura, 1991; Campos Enríquez *et al.*, 1997), según los últimos estudios la secuencia sedimentaria lacustre abarca alrededor de 260 m (Lozano-García *et al.*, 2017).

La sierra Santa Catarina ha sido poco estudiada a pesar de que constituye una parte importante de la zona urbana de la capital del país (Lugo-Hub *et al.*, 1994). Sin embargo se sabe que está formada por rocas volcánicas procedentes de derrames de lava y tefra, iniciando su evolución en el occidente con el volcán Yahualixqui (o San Nicolás) y finalizando con el volcán Tecuatzi, al oriente (Lugo-Hub *et al.*, 1994; Urrutia-Fucuguachi, 1995); se piensa que su origen fue contemporáneo a la sierra Chichinautzin (Arce *et al.*, 2013).

El lago de Chalco (19° 30' N, 99° 00' O), a unos 2,200 msnm, se extendía en un área aproximada de 240 km² (Ortega-Guerrero *et al.*, 2015), los ríos que alimentaban principalmente al lago eran el río Amecameca y el Tlalmanalco, los cuales se originaban en los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. Actualmente el lago de Chalco (Fig. 2c) se ha reducido a unas áreas pantanosas al oeste y sur del volcán de Xico (Fig. 2d), la principal de ellas con aproximadamente 5 km² tiene forma de C invertida, a la que se le refiere como nuevo lago de Chalco (Ortiz Zamora y Ortega-Guerrero 2007); las partes aledañas se utilizan para la agricultura (Ortega-Guerrero *et al.*, 2000), aunque gran parte de la planicie ya ha sido urbanizada.

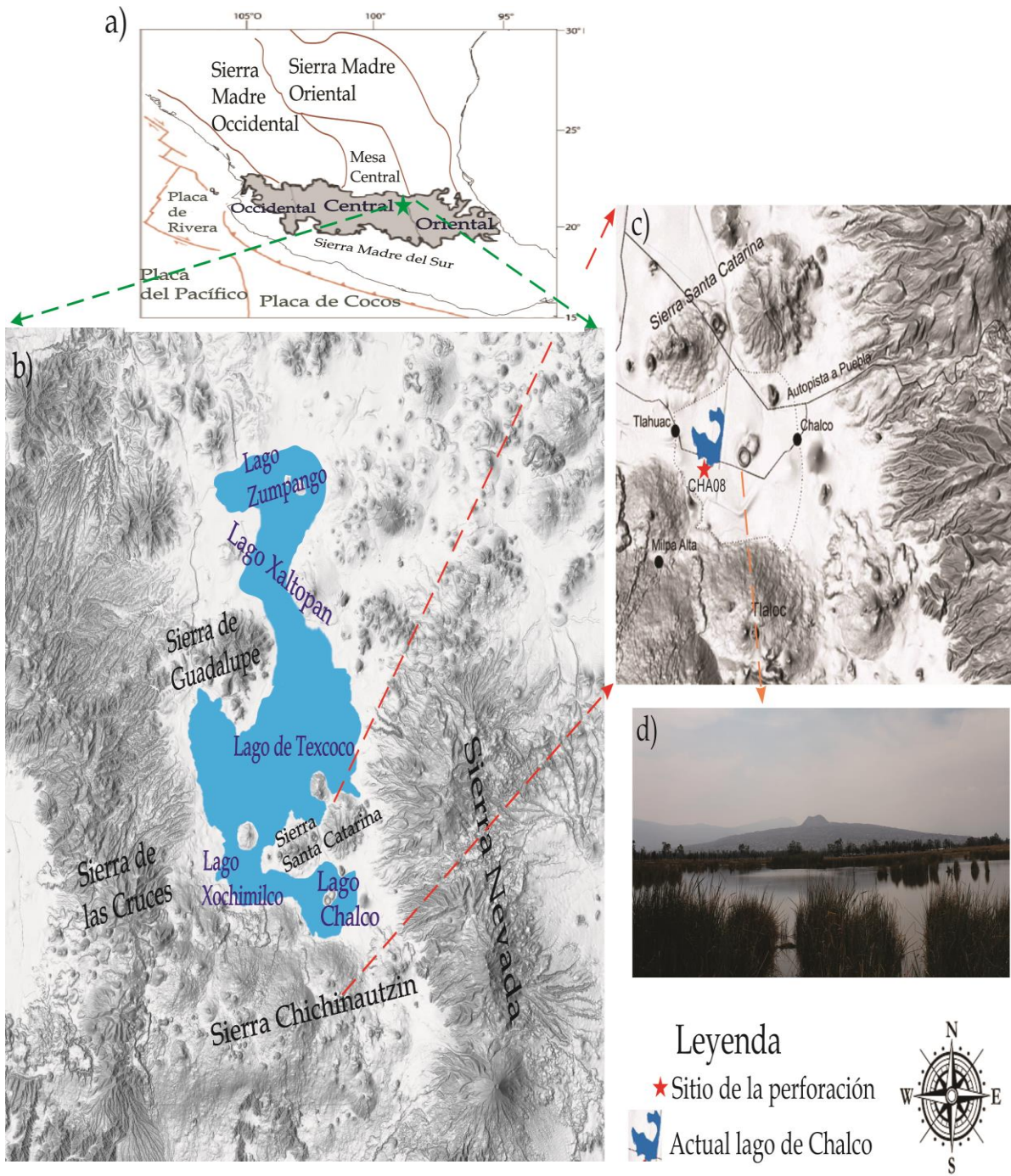


Fig. 2 Localización del sitio de estudio, ubicado en la cuenca de México, México. a) Localización de la FVTM
 b) Imagen reconstruida de los lagos de la cuenca de México: Zumpango, Xaltopan, Texcoco, Xochimilco y Chalco.
 c) Localización de la subcuenca de Chalco. d) Fotografía del lago de Chalco con el volcán Xico.

Fuente: Tomado de INEGI y modificado de Gómez-Tuena et al., 2005.

Clima en México

México se encuentra en la zona tropical del hemisferio norte. Los procesos atmosféricos junto con el relieve juegan un papel importante para la diversidad de climas (Metcalf *et al.*, 2000). El clima actual de México se encuentra dominado por la migración estacional de norte a sur de la Zona de Convergencia Intertropical* (ZCIT), la posición e intensidad de las celdas de alta presión Bermuda-Azores (en el Atlántico) y Hawái (en el Pacífico) y por los centros de baja presión en latitudes medias (Fig. 3) (Metcalf, 2006). El movimiento de la ZCIT puede modificarse por la temperatura de los sistemas oceánicos del Pacífico y Atlántico, así como por las variaciones de fenómenos atmosféricos y oceánicos como El Niño Oscilación del Sur* (ENSO), etc. (Amador *et al.*, 2006).

En invierno, la ZCIT se desplaza hacia el sur, siendo dominadas las condiciones atmosféricas por los sistemas de alta presión del Pacífico y del Atlántico, generando condiciones más secas. Los aportes de humedad y lluvias que recibe el país son por parte de los sistemas ciclónicos del Pacífico y los frentes fríos provenientes de Norteamérica (Fig. 3a) (Metcalf, 2006).

En el verano, el centro de México se caracteriza por tener una máxima precipitación, debido a la migración de la ZCIT hacia el norte. Los vientos alisios* proveen de humedad desde el Golfo de México y Caribe (Caballero *et al.*, 2010). En la parte noroeste del país existe una circulación tipo monzónica que se denomina Monzón Mexicano que provee de una temporada de lluvias que va de junio a septiembre (Fig. 3b) (Adams and Comfrie, 1997).

Los periodos estacionales de lluvias se ven afectados cuando se presenta el fenómeno el Niño-Oscilación del sur (ENSO), la Oscilación Decadal del Pacífico* (ODP), Oscilación del Atlántico Norte* (OAN) o el Patrón Pacífico de América del Norte* (PAN) (Metcalf 2006, Magaña *et al.*, 2003). Durante el Niño se incrementa la precipitación invernal en el noreste del país, mientras que en el Istmo de Tehuantepec la anomalía de precipitación es negativa. En verano la precipitación presenta anomalías negativas en la mayor parte de México y América Central. Durante periodos de la Niña hay mayor precipitación (Magaña *et al.*, 2003). La fase positiva la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) favorece las lluvias en invierno al norte y centro del territorio y en la parte sur los veranos son secos. En la fase negativa los patrones de lluvias se invierten en el territorio (Méndez *et al.*, 2010). No se tiene identificada la relación que tienen los fenómenos del patrón Pacífico de América del Norte (PAN) y la Oscilación del Atlántico con la variabilidad climática de México (Quiroz, 2011; Sánchez-Santillán *et al.*, 2006). Sin embargo, se ha observado que en presencia del ENSO, el patrón PAN incrementa la frecuencia de los frentes fríos provenientes de Norteamérica al Golfo de México (Quiroz, 2011).

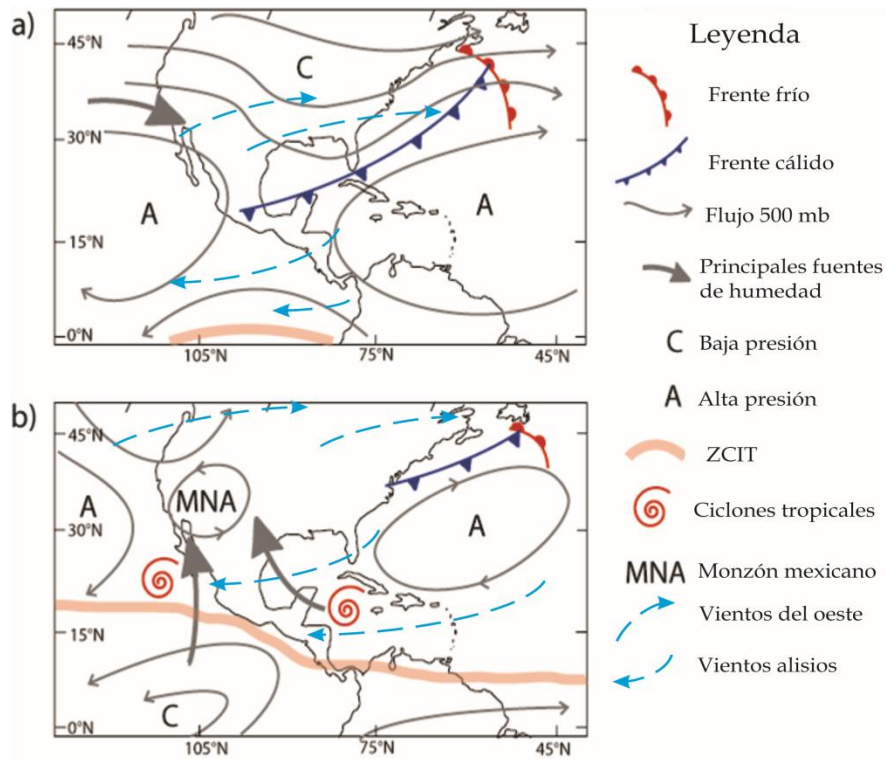


Fig. 3 Diagrama del modelo climático con los factores que controlan el clima actual de México. a) En el invierno: Las condiciones son secas en la mayor parte del país, dominan los sistemas de alta presión del Pacífico y Atlántico, la ZCIT se desplaza al sur. b) En verano: Las condiciones son más húmedas, se presenta el monzón mexicano en el suroeste del país y en el sureste se presentan tormentas tropicales. Fuente: Imagen modificada de Metcalfe et al., 2006.

Clima en la cuenca de México

La cuenca de México se localiza a una latitud entre 19°00'-20°00' N, tiene un clima subtropical de gran altitud, con inviernos fríos y secos, y veranos lluviosos. La precipitación puede ser influenciada por frentes polares en invierno, así como por los vientos alisios en verano, sin embargo durante el Último Máximo Glacial (MIS 2), la precipitación suministrada pudo ser influenciada por los vientos del oeste* provocando un aumento en la precipitación de invierno (Bradbury, 1997).

La cuenca de México se caracteriza por diferentes tipos y subtipos de climas: el clima que predomina es el templado, con temperaturas que oscilan entre 12° a 18° C, y está restringido para las altitudes que van entre 2000 a 2900 msnm. En el norte de la cuenca se caracteriza por un clima semiseco, debido a que la precipitación es menor a 500 mm/a. En la zona sur y suroeste de la cuenca se caracteriza por tener un clima subhúmedo, con una precipitación de 800 a 1200 mm/a. En las montañas con alturas superiores a 3000 msnm se presentan climas semifríos, con una temperatura media anual de entre 5° y 12° C. En las cumbres del Popocatepetl y del Iztaccíhuatl, a partir de los 4000 msnm, se caracterizan por climas más fríos con una temperatura media anual que oscila entre -2° y 5° C (Lozano y Ortega, 1994).

Específicamente en la cuenca de Chalco el clima se clasifica como templado subhúmedo con una temperatura promedio anual de 17° C, con una temperatura máxima durante los meses de primavera (27° a 28.5° C) y una precipitación promedio de 540 mm/a (Lozano et al., 2015).

Marco teórico

Diatomeas

Las diatomeas son algas eucariotas fotosintéticas microscópicas (miden de 2-500 μm), que pertenecen a la división *Bacillariophyta*; tienen una pigmentación amarillo-marrón y una pared celular transparente llamada frústulo formada de dióxido de silicio hidratado (SiO_2 , sílice opalino), la cual sintetizan a partir de procesos de biomineralización (Dixit *et al.*, 1992). El Si es un nutriente abundante en casi todos los hábitats acuáticos, pero sí llegara a estar ausente, las diatomeas detendrían su reproducción y eventualmente morirían (Kröger y Poulsen, 2008).

A menudo se hace analogía al frústulo con una caja de cristal, puede ser descrita por la vista valvar y cingular, que corresponde con la parte superior o lateral de la caja de cristal, respectivamente. La valva grande (epivalva o epiteca, dependiendo de la vista) se encuentra superpuesta a la pequeña (hipovalva o hipoteca) y están unidas con una serie de bandas llamadas cíngulo (Fig. 4). Generalmente ambas valvas tienen una estructura idéntica que presenta formas (v.g. circular, triangular, cuadrada o elíptica, etc.) y ornamentaciones (v.g. rafe*, estrías*, areolae*, espinas, etc.) características dependiendo de la especie (Seckbach *et al.*, 2011).

Generalmente, su reproducción es asexual, por mitosis; ambas valvas se separan y cada mitad se convierte en una nueva epivalva que segrega una nueva hipovalva (Fig. 4). Debido a esto las diatomeas de una misma especie tienen intervalos de tamaño que llegan a ser cada vez más pequeños llegando hasta una talla mínima, esta alteración se conoce como el fenómeno de reducción de tamaño. Para restaurar su talla, las diatomeas se reproducen de forma sexual, pero la temporalidad varía dependiendo de cada especie (Battarbee *et al.*, 2002). Cuando utilizan la vía sexual para su reproducción, los gametos formados, ya sea por oogamia, anisogamia o isogamia, son liberados por sus padres fusionándose para formar un cigoto (auxosporas), que se agranda para restaurar la línea celular a su tamaño máximo (Fig. 5) (Medlin *et al.*, 1993).

De forma general las diatomeas se pueden clasificar como centrales o pennadas (Fig. 6). Las diatomeas centrales tienen formas circulares, poligonales o elípticas en vista valvar, donde la simetría de las ornamentaciones está orientada hacia un centro, la ornamentación tiene un patrón concéntrico o excéntrico, el cual se asemeja a un panal con filas formadas regularmente. Las diatomeas pennadas tienen formas alargadas o lanceoladas* en la vista valvar y una simetría bilateral con respecto al eje longitudinal de la valva. La estructura es similar a una pluma, orientada a una línea apical media llamada esternón. El esternón puede ser sencillo, también llamado pseudorafe (falso rafe) o puede estar surcado por una hendidura llamada rafe. El rafe es una hendidura que va a lo largo de la valva, y está dividida en dos ramas que se unen en un nódulo central*, cada rama termina en los nódulos polares o extremos de la valva. Esta estructura le permite moverse y adherirse a cualquier sustrato (South y Whittick, 2009; Miller y Florin, 1994).

La taxonomía de las diatomeas se determina a partir de su estructura, y existen diferentes clasificaciones, entre ellas se encuentra la clasificación propuesta por Round *et al.*, (1990) que divide a las diatomeas en tres clases: Coscinodiscophyceae, diatomeas centrales que poseen una simetría radial, Fragilariophyceae, diatomeas pennadas (simetría bilateral) con esternón sin rafe, y Bacillariophyceae, diatomeas pennadas (simetría bilateral) con esternón con rafe (Fig. 6).

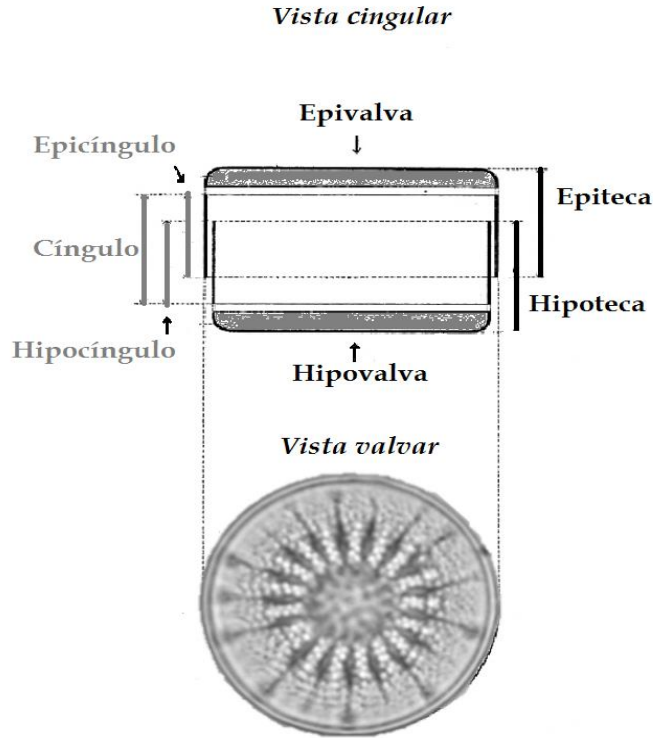


Fig. 4 Estructura esquemática del frústulo de una diatomea central en vista cingular y valvar.
Fuente: Imagen modificada de Cupp, 1943.

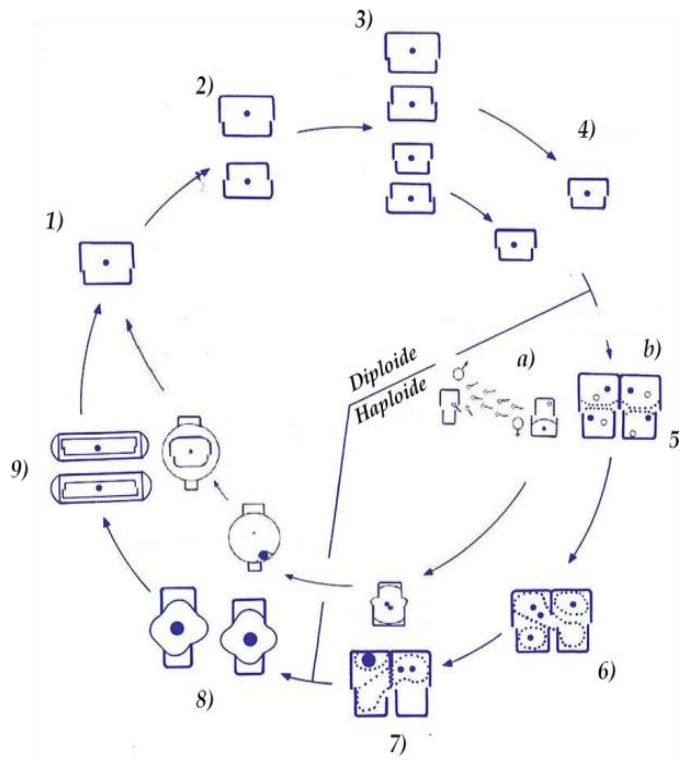


Fig. 5 Ciclo de vida de una diatomea. 1) Célula vegetativa, 2) y 3) división celular, 4) reducción de tamaño, a) reproducción por oogamia b) reproducción por isogamia, 5) gametogénesis, 6) y 7) fertilización, 8) auxosporas y 9) células iniciales. Fuente: Imagen modificada de Hasle y Syversten, 1997.

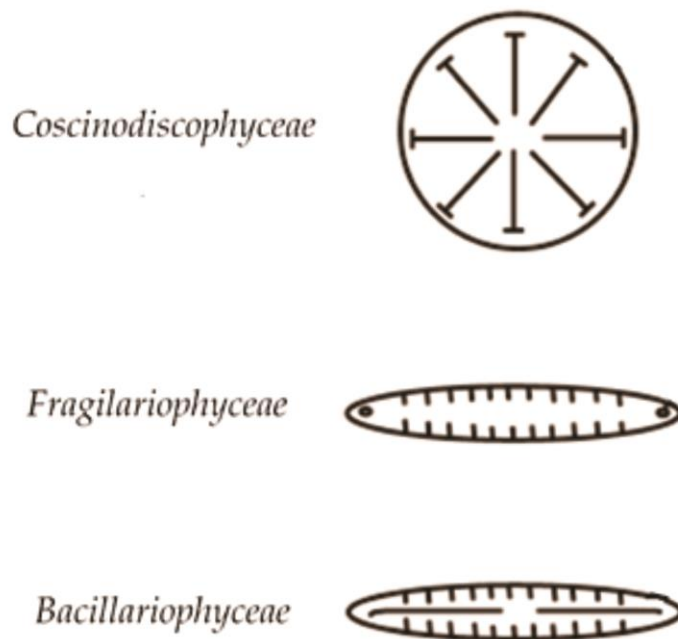


Fig. 6 Clasificación de las diatomeas propuesta por Round *et al.*, (1990). *Coscinodiscophyceae* son las diatomeas centrales, *Fragilariophyceae* son las diatomeas pennadas sin rafe, *Bacillariophyceae* son las diatomeas pennadas con rafe.
Fuente: Imagen modificada de Crosta y Koc, 2007.

Las diatomeas se distribuyen en todo el mundo en casi todos los ambientes acuáticos, ya sean de agua dulce o salada, en ambientes tropicales hasta polares, y son la base de dichos ecosistemas (Seckbach *et al.*, 2011). Viven como células solitarias o de forma colonial. Dentro del ecosistema al que pertenecen, se pueden encontrar en distintos hábitats: dentro del plancton, bentos, e incluso pueden crecer en ambientes subaéreos (Battarbee *et al.*, 2002; Johansen, 2010).

Las diatomeas planctónicas se encuentran suspendidas en la columna de agua, están influenciadas por dos factores: la disponibilidad de nutrientes, principalmente los silicatos y su densidad, ya que dependiendo de su densidad respecto a la del agua se pueden hundir con mayor o menor facilidad, sin embargo las diatomeas planctónicas exhiben formas que propician su flotabilidad (Jones, 2007). Debido a procesos físicos como las corrientes de viento, corrientes de agua y la convección dentro del cuerpo de agua, las diatomeas asociadas a los sedimentos pueden ser resuspendidas a la columna de agua (ticoplancton) (Battarbee *et al.*, 2002). Las diatomeas bentónicas se encuentran en los sedimentos y pueden estar asociadas a rocas (epifiton), plantas (epifiton) o granos de arena (epipsamon). Su extensión alrededor de los márgenes de lagos depende de la disponibilidad de sustratos adecuados y el grado de penetración de la luz. Algunas pasan parte de sus ciclos de vida en el sedimento (meroplancton) y después regresan a la columna de agua (Battarbee *et al.*, 2002).

A partir de su ecología, las diatomeas han sido utilizadas principalmente para las reconstrucciones de salinidad, conductividad eléctrica y pH en diferentes lagos (Battarbee *et al.*, 2002) y por ello existen sistemas de clasificación. El sistema Halobion, es la clasificación de las diatomeas dentro del espectro de tolerancia a la salinidad (Fritz, 2013). A continuación se muestra el sistema de clasificación que divide a las diatomeas en toda la gama de los cuerpos de agua dulce hasta los sistemas salinos.

- *Agua dulce*: Especies que prosperan en condiciones menores a 0.5 g/l de sales.
- *Subsalina*: Diatomeas que pueden vivir en agua con concentraciones de sal de 0.5 a 3.0 g/l.
- *Hiposalina*: Especies que prosperan en condiciones salobres, el intervalo de salinidad va de 3 a 20 g/l.
- *Mesosalina*: Especies marinas, que prosperan en concentración de sal va de 20 a 50 g/l.
- *Hipersalina*: Especies que prosperan en condiciones totalmente marinas o en salmueras con concentraciones mayores a 50 g/l.

La agrupación de las diatomeas por el sistema de pH se aplica a los ambientes de agua dulce. El intervalo de pH para que puedan vivir las diatomeas va de 2.5 a 9, sin embargo la mayoría de las diatomeas prefieren un pH de 7.5 a 7 (Hustedt, 1939).

- *Acidobionticas*: Especies que prefieren un pH por debajo de 7, su mayor desarrollo es con valores menores a 5.5.
- *Acidófilas*: Especies que prefieren un pH alrededor de 7, su mayor desarrollo es por debajo de 7.
- *Indiferentes o circumneutrales*: Especies que tienen un mejor crecimiento con un pH alrededor de 7.
- *Alcalófilas*: Especies de diatomeas que prefieren un pH alrededor de 7, su mayor desarrollo es por arriba de 7.
- *Alcalibionticas*: Diatomeas que solo se desarrollan en agua con un pH alcalino.

Fluorescencia de rayos X

La Fluorescencia de Rayos X (FRX) es una técnica geoquímica que determina el contenido y la composición elemental de una muestra (Pizarro y Dávila, 2009). El registro químico en los sedimentos es el resultado de la interacción de distintos factores y procesos fuera y/o dentro del lago, los cuales incluyen la composición de la roca madre, el intemperismo en la cuenca, la deposición atmosférica, el transporte, la sedimentación y los procesos postdeposicionales (Schnurrenberger *et al.*, 2003; Boyle, 2002).

Los sedimentos lacustres se clasifican en clásticos, químicos y biogénicos. Los sedimentos clásticos son aquellos que no se producen en el lago, sino que son transportados hacia éstos (alógenicos). Este tipo de materiales es transportado por agentes erosivos y están constituidos por fragmentos clásticos y/o químicos. Los elementos que se encuentran asociados a estos materiales son el Ti, Fe, Mn, Zr, Al, K, Si, Ca, Na (Schnurrenberger *et al.*, 2003; Kylander *et al.*, 2011).

Los sedimentos biogénicos y químicos son autigénicos, es decir se forman por distintos procesos dentro del lago. Los sedimentos biogénicos están principalmente formados por fósiles o restos de organismos, v.g. diatomeas, ostrácodos, moluscos, etc., siendo los elementos que los constituyen el Si, Ca, Sr, S (Schnurrenberger *et al.*, 2003; Kylander *et al.*, 2011). Los sedimentos químicos están formados por materiales inorgánicos o biológicos que han sido originados por precipitación, solución, o recristalización. Ejemplos de estos materiales son pirita, yeso, calcita, halita, etc. (Schnurrenberger *et al.*, 2003). Elementos que los conforman son el Ca, S, Na.

Algunos elementos son susceptibles a verse afectados por procesos físicos y/o químicos dentro del lago, que favorecen su movilización o deposición por lo que se les conoce como móviles, v.g. el Fe y Mn; otros elementos son muy estables y permanecen en los sedimentos una vez que se depositan, por lo que se les conoce como conservadores, como el Ti, Zr (Dong *et al.*, 2009). El titanio es un elemento de origen detrítico, por lo que su presencia en el lago se asocia al transporte de rocas y minerales a partir de lluvias o ríos (Corella *et al.*, 2012; Metcalfe *et al.*, 2010). El Fe se utiliza como un indicador de la entrada de material terrígeno y de eventos volcánicos (Kylander *et al.* 2011). Por su

facilidad a reaccionar en presencia o ausencia de oxígeno, el Fe y Mn son elementos que se pueden movilizar y redepositar por procesos redox diagenéticos. Para determinar los procesos de oxigenación en la columna de agua, se utiliza la relación Fe/Ti y Mn/Ti (Kylander *et al.*, 2011).

Hay elementos que pueden provenir de diferentes fuentes, tanto biológica (autigénica) como detrítica (alogénica), como es el caso del Si y el Ca. Para identificar si la fuente de estos elementos (Si, Ca, Fe, Mn, etc.) es autigénica vs. alogénica se utiliza al titanio o aluminio para normalizar los valores, debido a que estos elementos son de origen detrítico y conservadores. Con esta normalización se puede utilizar la relación de Si/Ti para cuantificar el sílice biogénico. El Ca/Ti se ha utilizado para cuantificar la precipitación de carbonatos autigénicos, que pueden ser usados como proxy de elevada evaporación en el sistema (Peinerud, 2000; Cohen, 2003; Kylander *et al.* 2011).

Varves

Por definición geológica, se consideran laminaciones o láminas a todos los estratos que miden menos de 1 cm de espesor. De Geer (1912) acuñó el término *varve* que se refiere a dos láminas de diferente composición, textura y estructura que se depositan a lo largo de un ciclo anual (Fig. 7), este tipo de sedimentos se pueden encontrar en el océano o en lagos (Pike y Stickley, 2007; Simola, 2007), para su formación y preservación se requiere de una sedimentación de baja energía y ausencia de bioturbación (Zolitschka, 1996, 2007, 2009; Pike y Stickley, 2007); además su composición depende de procesos climáticos, hidrológicos y biológicos asociados a la cuenca. Los sedimentos varvados lacustres se pueden clasificar como clásticos, biogénicos y evaporíticos (Ojalá *et al.*, 2012). Los varves se han utilizado en paleoceanografía y paleolimnología debido a que su presencia permite contar con una cronología precisa de la secuencia de la sedimentaria.

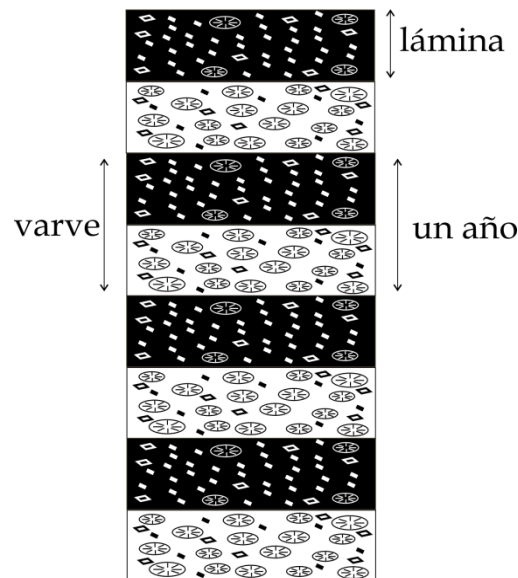


Fig. 7 Esquema de un varve.

Antecedentes

En las cuencas lacustres del centro de México se han registrado cambios en los niveles de los lagos a lo largo de su historia (Caballero *et al.*, 2010); en especial, el sistema lacustre de Chalco ha mostrado variaciones en su profundidad y extensión (Caballero, 1995).

En los estudios paleolimnológicos realizados en el lago de Chalco por Watts y Bradbury (1982), Bradbury (1989) y Caballero y Ortega-Guerrero (1998); se han encontrado asociaciones similares de diatomeas, siendo las especies más importantes *Fragilaria* spp, *Cocconeis placentula*, *Cyclotella meneghiniana*, *Nitzschia frustulum*, *Amphora veneta*, *Anomoeoneis costata* y *Campylodiscus clypeus*; a partir de la ecología de las diatomeas, estos autores sugieren una agrupación para los taxones, que permite la reconstrucción de las condiciones en el lago. *Cocconeis* y *Fragilaria* son características de ambientes de agua dulce, *Cyclotella meneghiniana* y *Nitzschia frustulum* de a un lago alcalino-salobre y *A. costata* y *C. clypeus* de a un ambiente somero y salobre (Watts y Bradbury 1982, Bradbury 1989, Caballero y Ortega-Guerrero 1998). Estas asociaciones se han alternado a lo largo del registro paleolimnológico durante los últimos ca. 40,000 años (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998). Las edades reportadas en los artículos de Caballero (1997) y Caballero y Ortega-Guerrero (1998) no fueron calibradas, por lo que en este trabajo se modificaron, ya que se calibraron para compararlas con las edades de los MIS.

En el MIS 3 el conjunto de diatomeas del lago de Chalco indica que era somero y salobre desde hace aproximadamente 50 ka cal. BP, estas condiciones continúan hasta el final del MIS 3 hace 27 ka cal BP (22.5 ka¹⁴C BP.) (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998). Entre 30 a 22 ka los lagos Tecocomulco, Texcoco y Cuitzeo eran someros o había ausencia de diatomeas, lo que indica condiciones de sequía (Caballero *et al.*, 2010); mientras que Pátzcuaro indica un lago profundo (Bradbury, 1997, 2000; Metcalfe *et al.*, 2007).

El estudio elaborado por Torres-Rodríguez *et al.*, (2015) concuerda con un episodio de sequía alrededor de 27 cal. A.P. en el Lago de Chalco debido a altos valores de carbono inorgánico total (TIC), además el registro de partículas carbonizadas indica que durante el MIS 3 (59-28k cal A.P.) hubo una mayor frecuencia de fuegos comparadas con el MIS 5 (85-77k cal A.P.), MIS 4 (65-59k cal a A.P.) y MIS 2 (28-10k cal A.P.), sugiriendo que el ambiente era más seco.

Durante el Último Máximo Glacial (UMG) (22-18 ka cal. AP) hay evidencias de avances glaciares en las montañas más altas de la zona del centro de México (mayores a 3800msnm) (Vázquez-Selem y Heine, 2004), que permiten una disminución de la temperatura de 6 a 7.5° C respecto a la actual. Por otro lado, los estudios realizados en diferentes lagos del centro de México indican cambios en la humedad (Caballero *et al.*, 2010). En Pátzcuaro, en el centro-poniente (Bradbury, 1997) de la FVTM y en Petén-Itzá, al sur de la península de Yucatán (Hodell *et al.*, 2008; Bush *et al.*, 2009) las condiciones son relativamente húmedas comparadas con las cuencas interiores de la FVTM (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero *et al.*, 1999; Lozano-García *et al.*, 2005). Caballero *et al.*, (2010) sugieren de forma general que la parte oriental y occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) fue más húmeda que en el centro; teniendo una variabilidad climática E-O a lo largo de la FVTM, debido al relieve de la zona. La disminución de la humedad en la parte central y este de la FVTM, se debe a la migración al sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), así como de los vientos alisios (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero *et al.*, 2010), mientras que los altos niveles del lago de Pátzcuaro se deben al aporte de humedad proveniente de los vientos del oeste, así como el desplazamiento latitudinal hacia el sur del monzón mexicano (Bradbury, 1997, 2000).

En los registros paleolimnológicos de Chalco para el glacial tardío, Caballero y Ortega-Guerrero (1998) observan una transición de las especies de diatomeas, indicando un lago un poco más profundo y de agua dulce que se mantiene, con fluctuaciones en su nivel y valores de pH, hasta los

11.3 ka cal BP. En el lago de Chignahuapan también se observó un aumento del nivel lacustre, mientras que en Pátzcuaro y Cuitzeo hubo una disminución del nivel (Caballero *et al.*, 2010). Los valores de TIC coinciden con periodos de humedad durante ~14-10 cal. A.P. en el centro de México (Torres-Rodríguez *et al.*, 2015). Lozano-García *et al.*, (2007) indican que una fuente de humedad que pudo incrementarse durante el UMG y el glacial tardío, fueron la presencia de los nortes en el centro-oriente de México y la migración de la ZCIT hacia el norte mientras que la evaporación todavía no era tan alta, aumentando así la precipitación durante el invierno.

Hacia el Holoceno temprano las señales paleoclimáticas vuelven a variar dependiendo del relieve de la zona; el lago de Chalco regresa a condiciones de elevada salinidad entre 11.6 y 6 ka cal. A.P. (13-5 ka¹⁴C A.P.), y en la cuenca alta del Lerma (Caballero *et al.*, 2002) también se registra una disminución del nivel lacustre; mientras que en Tlaxcala y Michoacán se reportan climas cálidos con humedad variable (Borejsza y Frederick, 2010; Bradbury, 2000; Israde-Alcántara *et al.*, 2010).

Hay que considerar que además de los procesos climáticos, la cuenca de Chalco se ve influenciada por procesos volcánicos y tectónicos, ya que estos modifican la tasa de sedimentación, la forma y estructura de la cuenca (Ortega-Guerrero *et al.*, 2015).

En la actualidad se encuentra en estudio una secuencia sedimentaria recuperada del lago de Chalco que alcanza los 122.5 m de profundidad (de la cual este trabajo forma parte), para la cual ya están publicados algunos resultados (Ortega-Guerrero *et al.*, 2015) de los primeros 26.7m (con una escala temporal del MIS 3 al MIS 1, aproximadamente los últimos 60 ka). Herrera-Hernández (2011) trabajo con la secuencia completa, realizando una descripción de facies, entre las que identificó facies clásticas, volcánicas y biogénicas. Dentro de la secuencia, la textura de los sedimentos varía entre masiva, bandeada a laminada, destacando la parte más profunda de la secuencia (121.2-106 m) que se encuentra laminada. Estudiar este tipo de sedimentación es de gran importancia debido a que se encuentra controlado por condiciones climáticas contrastantes en escalas de tiempo anuales o subanuales. Sin embargo es raro encontrar lagos en el centro de México que tengan sedimentos laminados (Metcalf y Davies, 2007), y los únicos reportados provienen de Hoya la Alberca y Hoya Rincón de Parangueo en Guanajuato (Kienel *et al.*, 2009), la laguna de Juanacatlán en Jalisco (Metcalf y Davies, 2007), el lago Aljojuca en Puebla (Bhattacharya y Byrne, 2015) y la laguna Minucúa en Oaxaca (Goman *et al.*, 2017).

Métodos

Colecta de muestras

En la primavera y verano del 2008, en el marco de un proyecto de perforación profunda en el lago de Chalco, se recuperaron una serie de secuencias sedimentarias cercanas al depocentro de la cuenca de Chalco (19° 15' 13" N, 98° 58' 39" O). Los sedimentos fueron perforados y recuperados con un nucleador tipo Shelby, en secciones de 1.10 m de longitud, en el barril de acero que en el interior contiene tubos de PVC de 4 pulgadas de diámetro interno. Todos los sedimentos así colectados se almacenaron en un cuarto frío a una temperatura de ~4°C. El conjunto de pozos perforados fueron: CHA08-III de 1-90 m, CHA08-IV de 85-122 m, CHA08-V de 29-72 m y CHA08-VI de 71-122.5 m; las claves señalan el sitio y el año de la perforación, mientras que el número romano indica el orden en los que fueron perforados. En conjunto los núcleos recuperados abarcan una secuencia de 122.5 m de profundidad (Herrera-Hernández, 2011). En el presente trabajo se estudiaron los núcleos CHA08 IV, tramos 15-21 y CHA08 VI, tramos 14-28 que corresponden a una profundidad de 100 a 122.5 m, en los que se observa una transición de sedimentos laminados que dominan hacia la base de la secuencia (121.2-106 m) a sedimentos masivos que dominan hacia la cima de esta sección (106-100 m) (Fig. 8).

Los núcleos se llevaron al LAC-CORE, Universidad de Minnesota donde se abrieron y fotografiaron en 2009. Ya en México se realizó la descripción estratigráfica de los primeros 122.5 m (Herrera-Hernández, 2011). Para realizar la descripción macroscópica de los sedimentos clásticos, químicos y biogénicos, se tomaron un promedio de dos muestras por tramo (Herrera-Hernández, 2011). Con el estudio realizado por Herrera-Hernández (2011) se determinaron los cambios estratigráficos y de facies, en los cuales se caracterizó la base de la secuencia (los últimos 122.5-106 m de profundidad) como limo arcilloso pardo oliváceo intercalado con ooze de diatomeas, en la cual estaban intercaladas capas de lodo de calcita micrítica pardo amarillento; y después cambian a sedimentos masivos de limo arcilloso pardo oliváceo.

Para este estudio se realizaron dos diferentes tipos de submuestreos. 1) Se tomaron 41 muestras a intervalos promedio de 60 cm, con la finalidad de identificar las diatomeas presentes a lo largo de la secuencia seleccionada (100-122.5 m de profundidad). 2) Se prepararon 73 frotis, con la finalidad de realizar una caracterización microscópica de dos facies características de la secuencia. De la facies laminada (claro-oscuro) se realizaron 34 preparaciones, de forma consecutiva (capa clara-capas oscuras) en pares, cuartetos u octetos, a intervalos proporcionales dependiendo de la longitud de la secuencia rítmica. Para la facies de lodo de calcita micrítica se realizaron 39 frotis en triadas (anterior a la capa-dentro de la capa de lodo de calcita micrítica-posterior a la capa). El listado completo de las muestras estudiadas se encuentra en el anexo B.

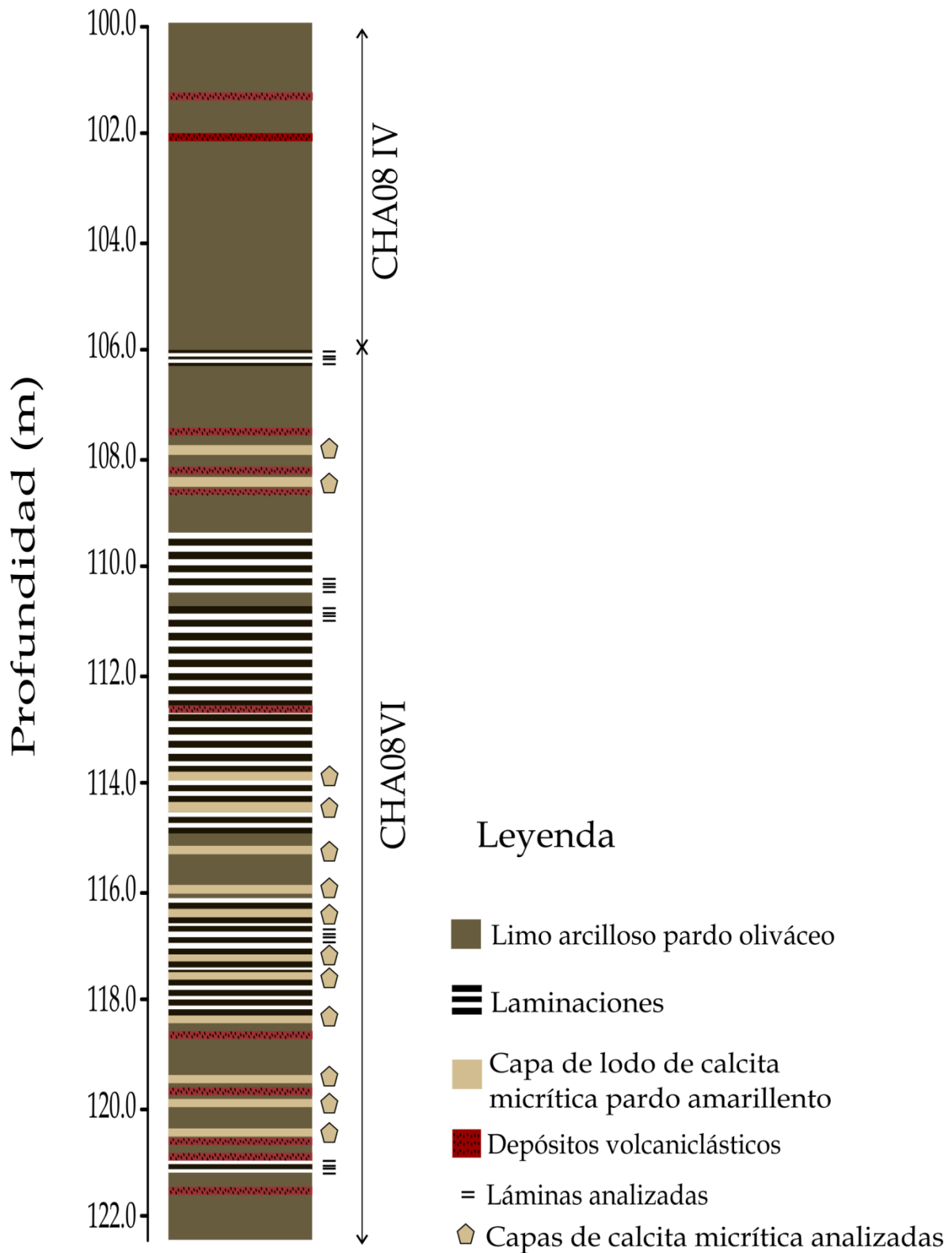


Fig.8 Esquema de la secuencia sedimentaria de los núcleos CHA08 IV y CHA08 VI, a una profundidad de 122.5 a 100 m en el registro del lago de Chalco, en la cuenca de México, México.

Preparaciones de diatomeas

Submuestras de 0.5 g, fueron sometidas a ebullición suave con ácido clorhídrico al 10% y peróxido de hidrógeno, hasta que todo resto de carbonatos o materia orgánica fue eliminado. Los residuos de los reactivos fueron eliminados enjuagando varias veces con agua destilada y dejando decantar por 24 horas. Fueron elaboradas preparaciones permanentes tomando 200 µl de material y empleando Naphrax (resina con índice de refracción igual a 1.66) como medio de montaje. Las preparaciones fueron analizadas al microscopio óptico para determinar las especies presentes y su abundancia relativa mediante el conteo de un mínimo de 400 ejemplares (valvas) (Caballero, 1997).

La determinación de especies se realizó utilizando bibliografía especializada: Krammer y Lange-Bertalot (1988, 1991, 1997), Caballero (1995) y Patrick *et al.*, (1966 y 1975) además se investigó sobre la distribución ecológica de cada especie con base en lo cual se clasificaron por sus características en el espectro de salinidad y pH mencionadas anteriormente por Fritz (2013), Hustedt (1939, 1953, 1957) y Simonsen (1962).

Para el análisis de los datos, se calculó la abundancia total de las valvas de diatomeas a partir de la fórmula descrita por Scherer (1994):

$$A_T = \frac{N}{n} \left(\frac{0.01075}{g} \right) * d$$

Donde:

A_T es la abundancia total expresada en valvas $\times 10^6$ /gramo de sedimento seco ($\times 10^6$ v/gss).

N es el número total de valvas contadas por muestra.

n es el número de transectos contados en la muestra.

g son los gramos iniciales de la muestra.

d es el factor de dilución de la muestra.

El valor de 0.0175 corresponde a una constante resultante de las proporciones entre el volumen final de la muestra (30 ml), el volumen de muestra utilizado para preparar la laminilla (200 µl), el área total de la preparación (254.5 mm²) y el área contada en cada transecto (3.96 mm²).

Para el manejo de los datos de diatomeas se utilizó el programa TILIA (Grimm, 1991-92), en el cual se obtuvo la abundancia relativa y se generó el diagrama presentado en este trabajo. Solo se graficaron las especies más abundantes (abundancia relativa >10%). Este programa también se utilizó para realizar un análisis de cúmulos estratigráficamente constreñidos mediante la subrutina CONISS, a partir de los datos de abundancia relativa. Este análisis estadístico permite identificar horizontes a lo largo del registro sedimentario en donde hay cambios importantes en las asociaciones de especies de diatomeas.

Preparación de frotis

Para la preparación de los frotis (smearslides) se dispersó utilizando un palillo de dientes una pequeña cantidad de muestra en un portaobjetos con una o dos gotas de agua destilada, luego se secó a temperatura ambiente. Posteriormente la muestra se cubrió con un cubreobjetos montado con resina Nordland Optical Adhesive que polimeriza al ser expuesta a luz UV durante 1 a 2 horas (Herrera-Hernández, 2011). Las preparaciones fueron analizadas tanto en un microscopio estereoscópico, como en un compuesto (a 20x y 100x). Mediante el análisis de 5 y 10 campos visuales en el microscopio estereoscópico y compuesto, respectivamente; se le asignó de forma cualitativa un porcentaje a los fragmentos observados, dividiéndolos en tres categorías: 1) componentes clásticos y/o químicos, 2) Diatomeas o trozos de diatomeas y 3) Arcilla y/o materia orgánica.

Conteo de láminas

Se realizaron 10 conteos de la sección laminada mejor conservada, en intervalos promedio de 120.495 cm desde 61.7 m de profundidad, hasta 106 m (Fig. 8), véase Tabla 6 en el anexo. Con base en estos conteos, y considerando que es posible que cada par de estas laminaciones (lámina clara y oscura) representen un año, es decir, que estas laminaciones sean *varves*, se calculó una tasa de sedimentación para cada intervalo y un promedio. La fórmula que se utilizó para sacar la tasa de sedimentación fue:

$$\text{tasa de sedimentación (mm/a)} = \frac{\text{longitud del intervalo (mm)}}{\text{número de varves}}$$

Para realizar el conteo de varves, se utilizó el software ImageJ (Rasband, W.S., ImageJ, National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA, <https://imagej.nih.gov/ij/>, 1997-2004). Por medio del programa, se cambiaron las fotografías a escala de grises de 8 bits (0-negro y 256-blanco), después se trazó una línea a lo largo de la secuencia laminada, la cual se calibró utilizando la función Set Scale. A partir de la función Plotprofile se obtuvo la gráfica de escala de grises por número de pixel (100 pxl/cm), junto con su base de datos a lo largo de la línea trazada. Para contar los varves se determinó el punto de inflexión de cada curva, calculando su pendiente (Fig. 9), con la finalidad de tener una mayor confiabilidad de que los incrementos o disminuciones de la curva representen un verdadero cambio del color de la lámina. La curva de la escala de grises y su pendiente se suavizaron a partir de un promedio de cada 10 datos. Por último para conocer el número de varves por intervalo, se contó de forma manual cada pico de la pendiente de la curva (línea roja). La metodología utilizada fue similar a la de Boës y Fegel (2008).

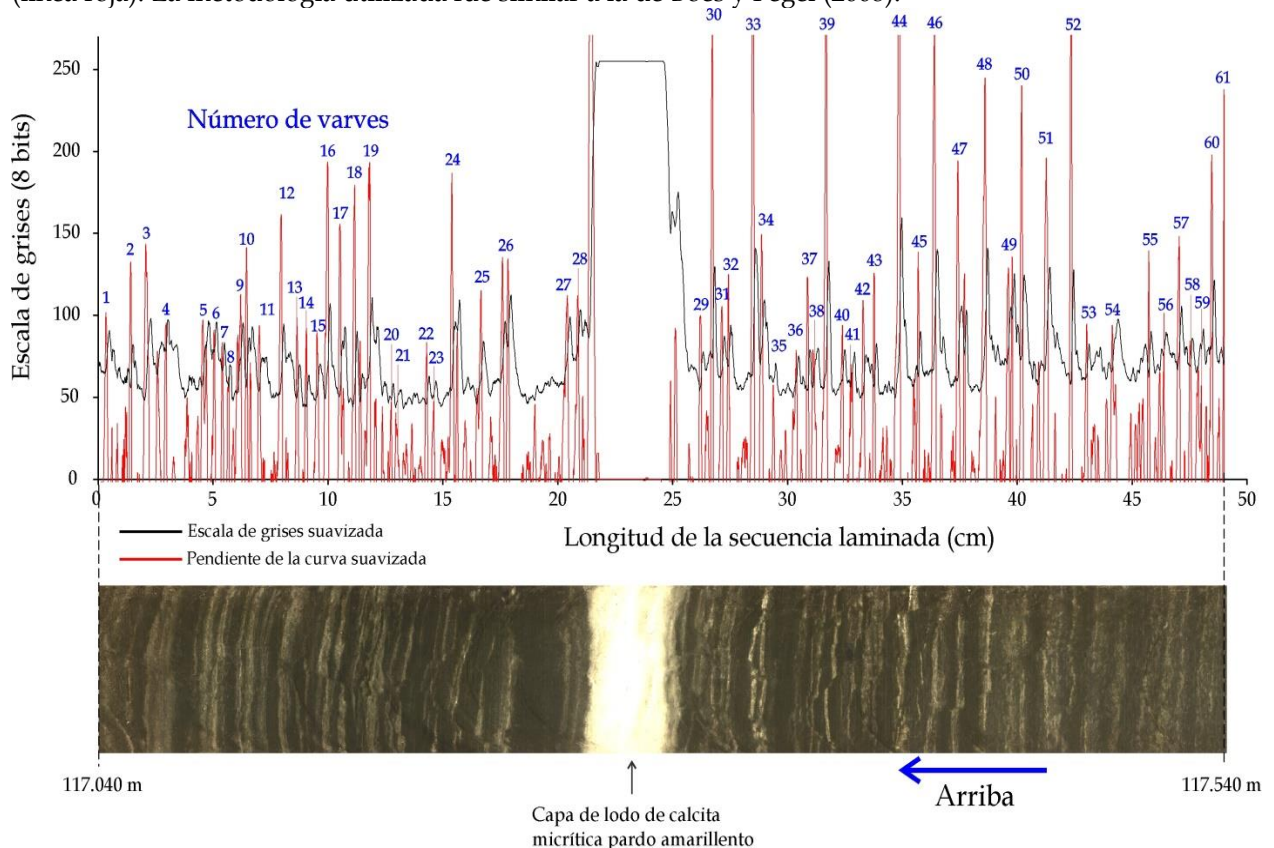


Fig. 9 Gráfica de la escala de grises y su pendiente suavizadas para conocer el número de varves (lámina clara+obscura), así como la fotografía respectiva de la secuencia laminada que va de 117.540 a 117.040 m.

Análisis de la fluorescencia de rayos X

Las mediciones de fluorescencia de rayos X en los núcleos de sedimento se realizaron cada 1 cm, utilizando el equipo iTrax XRF Corescanner del Large Lakes Observatory, Universidad de Minnesota campus Duluth, bajo la supervisión del Dr. Erik Brown. Este tipo de análisis es no destructivo y aporta información sobre las concentraciones de los elementos entre la masa atómica del aluminio al uranio (Swenson College of Science and Engineering, 2016). En este estudio se utilizó el Ti y las relaciones de Ca/Ti, Si/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti (su interpretación con relación al ambiente viene en Marco teórico-Fluorescencia de rayos X). Por otro lado, Ortiz-Betrán (en proceso 2016), midió cada 10 cm la misma secuencia utilizando un equipo de fluorescencia de rayos X tipo Thermo Fisher Scientific XL3T 500. Las muestras fueron previamente secadas y molidas en un mortero de porcelana, los valores de los elementos se encuentran en unidades partes por millón (ppm). El equipo de FRX mide de manera puntual cada muestra.

Marco cronológico

El modelo cronológico se realizó partiendo de la idea que la secuencia seleccionada contiene la transición del MIS 6 al MIS 5 y que ésta se refleja por un cambio importante en los conjuntos de diatomeas y en la relación Ca/Ti (Fig. 10), por lo cual se ancló la fecha 128 ka (edad del límite del MIS 5-6, véase tabla 1) a una profundidad de 105.75 m, en este modelo de edad también se consideraron las edades radiométricas obtenidas para los 35.18 m y 63.5 m (Tabla 2), de manera que el modelo se construyó con tres anclajes cronológicos.

Para la parte basal de la secuencia (122.5 a 105.75 m) se realizaron dos estimaciones de edad distintas, la primera, extrapolando la tasa de sedimentación derivada del modelo de edad (0.83 mm/año) y la segunda considerando la tasa de sedimentación derivada de los conteos de láminas realizados en este trabajo.

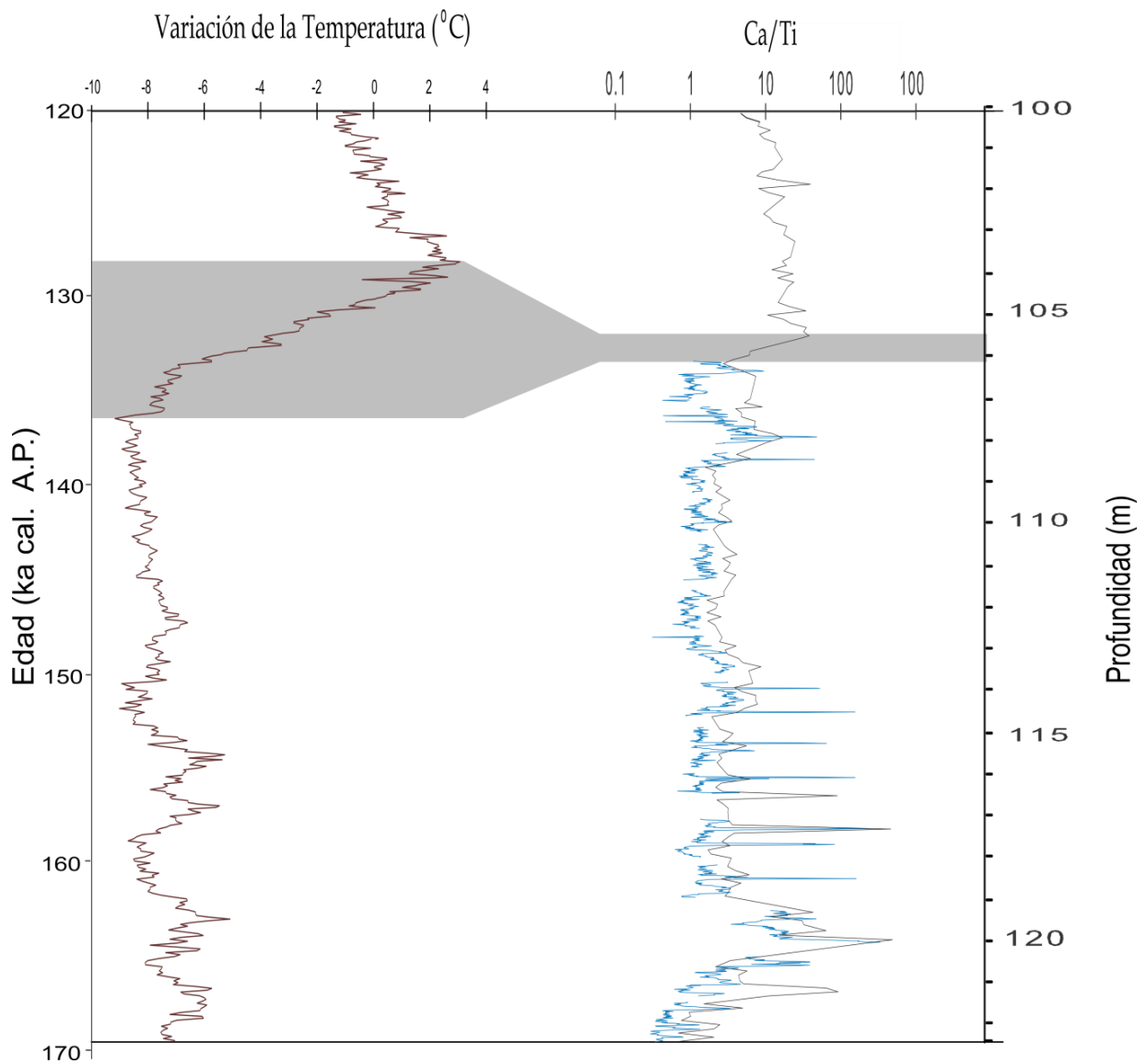


Fig. 10 Esquema de la correlación entre el Ca/Ti en el registro del lago de Chalco a una profundidad de 122.5 a 100 m y la variación de la temperatura de un núcleo de hielo en Vostok, Antártica. Línea de color azul son datos proporcionados por el Dr. Erik Brown, corresponden a una profundidad de 122.5 a 106 m (núcleo CHA08 VI). Línea de color negro son datos proporcionados por Ortiz Beltrán (2016, en preparación), estos corresponden a una profundidad de 122.5 a 100 m (núcleos CHA08 IV y VI). Línea café son los datos tomados de Petit et al., (1999) de 170 a 120 ka cal A. P. ka se refiere a kilo años, es decir miles de años.

Tabla 2. Edades tomadas para desarrollar el modelo de edad.

Muestras	Profundidad (m)	Edad (a A.P.)	Referencia	Tasa de sedimentación (mm/a)
Beta-347500	0.47	5560	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	
Beta-347502	1.37	8070	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	0.36
Beta-347503	1.38	8085	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	0.67
Beta-347501	1.76	9495	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	0.27
UTP	2.50	12295	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	0.26
UTP	2.64	12295	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	
TFP	4.50	17670	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	0.35
TFP	4.88	17670	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	
Beta-359187	6.35	20735	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	0.48
BoundaryChange	9.14	27365	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	0.42
Beta-359191	9.36	27425	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	3.58
Beta-359189	10.24	27635	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	4.19
Beta-359190	11.04	27840	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	3.90
GBA	14.29	28690	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	3.83
GBA	15.32	28690	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	
Beta 344189	15.41	28745	Lozano-García <i>et al.</i> , 2015	1.64
Beta-344190	25.63	33975	Torres-Rodríguez <i>et al.</i> , 2015	1.95
Beta-344191	29.47	35675	Torres-Rodríguez <i>et al.</i> , 2015	2.26
Beta-344192	30.46	36085	Torres-Rodríguez <i>et al.</i> , 2015	2.41
Beta-347499	35.18	43530	Torres-Rodríguez <i>et al.</i> , 2015	0.63
Zircones (U/Th edad)*	63.50	76700	Torres-Rodríguez <i>et al.</i> , 2015	0.85
Fecha de amarre	105.86	128000	Véase en el texto, marco cronológico	0.83

* Fechamiento realizado por el Dr. Bernal-Uruchurtu.

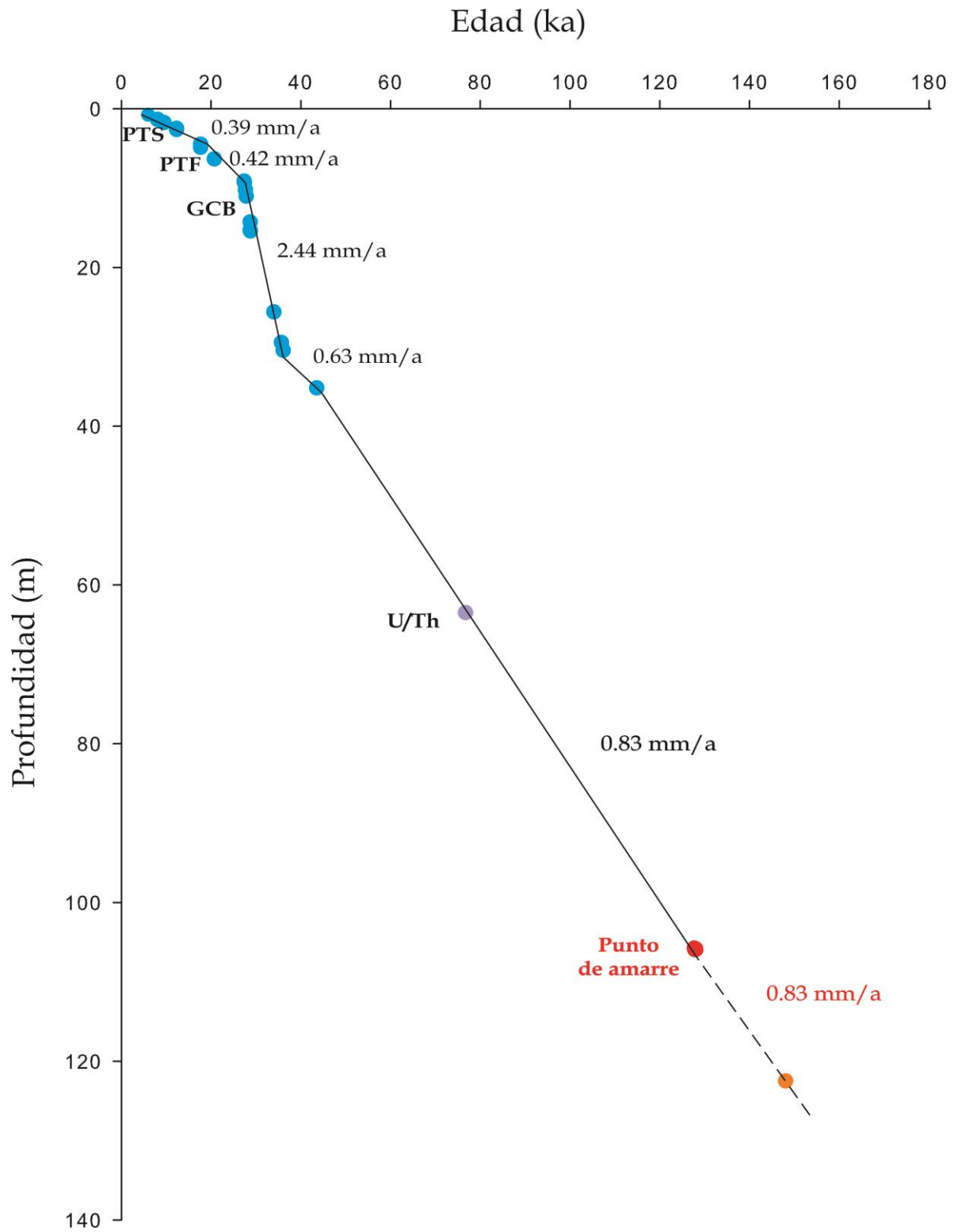


Fig. 11 Modelo de edad contra profundidad de la secuencia sedimentaria del registro del lago de Chalco.

RESULTADOS

Estratigrafía y marco cronológico

La secuencia seleccionada se caracteriza por sedimentos masivos que dominan hacia la cima de esta sección (106 a 100 m), la cual fue clasificada como limo arcilloso pardo oliváceo (Herrera-Hernández, 2011); que cambian a sedimentos laminados* hacia la base de la secuencia. La sección laminada comienza a los 121.2 m y se mantiene de forma discontinua hasta los 106 m. Dentro de estos metros el sedimento laminado se encuentra intercalado con estratos masivos de limo arcilloso y 13 capas de lodo de calcita micrítica que tienen un espesor entre 3 a 5 cm (Fig. 8).

Considerando que la tasa de sedimentación se haya mantenido constante desde los 35.18 m se plantea el marco cronológico de la figura 11.

Análisis de frotis de las laminaciones

En la tabla 3 se presentan los promedios de los porcentajes de las tres categorías de materiales identificados: componentes clásticos y/o químicos, diatomeas, arcilla y/o materia orgánica. De las 34 preparaciones de frotis observadas, se encontraron diferencias en la composición del sedimento entre las laminaciones claras y oscuras.

En promedio, en las láminas claras hay un mayor porcentaje de diatomeas (67.41%), mientras que para las láminas oscuras existe un mayor porcentaje de arcilla y/o materia orgánica (51.59%). Tanto en las láminas oscuras como en las claras, el porcentaje de los componentes clásticos y/o químicos se mantuvo alrededor del 13 a 14% (Fig. 12).

A pesar de las diferencias en concentración de diatomeas entre la lámina clara y la oscura, no se detectaron diferencias en cuanto a la composición taxonómica, en ambos tipos de láminas la especie que se encontró en mayor cantidad en todas las muestras fue *Stephanodiscus niagarae*, otras especies que se llegaron a observar en algunas de las laminillas fueron *S. oregonicus*, *Surirella peisonis*, *Epithemia adnata* y *Fragilaria capucina* (Tabla 3).

Tabla 3. Porcentaje de los componentes clásticos y/o químicos, diatomeas y arcilla y/o materia orgánica de los frotis de las laminaciones.

Profundidad Total (m)	Tonalidad de la lámina	Componentes clásticos y/o químicos (%)	Diatomeas o trozos de diatomeas (%)	Arcilla o materia orgánica (%)	Especies de diatomeas encontradas
106.015	oscuro	20	40	40	<i>S. niagarae</i>
106.018	claro	3	87	10	<i>S. niagarae</i> , <i>F. capucina</i>
106.022	oscuro	13	36	49	<i>S. niagarae</i> , <i>F. capucina</i> , <i>E. adnata</i>
106.030	claro	3	89	8	<i>S. niagarae</i> , <i>S. peisonis</i>
110.580	oscuro	7	30	63	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i>
110.585	claro	24	68	8	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i>
110.695	oscuro	28	18	54	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i>
110.700	claro	18	48	34	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i>
110.703	oscuro	27	22	51	<i>S. oregonicus</i> , <i>S. niagarae</i>
110.710	claro	37	48	15	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i> , *Espícula de esponja
110.845	oscuro	21	20	59	<i>S. oregonicus</i> , <i>S. niagarae</i>
110.847	claro	36	56	8	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i> , *Espícula de esponja

Continuación

Profundidad Total (m)	Tonalidad de la lámina	Componentes clásticos y/o químicos (%)	Diatomeas o trozos de diatomeas (%)	Arcilla o materia orgánica (%)	Especies de diatomeas encontradas
110.850	oscuro	9	26	65	<i>S. niagarae</i>
110.853	claro	22	60	18	<i>S. niagarae</i>
110.980	claro	30	55	15	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i>
110.985	oscuro	13	20	67	<i>S. niagarae</i>
111.070	claro	9	62	29	<i>S. niagarae</i>
111.073	oscuro	9	28	64	<i>S. niagarae</i>
111.210	claro	3	72	25	<i>S. niagarae</i>
111.213	oscuro	4	28	68	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i>
117.068	oscuro	10	38	52	<i>S. oregonicus</i> , <i>S. niagarae</i>
117.070	claro	4	85	11	<i>S. niagarae</i>
117.075	oscuro	8	64	28	<i>S. niagarae</i>
117.080	claro	2	86	12	<i>S. niagarae</i>
117.394	oscuro	10	60	30	<i>S. niagarae</i>
117.397	claro	1	87	12	<i>S. niagarae</i>
117.400	oscuro	12	43	45	<i>S. niagarae</i>
117.410	claro	5	84	11	<i>S. niagarae</i>
121.075	oscuro	5	38	56	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i>
121.080	claro	2	76	22	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i>
121.171	claro	6	28	66	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i>
121.172	oscuro	10	67	23	<i>S. niagarae</i>
121.173	claro	30	55	15	<i>S. niagarae</i>
121.175	oscuro	15	22	63	<i>S. niagarae</i>
Promedio	claro	3.82	67.41	18.76	
Promedio	oscuro	13	35.29	51.59	

*En color gris se representan las láminas oscuras y en color blanco las láminas claras.

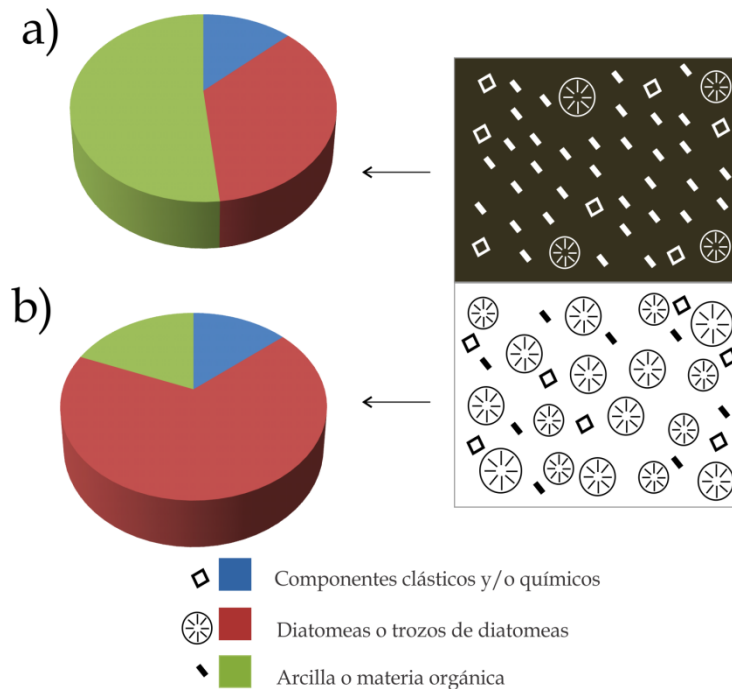


Fig. 12 Diagrama representando el porcentaje de los componentes clásticos y/o químicos, diatomeas o trozos de diatomeas y arcilla y/o materia orgánica para las láminas oscuras(a) y claras (b). a) el porcentaje promedio para las láminas oscuras fue de 13, 35.29 y 51.59%. b) el porcentaje promedio para las láminas claras fue de 3.82, 67.41 y 18.76%.

Conteos de laminaciones

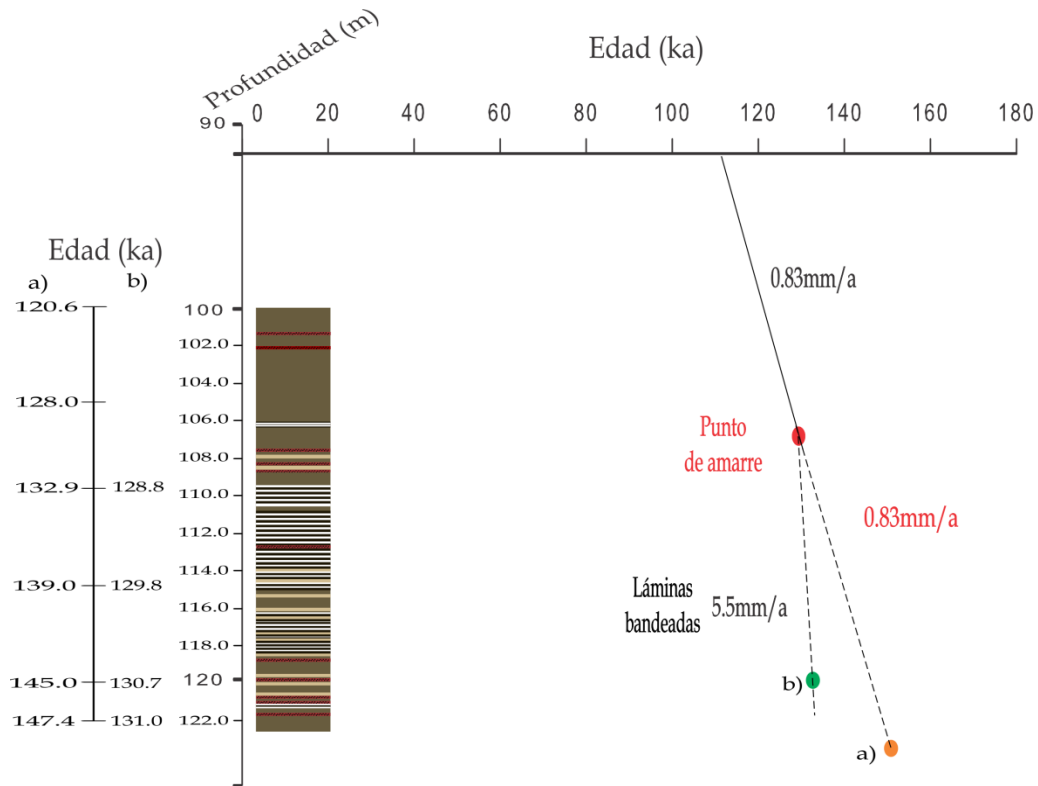
El resultado de los 10 conteos de la sección laminada en intervalos promedio de 61.7 cm desde 121.2 m de profundidad, hasta 106 m se presentan en la tabla 4. Con base en estos conteos y a partir del supuesto que dos láminas (lámina clara y lámina oscura) representan un año (son varves), se calculó una tasa de sedimentación para cada sección (Tabla 4) y una tasa de sedimentación promedio de 5.5 mm/a, teniendo un mínimo de 2.8 mm/a y un máximo de 8.3 mm/a.

Tabla 4. Tasa de sedimentación con base en el conteo de laminaciones, a partir del supuesto que son varves.

Intervalo de profundidad de la sección laminada (m)	Número de varves	Longitud laminada (cm)	Tasa de sedimentación (mm/a)
106.058-106.000	7	5.8	8.3
110.139-109.450	119	68.9	5.7
111.270-110.580	60	69	5.8
112.430-111.580	92	85	4.6
113.547-112.697	72	85	5.9
*114.575-113.785	89	72	4.1
116.870-116.470	63	40	3.2
*117.545-117.055	61	47	7.7
118.600-118.130	82	45	2.8
121.166-121.085	11	8.1	7.4
Intervalo			2.8 - 8.3
Promedio			5.5

**Para estos intervalos no se contaron los centímetros ocupados por la calcita micrítica, como en la figura 8.*

Asumiendo de que la tasa de sedimentación varió durante la acumulación del sedimento laminado y utilizando esta tasa de sedimentación promedio (5.5 mm/a), se plantea el siguiente modelo de edad (Fig. 13), estimando que la base de la secuencia tiene una edad aproximada de 131 ka.



*ka se refiere a kilo años, es decir miles de años.

Fig. 13 Estratigrafía y modelos de edad contra profundidad de la secuencia seleccionada (122.5-100 m) del registro del lago de Chalco. a) Edad a partir de la tasa de sedimentación 0.83 mm/a. b) Edad a partir de la tasa de sedimentación del promedio de las laminaciones (5.5 mm/a).

Análisis de las facies de lodo de calcita micrítica

Hay 13 capas de esta facies, las cuales se encuentran localizadas desde 120.5 m hasta 107.7 m de profundidad. La facies de calcita micrítica se encuentra intercalada tanto entre las laminaciones como en el sedimento masivo, en la Tabla 5 se indica qué tipo de sedimento se encuentra abajo y arriba de cada capa. Los resultados de los 39 frotis de las estimaciones cuantitativas de: 1) Componentes clásticos y/o químicos, 2) Diatomeas o trozos de diatomeas y 3) Arcilla y/o materia orgánica se presentan en la Tabla 5 en donde se hizo un promedio para las tres categorías por cada muestra. Al final se muestran los promedios en general para abajo, en medio y arriba de la capa de calcita. En las triadas, el porcentaje de arcilla y/o materia orgánica se mantuvo constante (entre 13 a 16%). El porcentaje de componentes clásticos y/o químicos disminuyó en la capa de calcita y después alrededor de un 10%. El porcentaje de diatomeas o trozos de diatomeas fue mayor en la capa de calcita y después (entre 43 y 45%), véase en la fig. 14.

En cuanto a la composición taxonómica, en general dentro de cada triada se encontraron las mismas diatomeas, sin embargo entre diferentes capas la asociación de diatomeas fueron distintas, por ejemplo, en la triada que va de 108.38-108.33 m dominan los taxones *S. niagarae* y *S. oregonicus*; mientras que; en la triada que va de 119.45 -119.38 m domina *Campylodiscus clypeus*. La especie que se encontró en mayor cantidad en todas las muestras fue *Stephanodiscus niagarae*, otras especies que se observaron en algunas de las laminillas fueron *S. oregonicus*, *Anomeoneis costata*, *Campylodiscus clypeus*, *Surirella peisonis*, *S. tenera*, *Epithemia adnata*, *Fragilaria capucina*, *Cocconeis placentula*, *Aulacoseira granulata* y *Cymbella* sp. (Tabla 5).

Tabla 5. Porcentaje de componentes clásticos y/o químicos, diatomeas y arcilla y/o materia orgánica para los frotis de las capas de lodo de calcita micrítica pardo amarillento.

Profundidad total (m)	Tipo de muestra	Tipo de sedimento	Componentes clásticos y/o químicos (%)	Diatomeas o trozos de diatomeas (%)	Arcilla o materia orgánica (%)	Especies de diatomeas encontradas
107.780	arriba	limo arcilloso	11	41	48	<i>C. clypeus</i> , <i>E. adnata</i> , *Espículas de esponja
107.825	en medio	calcita micrítica	67	18	15	<i>C. clypeus</i> , <i>S. niagarae</i> *Espículas de esponja *Ostrácodos
107.865	abajo	limo arcilloso	87	9	4	<i>S. oregonicus</i> , <i>S. tenera</i> *Ostrácodos
108.330	arriba	limo arcilloso	7	51	42	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i> , <i>E. adnata</i> , *Espículas de esponja
108.358	en medio	calcita micrítica	7	59	34	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i> *Espículas de esponja
108.380	abajo	limo arcilloso	10	51	37	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i> , <i>C. placentula</i> *Espículas de esponja
113.880	arriba	laminado	6	76	18	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i> *Espículas de esponja
113.920	en medio	calcita micrítica	9	20	71	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i> *Espículas de esponja
113.96	abajo	laminado	13	43	46	<i>S. niagarae</i> , *Espículas de esponja
114.490	arriba	laminado	6	50	44	<i>S. niagarae</i> *Espículas de esponja
114.500	en medio	calcita micrítica	17	38	45	<i>S. niagarae</i> <i>S. oregonicus</i> *Espículas de esponja
114.515	abajo	laminado	3	38	59	<i>S. niagarae</i> *Espículas de esponja
115.154	arriba	limo arcilloso	5	50	45	<i>S. niagarae</i> , <i>C. placentula</i> *Espículas de esponja *Ostrácodos
115.180	en medio	calcita micrítica	12	48	40	<i>S. niagarae</i> , <i>C. placentula</i> *Ostrácodos *Espículas de esponja
115.205	abajo	limo arcilloso	4	52	44	<i>S. niagarae</i> , <i>S. oregonicus</i> *Espículas de esponja
115.990	arriba	limo arcilloso	16	27	57	<i>Rhoicosphenia abbreviata</i> <i>S. oregonicus</i> , <i>S. niagarae</i> <i>C. placentula</i> , *Ostrácodos *Espículas de esponja
116.010	en medio	calcita micrítica	6	2	94	*Ostrácodos *Espículas de esponja
116.045	abajo	limo arcilloso	1	10	68	<i>S. oregonicus</i> , <i>S. niagarae</i> <i>C. placentula</i> , <i>A. costata</i> 21% * Ostrácodos
116.340	arriba	laminado	4	74	22	*Espículas de esponja <i>S. oregonicus</i> , <i>S. niagarae</i> *Espículas de esponja
116.410	en medio	calcita micrítica	6	25	58	<i>S. oregonicus</i> , <i>S. niagarae</i> *Espículas de esponja
116.500	abajo	laminado	6	54	40	<i>S. niagarae</i> *Espículas de esponja

Continuación

Profundidad total (m)	Tipo de muestra	Tipo de sedimento	Componentes clásticos y/o químicos(%)	Diatomeas o trozos de diatomeas (%)	Arcilla o materia orgánica (%)	Especies de diatomeas encontradas
117.220	arriba	laminado	2	42	56	<i>Surirellatenera</i> *Espículas de esponja
117.250	en medio	calcita micrítica	4	44	52	<i>S. oregonicus, S. niagarae</i> *Espículas de esponja
117.290	abajo	laminado	5	64	31	<i>S. oregonicus, S. niagarae</i> *Espículas de esponja
117.595	arriba	laminado	6	56	38	<i>S. oregonicus, S. niagarae</i>
117.615	en medio	calcita micrítica	3	45	52	<i>S. oregonicus, S. niagarae</i> *Espículas de esponja
117.658	abajo	laminado	3	48	49	<i>S. oregonicus, S. niagarae</i> <i>C. placentula</i> *Espículas de esponja
118.405	arriba	laminado	2	65	33	<i>S. oregonicus, S. niagarae, E. adnata</i> *Espículas de esponja
118.425	en medio	calcita micrítica	2	12	81	<i>A. costata, S. oregonicus, R. abbreviata, C. placentula, S. niagarae</i> 5%*Ostrácodos *Espículas de esponja
118.450	abajo	laminado	3	1	96	<i>A. costata</i> *Espículas de esponja
119.380	arriba	limo arcilloso	82	3	15	<i>C. clypeus, E. adnata</i> *Espículas de esponja
119.420	en medio	calcita micrítica	70	4	26	<i>C. clypeus, *Ostrácodos</i> *Espículas de esponja
119.450	abajo	limo arcilloso	60	1	39	<i>C. clypeus *Ostrácodos</i>
119.895	arriba	limo arcilloso	77	5	16	<i>C. clypeus, S. peisonis, S. tenera</i> *Ostrácodos
119.980	en medio	calcita micrítica	60	13	27	<i>C. clypeus, A. costata</i> *Ostrácodos
120.305	abajo	limo arcilloso	22	55	23	<i>A. granulata, S. niagarae, Cymbellasp.</i> *Espículas de esponja
120.420	arriba	limo arcilloso	61	7	32	<i>E. adnata, Cymbellasp. A. costata, *Ostrácodos</i> *Espículas de esponja
120.460	en medio	calcita micrítica	66	6	28	<i>C. meneghiniana, C. clypeus</i> *Espículas de esponja *Ostrácodos
120.500	abajo	limo arcilloso	68	7	25	<i>C. meneghiniana, S. peisonis, E. adnata *Ostrácodos</i> *Espículas de esponja
Promedio	arriba		52.15	32.31	15.38	
Promedio	en medio		38.85	45.62	14.54	
Promedio	abajo		42.85	42.77	13.58	

*Los organismos marcados con asterisco no son diatomeas, sin embargo se identificaron en las muestras.

*En color amarillo se representan las capas de calcita micrítica, las cuales están presentadas en triadas: antes, en la capa de calcita micrítica y después.

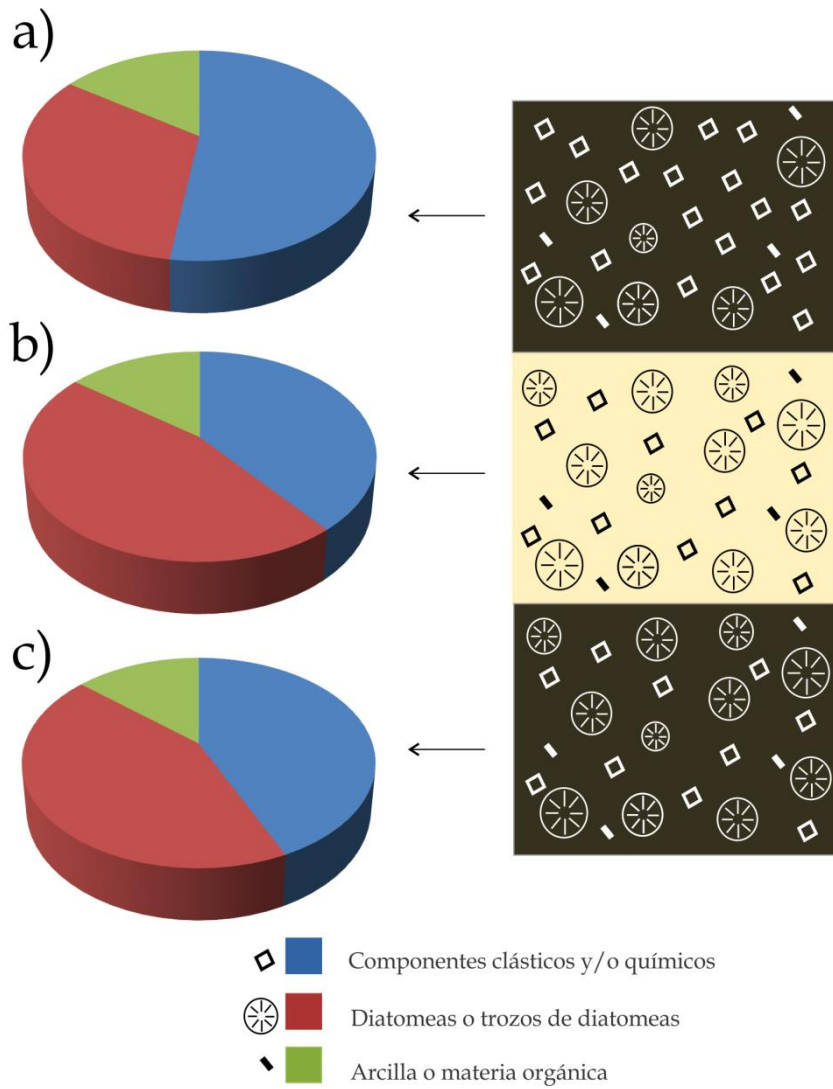


Fig. 14 Diagrama representando el porcentaje de componentes clásticos y/o químicos, diatomeas o trozos de diatomeas y arcilla y/o materia orgánica para las triadas de la facies de calcita micrítica: arriba (a), en medio (b) y abajo (c). a) el porcentaje promedio para arriba de la capa de lodo de calcita fue de 52.15, 32.31 y 15.38%. b) el porcentaje promedio para la capa de lodo de calcita fue de 38.85, 45.62 y 14.54% c) el porcentaje promedio para abajo de la capa de lodo de calcita fue de 42.85, 42.77 y 13.58%.

Abundancia absoluta y relativa de diatomeas

De las 41 muestras tomadas a lo largo de la secuencia seleccionada, solo 35 tuvieron suficientes valvas de diatomeas para realizar conteos, en 10 de las muestras los conteos fueron de un mínimo de 400 valvas y en 21 de un mínimo de 100 valvas. En las muestras de diatomeas se identificaron además algunos otros microfósiles como espículas de esponjas y testas de amibas. Con el apoyo de la M. en C. Itzel Sigala se reconocieron dos amebas testadas del género *Euglipha* a una profundidad de 112 m.

La abundancia total de diatomeas tuvo un intervalo de 0.24 a 177.59 v/gss y las especies más abundantes a lo largo de la secuencia fueron *Stephanodiscus niagarae* y *S. oregonicus* con abundancias relativas entre 10 a 77% y 10 a 96% respectivamente. En 30 de las muestras estuvieron presentes estas dos especies. Otras especies que alcanzaron abundancias relativas > 50% en alguna muestras fueron *Cyclotella meneghiniana* y *Campylodiscus clypeus*. La abundancia de las espículas fue variada a lo largo de la secuencia, siendo en promedio de 2.37×10^7 v/gss, el valor máximo fue de 22.78×10^7 v/gss, a una profundidad de 120.840 m.

Con base en las afinidades ecológicas de salinidad y pH de las especies, éstas se diferenciaron con dos colores, los taxones halófilos y alcalófilos con verde, mientras que los taxones de agua dulce con el azul; el color violeta representa la abundancia de espículas de esponja y en color rojo la abundancia total de las diatomeas (Fig. 15). Utilizando la función CONISS en el programa Tilia, se definieron dos zonas principales de diatomeas a lo largo de la secuencia estudiada (Fig. 15). La zona II que va de 122.5 a 105.75 m en la que en general dominan especies de agua dulce y la zona I que va de 105.75 a 100 m en la que en general dominan especies con afinidades halófilas y alcalófilas (Fig. 15).

Zona II (122.5 - 105.75 m): En esta zona se encuentra la mayor abundancia de diatomeas, con un promedio de 68.6×10^6 v/gss. La especie que domina es *Stephanodiscus oregonicus* asociada con *S. niagarae*, *Aulacoseira granulata* y espículas de esponja. Aquí hay dos intervalos cortos (~0.30 m), en los que las especies cambian a taxones halófilos y alcalófilos en los que dominan *Cyclotella meneghiniana* de (120.82 a 119.47 m) y *Campylodiscus clypeus* (108.43 a 107.54 m).

Zona I (105.75 - 100 m): En esta zona la abundancia de diatomeas es menor, con un promedio de 4.8×10^6 v/gss. En este intervalo existe una muy baja abundancia de espículas de esponja. Las diatomeas que dominan son *Anomoeoneis costata*, *Campylodiscus clypeus*, *Cyclotella meneghiniana*, asociadas con *Surirella peisonis*, *S. tenera*, *Encyonema muelleri*, *Halamphora veneta*, *Gomphonema parvulum*, *Cocconeis placentula*, *Epithemia adnata*, *Fragilaria capucina* y *F. brevistriata*.

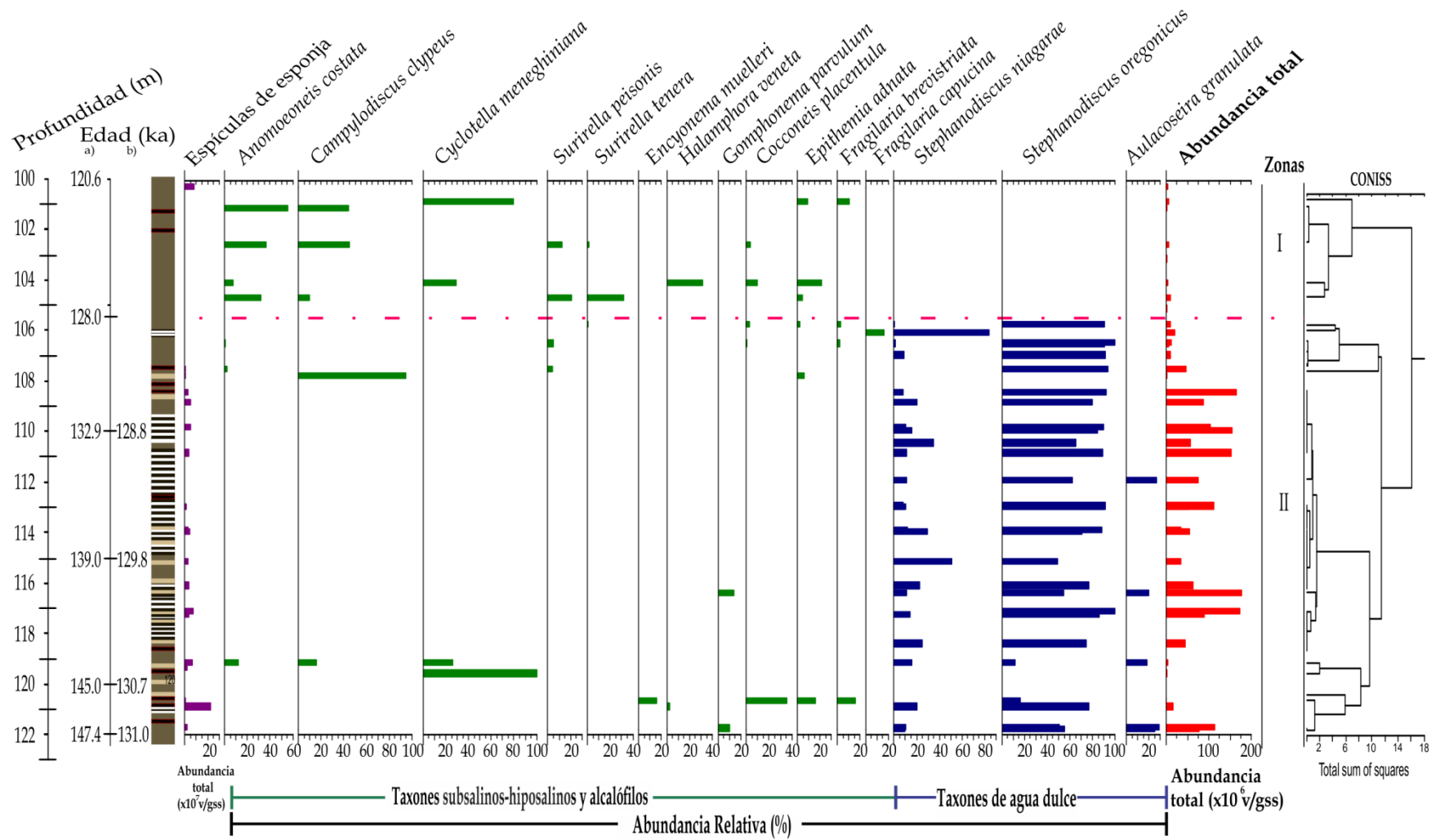


Fig. 15 Zonación de las diatomeas a partir de la función CONISS. Los taxones diferenciados con color verde presentan características halófilas y alcalófilas, los azules corresponden a taxones de agua dulce y el color violeta representa la abundancia de espículas de esponja. ka se refiere a kilo años, es decir miles de años.

Análisis de fluorescencia de rayos X

El análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) muestra el contenido elemental cada 1 cm de la secuencia de 122.5 a 106 m de profundidad, utilizando un equipo iTrax XRF Corescanner. Para este estudio se tomó el Ti% y las relaciones de Si/Ti, Ca/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti (Fig. 16, línea de colores). Se compararon los resultados de FRX de Ti, Si/Ti, Ca/Ti y Fe/Ti con los medidos por Ortiz-Beltrán (2016, en preparación) (Fig. 16, línea negra), que fueron obtenidos cada 10 cm en la misma secuencia entre 122.5 a 100 m, utilizando un equipo de FRX tipo Thermo Fisher Scientific XL3T 500.

Con base en los cambios en la concentración de Ti, y las relaciones Si/Ti, Ca/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti se identificaron 10 etapas, la más reciente de las cuales correlaciona con la zona I de la estratigrafía de diatomeas, y con la zona II dividida en 9 etapas que se identifican como IIa, IIb, IIc, IId, IIe, IIf, IIg, IIh y IId.

En las zonas IIi, IIg, IIe, IIc y IIa disminuye la relación Ca/Ti. Estas zonas coinciden con la presencia de los taxones de agua dulce (*Stephanodiscus oregonicus* asociada con *S. niagarae* y *Aulacoseira granulata*). Estas zonas correlacionan con la zona II de diatomeas (Fig. 15). En las zonas IIh, IIf, IId, IIb y I aumenta el Ca/Ti. La zona IIh, IIf, y IIb coinciden con periodos en que dominan los taxones halófilos y alcalófilos (*Anomoeoneis costata*, *Campylodiscus clypeus* y *Cyclotella meneghiniana*) dentro de la zona II de la Fig. 15. La zona A corresponde con la zona I en la zonación de diatomeas, en la cual las especies dominantes son *A. costata*, *C. clypeus* y *C. meneghiniana*.

De manera más detallada se muestran los resultados de FRX para los intervalos de profundidad: 110.81-110.67 m, 113.95-113.77 m, 117.32-117.17m, 120.52-120.41m y 121.42-121.09m; en los cuales se observa la presencia de las laminaciones y de capas de lodo de calcita micrítica. Las láminas presentan un cambio en los valores de Ti y Si/Ti (Fig. 17), de modo que la lámina clara siempre coincide con un aumento en la relación Si/Ti y una disminución en el Ti; mientras que la lámina oscura siempre coincide con una disminución en la relación de Si/Ti y un aumento en el Ti (Fig. 17). Los horizontes de calcita micrítica siempre coinciden con valores altos de las relaciones Ca/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti (Fig. 17).

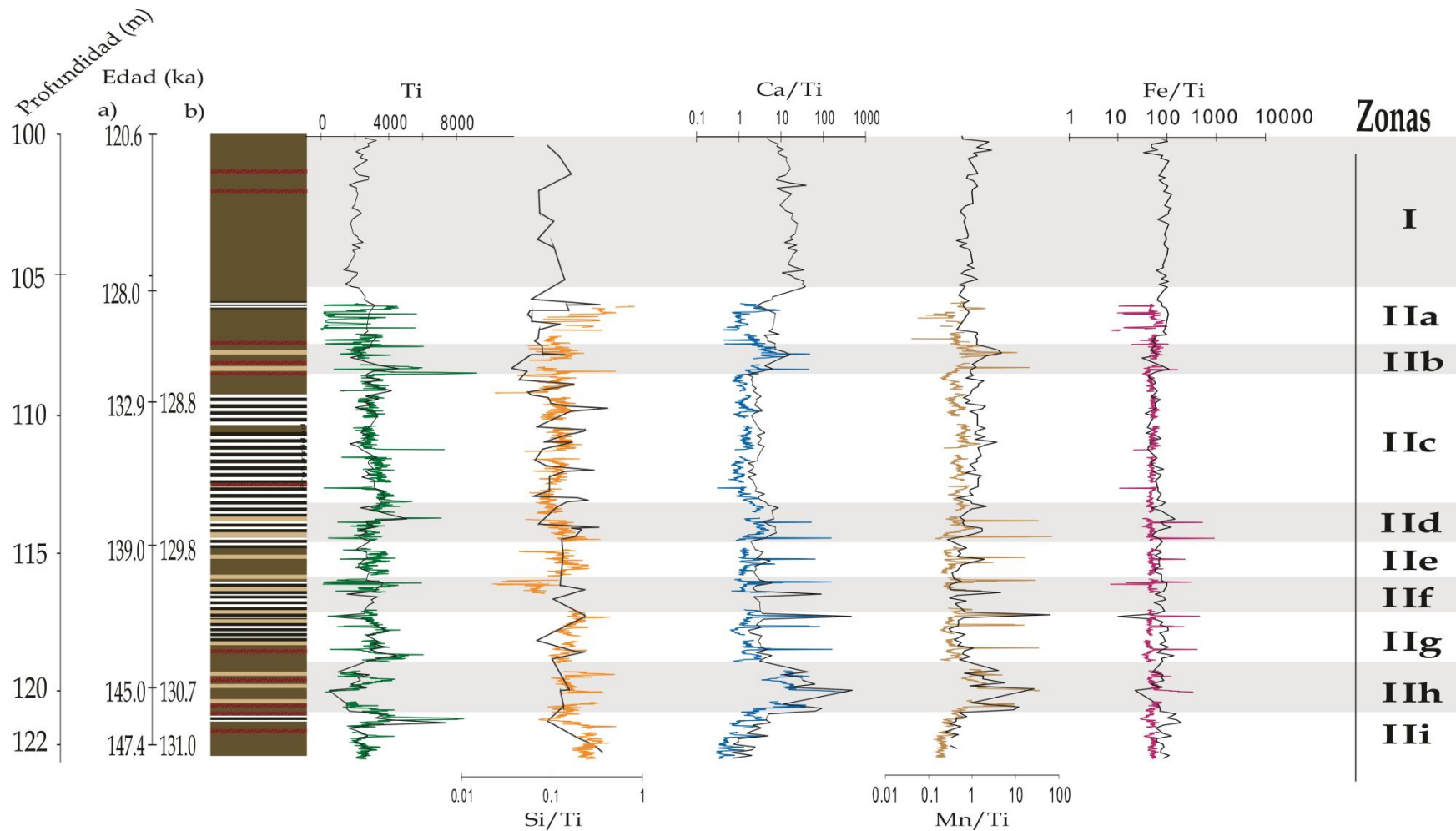


Fig. 16 Análisis de la fluorescencia de rayos X del Ti, Si/Ti, Ca/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti de la secuencia sedimentaria del registro del lago de Chalco correspondiente a una profundidad de 122.5 a 100 m. Las líneas de colores son datos proporcionados por el Dr. Erik Brown, estos datos corresponden a una profundidad de 106 a 122.5 m (núcleo CHA08 VI). Las líneas de color negro son datos proporcionados por Ortiz-Beltrán (2016, en preparación), estos corresponden a una profundidad de 100 a 122.5 m (núcleos CHA08 IV y VI). a) Edad a partir de la tasa de sedimentación 0.83 mm/a. b) Edad a partir de la tasa de sedimentación del promedio de las laminaciones (5.5 mm/a). ka se refiere a kilo años, es decir miles de años.

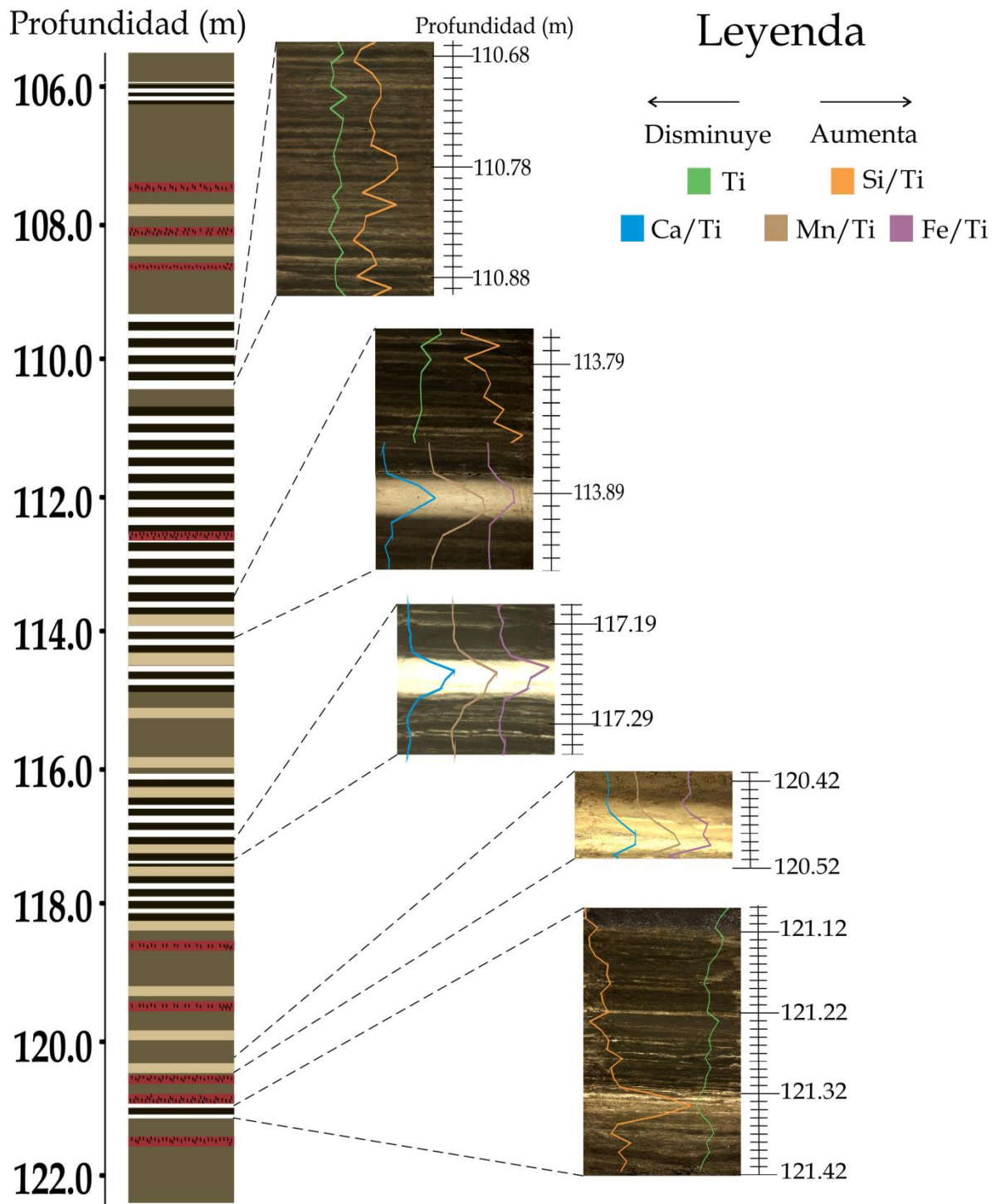


Fig. 17 Análisis de la fluorescencia de rayos X detallada para las laminaciones (Ti y Si/Ti) y capas de lodo de calcita micrítica (Ca/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti) de la secuencia sedimentaria del registro del lago de Chalco, en los intervalos de profundidad: 110.81-110.67 m, 113.95-113.77 m, 117.32-117.17 m, 120.52-120.41 m y 121.42-121.09 m. En todos los intervalos hacia la izquierda disminuye la cantidad del elemento y hacia la derecha aumenta.

Discusión

Reconstrucción paleolimnológica

A partir de los resultados del contenido de diatomeas y análisis geoquímicos en los sedimentos del lago de Chalco se distinguieron dos periodos.

Parte final del MIS 6 (147/131-128 ka) a una profundidad de 122.5 a 105.75 m

Durante este periodo glacial se observaron altos valores de Ti y bajo Ca/Ti (Figs. 16 y 18), por lo que se sugiere que fue húmedo, con una entrada de terrígenos por el arrastre de los ríos o lluvias (escorrentía). En contraste, de forma general los valores de Ca/Ti indican poca evaporación de la columna de agua del lago, debido a la disminución de la temperatura durante el periodo glacial; lo cual sugiere que la columna de agua en este intervalo de tiempo se mantuvo estable y sin muchos cambios en su nivel.

El tipo de sedimento que dominó en el lago durante este periodo son las laminaciones claro-oscuro. En este estudio se identificó que las láminas claras presentan una disminución de Ti y un aumento de Si/Ti que indica la abundancia de sílice biogénico (Brown *et al.*, 2007; Kylander *et al.*, 2011), y efectivamente se confirmó que están compuestas principalmente por valvas de diatomeas (Figs. 12b y 17), siendo la especie dominante *Stephanodiscus niagarae*, mientras que de forma general en este periodo dominó *S. oregonicus* (Fig. 15).

En las laminaciones oscuras hay una disminución de Si/Ti y un aumento del Ti. El aumento de Ti sugiere que hubo una mayor entrada de terrígenos (Kylander *et al.*, 2011, Corella *et al.*, 2012), lo cual coincide con un mayor porcentaje de materiales clásticos encontrado en los frotis (Fig. 12a y 17), que pudieron ser acarreados al lago por fuentes externas como ríos. En menor proporción que en las láminas claras, en las oscuras también hay valvas de diatomeas, siendo la especie dominante *Stephanodiscus niagarae*.

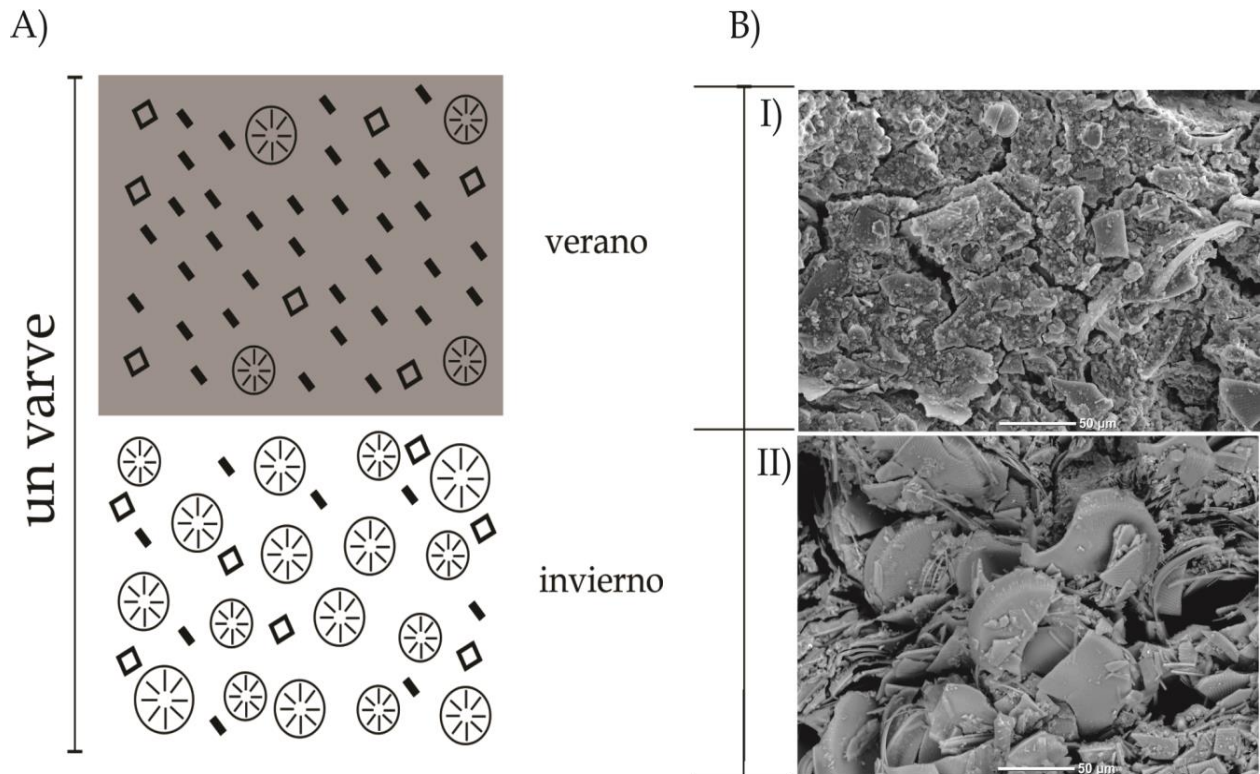
S. niagarae es una especie planctónica de agua dulce (oligohalobia), con un pH circumneutral y que tolera niveles de nutrientes relativamente altos (eutróficos) y que actualmente tiene una distribución restringida en lagos templados a fríos de Norte América. Su alta dominancia sugiere que el lago debió ser relativamente profundo, con aguas templadas a frías, de baja salinidad y posiblemente eutrófico. Estas condiciones son consistentes con los valores bajos de Ca/Ti, que sugieren una baja salinidad, y con la presencia de laminaciones, porque para la preservación de las láminas se requiere que el fondo del lago sea anóxico, sin bioturbación, que no haya resuspensión de los sedimentos ni circulación en el fondo, y esto es favorecido por niveles de agua relativamente profundos y un estado trófico de mesotrófico a eutrófico (Zolitschka, 1996, 2007 y 2009) ya que la degradación de la materia orgánica consume oxígeno y favorece la anoxia.

En este trabajo se propone que cada par de láminas (clara y oscura) representa un ciclo anual, esto es que son varves. Bajo este supuesto, se asume que el lago de Chalco se comportó como un lago tropical monomítico, teniendo dos diferentes escenarios a lo largo de un año (Fig. 18):

- 1) Periodo de lluvias de verano (abril-septiembre) durante el cual se depositaron las láminas oscuras. Durante esta etapa hubo condiciones de mayor precipitación pluvial y por ende una mayor escorrentía y entrada de material terrígeno al lago; por otro lado durante este

tiempo, el lago permaneció estratificado, lo que limitó la recirculación de nutrientes y por ende a las poblaciones de diatomeas.

- 2) Periodo de sequía de invierno (octubre-marzo) durante el cual se depositaron las láminas claras. Durante esta etapa se rompió la estratificación, permitiendo que el lago mezclara, lo que incrementó los niveles de nutrientes, favoreciendo un florecimiento de diatomeas, un fenómeno que actualmente es común en algunos lagos de México (Alcocer *et al.*, 2008 y Caballero *et al.*, 2013). Por otro lado al haber menor precipitación pluvial, hubo una menor escorrentía y un bajo aporte de terrígenos hacia el lago.



Leyenda

- ◇ Componentes clásticos y/o químicos
- ⊗ Diatomeas o trozos de diatomeas
- ▼ Arcilla o materia orgánica

Fig. 18 Esquema de la estructura de la sección laminada en los sedimentos del lago de Chalco, bajo el supuesto que este se comportó como un lago tropical monomíctico, con dos diferentes escenarios a lo largo de un año.

- A) Modelo esquemático del patrón de sedimentación anual. B) Fotografía de la composición de la lámina individual tomada con un microscopio electrónico de barrido, I) arcilla y/o materia orgánica y menor cantidad de diatomeas II) diatomeas, menor cantidad de arcilla y/o materia orgánica.

El rango de espesor de los pares de láminas fue de 2.8-8.3 mm, en promedio de 5.5 mm. Esto representa una tasa de sedimentación media para los sedimentos laminados de 5.5 mm/año. Al comparar esta tasa de sedimentación promedio con las ya reportadas para el lago de Chalco (Tabla 2) supera al valor más alto registrado de 4.19 mm/año, y supera con mucho al valor de 0.83

mm/año que se deriva de los dos últimos horizontes fechados por métodos radiométricos. Si se compara con los registros varvados de diferentes lagos en el mundo, el espesor de las laminaciones en Chalco entra dentro de los intervalos reportados para este tipo de sedimentos. Por ejemplo los varves en el lago Hoya la Alberca, México tienen un intervalo de 0.55-9.3 mm (Kienel, 2009), Aljojuca, México tienen un intervalo de 1.2-6.2 mm (Bhattacharya y Byrne, 2015), Cheakamus, Canadá tienen un intervalo de 0.9-20 mm (Menounos y Clague, 2008), Big Round, Canadá tienen un intervalo de 0.1-5 mm de espesor (Thomas y Briner, 2009), Żabińskie, Polonia tienen un intervalo de 3.1-9.1 mm (Bonk *et al.*, 2015) y Teletskoye, Siberia tienen intervalos de 0.5-6 mm de espesor (Kalugin *et al.*, 2005). Con esto se concluye que las laminaciones en el registro de Chalco sí pueden ser varves, por la semejanza en el intervalo de sedimentación con los lagos varvados actuales, indicando que durante el final del MIS 6 la tasa de sedimentación fue alta (5.55mm/a) como también lo sugieren los valores de Ti en esta sección, que son en general más elevados que durante el MIS 5 (zona I), indicando un mayor aporte de terrígenos a la cuenca (Fig. 16 y 19).

Considerando la posibilidad de que estas laminaciones no representen varves, sino que sean ritmitas de otro tipo, y tomando en cuenta la tasa de sedimentación de 0.83 mm/a, se estima que en promedio cada par de láminas representaría 6.6 años. El cual podría sugerir que las ritmitas estén asociadas al fenómeno del Niño-Oscilación del Sur (ENSO), el cual tiene una frecuencia entre 2 a 8 años (Moy *et al.*, 2002). De tratarse de este fenómeno, se sugiere que las láminas claras representaron los periodos del Niño (fase negativa ENSO), el cual se asocian a condiciones secas en gran parte de México. Y las láminas oscuras representan periodos Niña (fase positiva ENSO), debido a que son periodos de mayor humedad (Metcalf *et al.*, 2007 y Badan, 2003). Sin embargo esta idea se descarta debido a que Tudhope *et al.*, (2001) sugieren que durante los periodos glaciales se produce un efecto de amortiguamiento del fenómeno ENSO, que pudo ser causada por la disminución de la temperatura superficial en el Océano Pacífico ecuatorial que produce una débil interacción entre el océano y la atmósfera, como también por un aumento en el gradiente zonal de la temperatura superficial del océano Pacífico ecuatorial el cual incrementa los vientos alisos.

Por otro lado durante este intervalo se depositaron trece capas de lodo de calcita micrítica, en este trabajo se analizaron las trece capas, encontrando que en general las mismas diatomeas estuvieron presentes en el sedimento previo, dentro de la capa y posterior a su formación. Esto sugiere que el depósito de estas capas fue rápido, y que las condiciones como el pH o la salinidad en el lago se mantuvieron dentro del límite de tolerancia de las especies, para que estas fueran las mismas. Se propone por lo tanto que el factor que favoreció la formación de estas capas fue la productividad biológica (Smith y Hollander, 1999; Thompson *et al.*, 1997). Al aumentar la productividad fotosintética disminuye el CO₂, incrementando el pH (hasta 9) lo cual redujo la solubilidad de los carbonatos haciendo que estos precipitaran, este proceso se conoce como evento de blanqueamiento (Zolitschka, 2007, Hodell *et al.*, 1998). Los eventos de blanqueamiento, se atribuyen a actividades de microflora dependientes de la temperatura y se encuentran documentados en diversos lagos durante los meses de verano y otoño (Gierlowski-Kordesch, 2010; Hodell *et al.*, 1998), por lo que se propone que estos eventos debieron de ocurrir durante la estación de verano, cuando la columna de agua estuvo más cálida, permitiendo el incremento de la productividad primaria, de los grupos de clorofitas o cianofitas (Alcocer *et al.*, 2008).

La alta productividad se relaciona con el alto porcentaje de diatomeas (42-45 %) previo y durante la formación de la capa de calcita micrítica (Fig. 14b y c) y con su ecología, ya que las especies encontradas se desarrollan en medios mesotróficos a ligeramente eutróficos. Las especies que dominan en cinco de las capas analizadas son *C. clypeus* y *A. costata*, mientras que en las otras capas domina *S. niagarae* asociada con *S. oregonicus*. Las especies *A. costata* y *C. clypeus* son especies alcalófilas (con un pH de 8-10.9), por lo cual el aumento del pH a partir de la disminución del CO₂ no les afectaría. *S. niagarae* a pesar de ser una especie circumneutral (con un pH alrededor de 7) se

ha reportado en ambientes hasta con un pH de 9.5 (Oliva-Martínez *et al.*, 2005). La presencia de ostrácodos y espículas de esponja en diferentes muestras de calcita micrítica concuerdan con las diatomeas presentes que el lago era eutrófico (Carbonel *et al.*, 1998; Forst, 2002; Schwandes y Collins, 1994). Estudiando más a fondo las especies de amebas testadas encontradas podrían ayudar a relacionar el pH y estado trófico dentro de este periodo (Beyens y Meisterfeld, 2002).

Los valores de fluorescencia indican grandes picos de Ca/Ti, Mn/Ti y Fe/Ti en las capas de calcita micrítica. Los picos de Ca/Ti apoyan la idea de que se trata de un depósito de carbonatos. Para los incrementos de Fe/Ti se sugieren dos ideas, la primera porque es uno de los componentes principales de esta facies es la siderita (FeCO_3) (Herrera-Hernández, 2011). La formación de la siderita se da en ambientes anóxicos con altas concentraciones de CO_2 , lo que sería consistente con un escenario de blanqueamiento durante el verano, cuando la columna de agua se encuentra estratificada y el hipolimnion se mantiene anóxico. Para la formación de siderita, se sugiere un modelo dinámico, en el cual al inicio del verano el hipolimnion se encuentra oxigenado, ya sea por la mezcla en las masas de agua previa, o también favorecida por el aumento en la productividad primaria en el epilimnion. Al llegar el oxígeno al hipolimnion genera óxidos de Fe (Fe_2O_3). Después, al estratificar la columna de agua, la supersaturación de CO_2 en el hipolimnion se pudo dar por la descomposición de la materia orgánica y que a continuación se pudo sumar la disolución de la calcita que estaba precipitando en el epilimnion. Al entrar en contacto el $\text{CO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ genera la precipitación de siderita (FeCO_3) (Berner, 1981). La movilización del Fe^{2+} primero por oxigenación y después por reducción, se le conoce como modelo dinámico (Fig. 19a) (Bahrig, 1988). Los picos de Mn/Ti se asocian a que en ambientes de agua dulce es común encontrar a la siderita acompañada por altas concentraciones de Mn (Mozley, 1989). Por otro lado los incrementos de Fe/Ti y Mn/Ti, también pueden indicar la oxigenación completa de la columna de agua (Cohen, 2003; Kylander *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2007), permitiendo la precipitación de carbonatos y de Fe^{3+} y Mn^{4+} en óxidos o hidróxidos; durante el principio del verano (Fig. 19b).

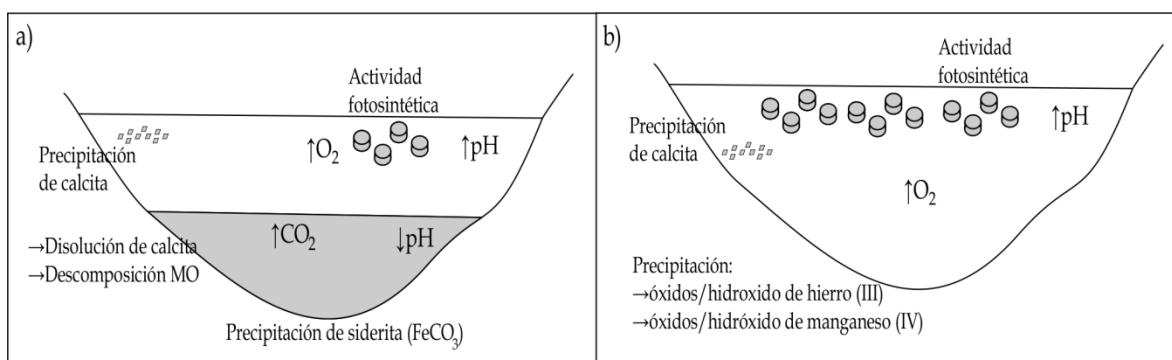


Fig. 19 Esquema de las condiciones fisicoquímicas del lago de Chalco durante la formación de las capas de calcita micrítica, en la estación de verano. a) A partir del modelo dinámico, con un lago estratificado. b) Por oxigenación de la columna de agua. Imagen modificada de Dean, 2002.

Al relacionar la variación de la insolación en los meses de marzo, abril y mayo (periodo más cálido) (Torres-Rodríguez *et al.*, 2015) con las capas de calcita micrítica, a partir del modelo b) (Fig. 20, tasa de sedimentación 5.5 mm/a), se observa una correlación de la presencia de calcita micrítica dentro del periodo de tiempo en el cual comenzó a incrementar la insolación para dar el cambio al estadio interglacial, favoreciendo que el aumento de la temperatura y la intensidad de la luz (Thompson *et al.*, 1997) originaran el florecimiento de grupos de clorofitas o cianofitas. A partir del modelo de edad a) (Fig. 20, tasa de sedimentación 0.83 mm/a), no se observa una relación del incremento de la insolación con la presencia de las capas de calcita micrítica.

De forma general la reconstrucción paleolimnológica para el lago de Chalco durante el final del MIS 6 (147/131 -128 ka), indica que se trataba de un ecosistema de agua dulce, con una baja y salinidad y con condiciones mesotróficas a eutróficas. El pH del lago pudo ser circumneutral a levemente alcalino (de 7 a 8.5). La presencia de especies de diatomeas como *Stephanodiscus niagarae*, *S. oregonicus* que son comunes en lagos templados, indican condiciones de temperatura más frías que las actuales.

Estas condiciones fueron interrumpidas por eventos durante los cuales se registraron aumentos en la relación Ca/Ti y una disminución de Ti (zonas IIIh, IIIf, IIId y IIb, fig. 16) durante las cuales dominan las especies *A. costata*, *C. clypeus*, *C. meneghiniana* y *S. peisonis* (zonas IIIh, IIIf, y IIb, fig. 15) que se asocian con condiciones de mayor salinidad y tirantes de agua más someros. Debido a que al aumentar la temperatura es más fácil que se evapore el agua y se concentren los iones incrementando su salinidad, por lo tanto estos periodos (IIIh, IIIf, IIId y IIb) se relacionan con ligeros aumentos en la temperatura.

En la zona IIId (Fig. 16) debido a la resolución de la toma de muestras para diatomeas, no se cuenta con datos pues no se analizó ninguna muestra, por lo que para observar un cambio en las diatomeas se debe hacer un muestreo más detallado. Se sugiere que a una profundidad de 113.50 a 113.05 m podría haber un cambio en las diatomeas.

MIS 5e (128 - 120 ka) a una profundidad de 105.75 a 100 m

Durante este periodo interglacial se observaron bajos valores de Ti y altos Ca/Ti que indican una baja escorrentía hacia el lago y la deposición de carbonatos bajo un ambiente de alta evaporación. Esto es consistente con el incremento en la temperatura y por lo tanto en la evaporación lo que sin duda favoreció la reducción del nivel lacustre en Chalco con respecto al nivel que este lago tuvo durante el final del MIS 6.

En este periodo las diatomeas planctónicas y de agua dulce desaparecen o disminuyen su proporción y en cambio dominan las especies *Anomoeoneis costata*, *Campylodiscus clypeus*, *Cyclotella meneghiniana*, *Surirella peisonis* y en menor proporción *Gomphonema parvulum*, *Surirella tenera*, *Epithemia adnata*, *Cocconeis placentula*, *Fragilaria capucina*, *F. brevistriata* y *Halamphora veneta*; este conjunto de diatomeas está dominado por especies bentónicas, alcalófilas y halófilas, lo que sugiere que el nivel del lago disminuyó, mientras su pH y salinidad aumentaron. El pH pasó a ser muy alcalino, con valores posiblemente entre 8-10, y la salinidad del lago debió de ubicarse dentro del rango de aguas subsalinas a hiposalinas.

La disminución del nivel del lago y el aumento en la salinidad es consistente con la disminución en el Ti, que indica una menor escorrentía en la cuenca, comparada con la zona II, y con un aumento en el Ca/Ti, que indica una mayor evaporación de la columna de agua y por lo tanto una mayor concentración de sales en el lago (Eugster y Hardie, 2013). Todos los datos sugieren que durante el MIS 5e hubo un cambio en la hidrología de la cuenca, teniendo una menor entrada de agua y aumentando la evaporación en la columna de agua; esto sugiere que el clima en la cuenca de México durante este periodo interglacial fue cálido y seco. El MIS 5e se considera el último periodo cálido que ha tenido el planeta que es comparable con el Holoceno, e inclusive se registra para este periodo un aumento de 3-5° C por arriba del actual en el Ártico (Masson-Delmotte *et al.*, 2008).

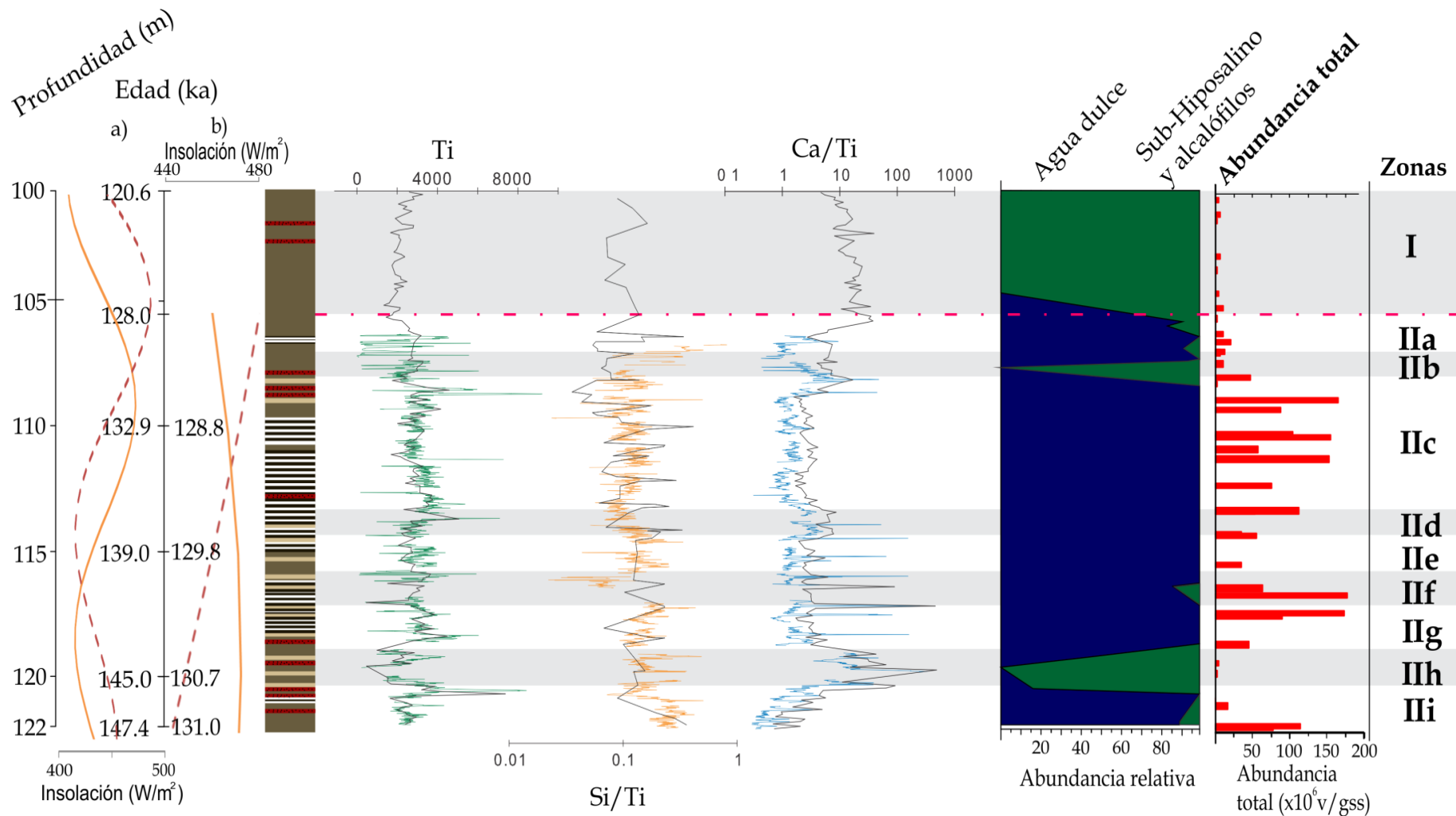


Fig. 20 Diagrama de la Fluorescencia de rayos X del Ti, Si/Ti y Ca/Ti. Zonación de las diatomeas a partir de su salinidad y pH. Insolación durante los meses de marzo, abril y mayo a una latitud 20° N (línea continua naranja) e insolación de verano a 65° N (línea punteada roja). Los valores de la insolación se tomaron de Berger y Loutre (1991). a) Edad a partir de la tasa de sedimentación 0.83 mm/a. b) Edad a partir de la tasa de sedimentación del promedio de las laminaciones (5.5 mm/a). ka se refiere a kilo años, es decir miles de años.

Reconstrucción del clima

Durante los periodos glaciales se presenta una expansión de la cobertura de hielo continental. Como respuesta a este cambio los sistemas naturales se ajustan como mecanismo de adaptación al cambio climático, desplazándose tanto la vegetación como los animales de forma latitudinal y altitudinal a regiones más bajas (Oches, 2009).

Vázquez-Selem y Heine (2004) reportaron que en la actualidad la línea de las nieves (equilibrium line altitudes (ELA) of glaciers, por sus siglas en inglés) se encuentra entre 4880-4970 m, por lo que en México los glaciares de montaña se encuentran solo en los grandes volcanes. Durante el último máximo glacial (UMG) la ELA descendió entre 3650-4146 m en al menos 13 volcanes en el centro de México. A partir de la ELA se puede asociar un descenso térmico de 6.2 ± 0.8 hasta $7.6 \pm 1.0^\circ \text{C}$, a partir del descenso térmico relativo al actual, utilizando los gradientes térmicos 0.6 y $0.75^\circ \text{C}/100 \text{m}$ (Vázquez-Selem y Heine, 2004; Delgado-Granados *et al.*, 2015).

Sin embargo la mayor expansión glacial en México se ha registrado alrededor de 195 a 126 ka (Vázquez-Selem y Heine, 2004; Lachniet y Vázquez-Selem, 2005), es decir durante el glacial máximo MIS 6. Durante esta expansión del glacial, Vázquez-Selem y Heine (2004) registraron en el Iztaccíhuatl una ELA *ca.* 3000 m llamada Nexcoalango alrededor de 195 ka A.P. Extrapolando el descenso térmico (0.6 y $0.75^\circ \text{C}/100 \text{m}$) respecto al actual, la temperatura durante este periodo pudo descender entre 9° hasta 12° . En el registro de Chalco, la menor temperatura durante el MIS 6, se relaciona con la abundancia de *S. niagarae*, que es una especie que puede vivir en aguas frías a templadas ($3\text{-}18^\circ \text{C}$) (Brandriss *et al.*, 1998).

Durante los estadios glaciales se ha propuesto que la ZCIT se desplaza hacia el sur (Broccoli *et al.*, 2006; Bush y Metcalfe, 2012) (Fig. 20). Debido al desplazamiento de la ZCIT, el monzón mexicano se ve desplazado de igual forma (Caballero *et al.*, 2010 y Bradbury, 1997). Bajo este escenario, el norte del país debió de ser húmedo por las lluvias en invierno generadas por el desplazamiento hacia el sur de los vientos del oeste, véase Fig. 20 (Bush y Metcalfe, 2012) mientras que el centro de México debió de ser más seco. En el centro de México, durante el UMG los registros lacustres indican una gran variación debido a los efectos de la Faja Volcánica Transmexicana, sin embargo se presenta una mayor aridez a la actual (Caballero *et al.*, 2010).

Al igual que en el UMG, los forzamientos climáticos durante el MIS6 debieron estar asociados con el desplazamiento al sur de la ZCIT, el aumento en el volumen del casquete que causó una disminución del gradiente térmico y presión atmosférica entre el continente-océano, lo cual pudo ocasionar el debilitamiento de la celda de alta presión subtropical del Pacífico (Arellano-Torres *et al.*, 2013; Lozano-García, *et al.*, 2015b).

El mayor nivel de agua durante el final del MIS 6 se puede atribuir a que la gran disminución de temperatura, ocasionó que la columna de agua se mantuviera estable y sin cambios en su nivel, el incremento de los nortes que pudo traer humedad al centro-oriente de México, al igual que en el UMG (Lozano-García, 2007).

Lo observado durante el glacial se ajusta con lo propuesto durante el final del MIS 6 debido a la presencia de las especies *S. niagarae* y *S. oregonicus* que actualmente solo se encuentran en lagos templados, la alta tasa de sedimentación relacionada con la entrada de humedad por los nortes; además estos patrones de lluvias y su estacionalidad coinciden con el comportamiento del lago de Chalco como tropical monomíctico.

Durante la transición de un glacial como el MIS 6 al interglacial MIS 5e, se presenta un calentamiento global, el cual ocasionó un aumento del nivel del mar que es consecuencia de la

variación en el volumen de hielo en los continentes (Delgado-Granados *et al.*, 2015). En los periodos interglaciales, la temperatura promedio suele aumentar de 2 a 3° C (Svensson *et al.*, 2008). Sin embargo, en núcleos de hielo de Groenlandia se reportan temperaturas ~5° C arriba de la actual (Otto-Bliesner *et al.*, 2006) y en registros tanto marinos como terrestres sugieren un aumento de la temperatura entre 3-5° C en el Ártico (Masson-Delmotte *et al.*, 2008). Por lo que el gradiente de temperatura, durante esta transición de glacial-interglacial pudo llegar a ser de alrededor de 10-17° C, utilizando la extrapolación del descenso térmico en la ELA de México (9-12° C) durante el glacial y el aumento térmico en el Ártico (3-5° C). Este gradiente es consistente con el contraste de la temperatura superficial del océano (SST, por sus siglas en inglés) de ~8-10° C reportada durante la transición glacial-interglacial (McManus *et al.*, 2002). Además durante el MIS 5e el nivel del mar llegó a estar ~4 a 9 m por arriba del actual (Blanchon *et al.*, 2009; Kopp *et al.*, 2013; Anderson *et al.*, 2014).

Este cambio tan brusco de temperatura se ve reflejado en el tipo de sedimentos, las diatomeas y los indicadores geoquímicos que sugieren un cambio de un clima frío a un clima cálido y relativamente seco. Lo cual es consistente con la disminución del nivel del agua el lago de Chalco durante el MIS 5e, y con el cambio en la composición de especies, que indican un aumento en la salinidad y pH, además de los valores de Ti y Ca/Ti que indican mayor evaporación y una menor entrada de agua, lo cual sugiere un cambio en la hidrología de la cuenca. Esta tendencia hacia bajos niveles lacustres y climas más secos, correlaciona también con el bajo nivel inferido *ca.* 120 ka en el lago de Cuitzeo (Israde-Alcántara *et al.*, 2002) y con la disminución de entrada de terrígenos en el suroeste de Baja California (Blanchet *et al.*, 2007).

En México se cuenta con poca información referente a este periodo interglacial, estos estudios consisten en la reconstrucción limnológica del lago de Cuitzeo (Israde-Alcántara *et al.*, 2002); los cambios en la entrada de terrígenos al océano al suroeste de Baja California (Blanchet *et al.*, 2007), y estudios del cambio en el nivel del mar al suroeste de Baja California y en la península de Yucatán (DeDiego-Forbis *et al.*, 2004; Blanchon *et al.*, 2009), por lo que éste y futuros trabajos con diferentes paleoindicadores como polen, ostrácodos, amebas testadas e indicadores geoquímicos que pueden determinar las condiciones fuera y dentro del lago, son de importancia para conocer las condiciones climáticas en el centro de México, esto con el objetivo de ayudar a proyectar las condiciones futuras de la región.

Los forzamientos climáticos durante los periodos glaciales e interglaciales en México son principalmente la posición latitudinal de la ZCIT, debido a que el desplazamiento de la zona intertropical puede modificar los patrones de lluvias (Lozano-García *et al.*, 2015b; Bush y Metcalfe, 2012). Por lo cual se sugiere que a partir de los esquemas planteados por Bush y Metcalfe (2012) para norte y sudamérica durante el LGM (Fig. 21I) y el Holoceno (Fig. 21II), podrían ser similares a las condiciones climáticas durante el MIS 6 y el MIS 5, (véase fig. 21).

Las fluctuaciones climáticas sugeridas a escala glacial-interglacial, se ajustan con los cambios en las composiciones de especies de diatomeas, debido a que son eventos extremos en los cuales las condiciones cambian completamente entre cada periodo, por lo que los contrastes de temperatura, precipitación, evaporación, humedad, etc., permiten que entre cada periodo domine una asociación y que después esta cambie completamente.

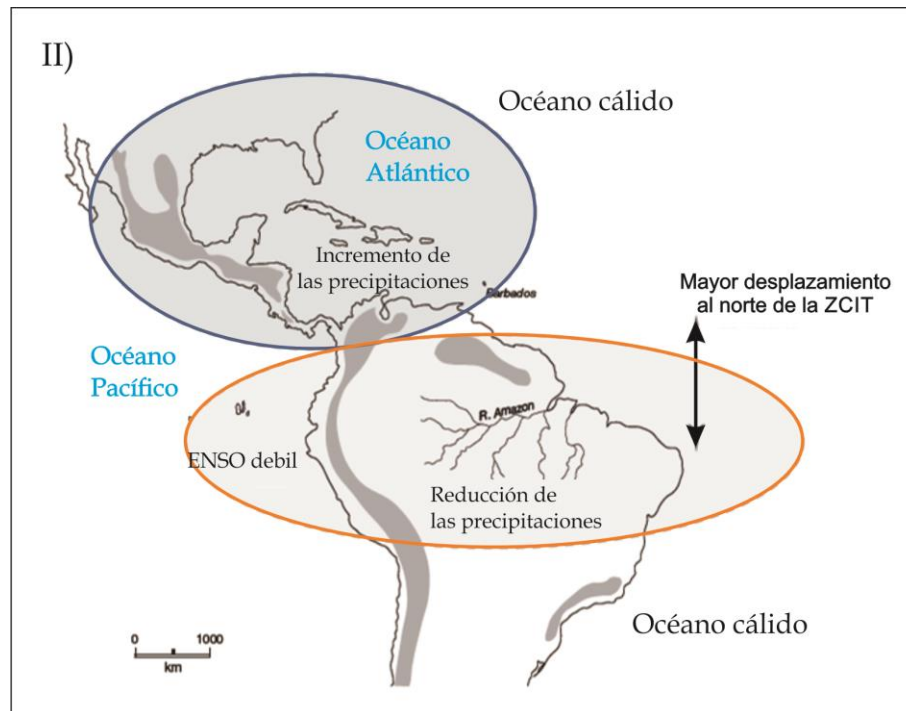
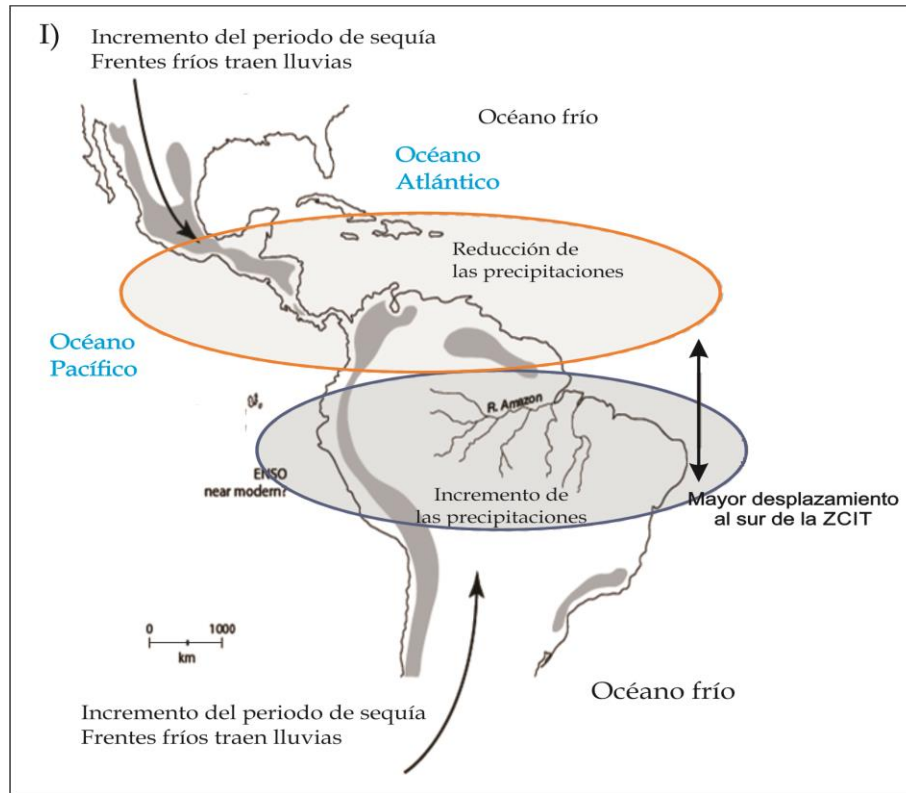


Fig. 20 Diagrama esquemático con los cambios de los periodos de lluvias en Latinoamérica y el comportamiento de los Océanos Pacífico y Atlántico en los neotrópicos. I) Esquema modificado de Bush y Metcalfe para el UMG, considerando que las condiciones fueron similares durante el MIS 6 II) Esquema modificado de Bush y Metcalfe para el Holoceno, considerando que las condiciones fueron similares durante el MIS 5.

Fuente: Imagen modificada de Bush y Metcalfe, 2012.

Conclusiones

Durante la parte final del MIS 6 (~147/131 a 128 ka), en el lago de Chalco dominan las especies *S. oregonicus*, *S. niagarae* y en menores proporciones *A. granulata*. Lo cual indica que las aguas del lago eran dulces, templadas a frías, con un pH neutro a ligeramente alcalino (7-8.5). La presencia y gran abundancia de *S. niagarae* en este periodo coincide con una menor temperatura en el MIS 6, atribuyendo a una disminución de la temperatura entre ~9 a 12° C respecto a la actual. La presencia de horizontes con *A. costata*, *C. clypeus*, *C. meneghiniana* y *S. peisonis* durante este periodo sugiere que existieron episodios durante los cuales aumentó la temperatura, el clima fue relativamente seco y la salinidad del lago aumentó. Los sedimentos laminados que se depositaron durante esta etapa final del MIS 6 pueden considerarse varves, con la capa oscura formada durante el verano cuando hay un aumento en la escorrentía al lago y la capa clara durante el invierno cuando hay florecimientos de diatomeas. Para que se preserven estas estructuras el lago debió tener un fondo anóxico, lo cual sugiere que debió de ser relativamente profundo (>5 m) y eutrófico. La presencia de *Stephanodiscus niagarae* y *S. oregonicus* también sugiere un nivel lacustre alto así como condiciones de baja salinidad y eutróficas; estas especies sugieren además, y de manera muy importante, la presencia de aguas templadas, esto es condiciones más frías que las actuales.

En la secuencia estudiada se identificaron trece capas de calcita micrítica. Debido a que en los sedimentos previos, posteriores y durante a la formación de las capas de calcita las asociaciones de diatomeas encontradas fueron las mismas, se atribuye que el tiempo de formación debió ser un proceso rápido. La formación de estas capas se atribuye a un florecimiento de algas (posiblemente cianobacterias) y al aumento de la temperatura durante el verano.

Durante el interglacial MIS 5e, se observó un incremento de Ca/Ti, lo cual es consistente con un aumento en la temperatura y por lo tanto una mayor evaporación de agua, además de una disminución de entrada de agua a la cuenca, asociada con la disminución del Ti. Las diatomeas que dominaron este periodo fueron *A. costata*, *C. clypeus*, *C. meneghiniana* y *S. peisonis*, las cuales concuerdan con un aumento en la salinidad (subsalino a hiposalino) y un pH alcalino (8.5 hasta 10). Estos factores indican que el nivel del agua pudo disminuir notablemente haciendo que la salinidad y el pH aumentara.

Referencias

- Abarca, N., Jahn, R., Zimmermann, J. y Enke, N. (2014). Does the cosmopolitan diatom *Gomphonema parvulum* (Kützing) Kützing have a biogeography?. *PLoS One*, 9(1), e86885.
- Abuhatab-Aragón, Y. A. y Donato-Rondón, J. C. (2012). *Cocconeis placentula* and *Achnanthydium minutissimum*, indicator species of oligotrophic Andean streams. *Caldasia*, 34(1), 205-212.
- Adams, D. K. y Comrie, A. C. (1997). The north American monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10), 2197-2213.
- Alcocer, J., Escobar, E. y Oseguera, L. A. (2008). Acoplamiento pelágico-bentónico: respuesta de la zona bentónica profunda a la sedimentación del florecimiento invernal de diatomeas en el lago oligotrófico Alchichica, Puebla, México. *Hidrobiológica*, 18, 115-122.
- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G. y Magaña, V. O. (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2), 101-142.
- Anderson, J. B., Wallace, D. J., Simms, A. R., Rodriguez, A. B. y Milliken, K. T. (2014). Variable response of coastal environments of the northwestern Gulf of Mexico to sea-level rise and climate change: Implications for future change. *Marine Geology*, 352, 348-366.
- Arce, J. L., Layer, P. W., Lassiter, J. C., Benowitz, J. A., Macías, J. L., y Ramírez-Espinosa, J. (2013). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 75(12), 1-25.
- Arellano-Torres, E., Machain-Castillo, M. L., Contreras-Rosales, L. A., Cuesta-Castillo, L. B. y Ruiz-Fernández, A. C. (2013). Foraminiferal faunal evidence for Glacial-Interglacial variations in the ocean circulation and the upwelling of the Gulf of Tehuantepec (Mexico). *Marine Micropaleontology*, 100, 52-66.
- Badan, A. (2003). The effects of El Niño in Mexico: A survey. *Geofísica Internacional México*, 42(3), 567-571.
- Bahrig, B. (1988). Palaeo-environment information from deep water siderite (Lake of Laach, West Germany). *Geological Society, London, Special Publications*, 40(1), 153-158.
- Barker, P. A., Roberts, N., Lamb, H. F., Van der Kaars, S. y Benkaddour, A. (1994). Interpretation of Holocene lake-level change from diatom assemblages in Lake Sidi Ali, Middle Atlas, Morocco. *Journal of Paleolimnology*, 12(3), 223-234.
- Battarbee, R. W., Jones, V. J., Flower, R. J., Cameron, N. G., Bennion, H., Carvalho, L. y Juggins, S. (2002). *Diatoms* (pp. 155-202). Springer Netherlands.
- Berner, R. A. (1981). A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Research*, 51(2).
- Beszteri, B., Ács, É. y Medlin, L. (2005). Conventional and geometric morphometric studies of valve ultrastructural variation in two closely related *Cyclotella* species (Bacillariophyta). *European Journal of Phycology*, 40(1), 89-103.
- Beyene, A., Awoke, A. y Triest, L. (2014). Estimation of environmental optima and tolerances of diatoms using multifactor multiplicative modeling. *Ecological Informatics*, 19, 53-61.
- Beyens, L. y Meisterfeld, R. (2002). Protozoa: testate amoebae. In *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 121-153). Springer Netherlands.
- Bhattacharya, T. y Byrne, R. (2016). Late Holocene anthropogenic and climatic influences on the regional vegetation of Mexico's Cuenca Oriental. *Global and Planetary Change*, 138, 56-69.

- Blinn, D. W. (1993). Diatom community structure along physicochemical gradients in saline lakes. *Ecology*, 74(4), 1246-1263.
- Boës, X. y Fagel, N. (2008). Relationships between southern Chilean varved lake sediments, precipitation and ENSO for the last 600 years. *Journal of Paleolimnology*, 39(2), 237-252.
- Bortolini, J. C. y Bueno, N. C. (2013). Seasonal variation of the phytoplankton community structure in the São João River, Iguazu National Park, Brazil. *Brazilian Journal of Biology*, 73(1), 1-14.
- Blanchet, C. L., Thouveny, N., Vidal, L., Leduc, G., Tachikawa, K., Bard, E. y Beaufort, L. (2007). Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. *Quaternary Science Reviews*, 26(25), 3118-3133.
- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J. y Liebetrau, V. (2009). Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature*, 458(7240), 881-884.
- Bonk, A., Tylmann, W., Amann, B., Enters, D. y Grosjean, M. (2014). Modern limnology and varve-formation processes in Lake Żabińskie, northeastern Poland: comprehensive process studies as a key to understand the sediment record. *Journal of limnology*, 74(2).
- Borejsza, A. y Frederick, C. D. (2010). Fluvial response to Holocene climate change in low-order streams of central Mexico. *Journal of Quaternary Science*, 25(5), 762-781.
- Boyle, J. F. (2002). Inorganic geochemical methods in palaeolimnology. In *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 83-141). Springer Netherlands.
- Bradbury, J. P. (1971). Paleolimnology of Lake Texcoco, Mexico. Evidence from diatoms. *Limnology and Oceanography*, 16(2), 180-200.
- Bradbury, J. P. (1989). Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 8(1), 75-100.
- Bradbury, J. P. (1997). Sources of glacial moisture in Mesoamerica. *Quaternary International*, 43, 97-110.
- Bradbury, J. P. (2000). Limnologic history of Lago de Patzcuaro, Michoacan, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163(1), 69-95.
- Bradbury, J. P., Colman, S. M. y Dean, W. E. (2004). Limnological and climatic environments at Upper Klamath Lake, Oregon during the past 45 000 years. *Journal of Paleolimnology*, 31(2), 167-188.
- Brandriss, M. E., O'Neil, J. R., Edlund, M. B. y Stoermer, E. F. (1998). Oxygen isotope fractionation between diatomaceous silica and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(7), 1119-1125.
- Broccoli, A. J., Dahl, K. A. y Stouffer, R. J. (2006). Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, 33(1).
- Brown, E. T., Johnson, T. C., Scholz, C. A., Cohen, A. S. y King, J. W. (2007). Abrupt change in tropical African climate linked to the bipolar seesaw over the past 55,000 years. *Geophysical Research Letters*, 34(20).
- Bush, M. B. y Metcalfe, S. E. (2012). Latin America and the Caribbean. *Quaternary Environmental Change in the Tropics*, 263-311.
- Caballero M., M. (1995). Late Quaternary Palaeolimnology Lake Chalco, the Basin of Mexico. *Unpublished PhD thesis, University of Hull*.
- Caballero, Miranda, M. (1997). The Last Glacial Maximum in the basin of Mexico: The diatom record between 34,000 and 15,000 years BP from lake Chalco, *Quaternary International*, 43, 125-136.

- Caballero, Miranda, M. y Ortega-Guerrero, B. (1998). Lake levels since about 40,000 years ago at lake Chalco, near Mexico City, *Quaternary Research*, 50(1), 69-79.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J. y Macias, J. L. (1999). Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*, 22(4), 399-411.
- Caballero, M., Ortega, B., Valadez, F., Metcalfe, S., Macias, J. L. y Sugiura, Y. (2002). Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186(3), 217-235.
- Caballero, Miranda, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L. y Ortega-Guerrero, B. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciares y cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62 (3), 359-377.
- Caballero, M., Rodríguez, A., Vilaclara, G., Ortega, B., Roy, P. y Lozano-García, S. (2013). Hydrochemistry, ostracods and diatoms in a deep, tropical, crater lake in Western Mexico. *Journal of Limnology*, 72(3), 42.
- Caballero, N., Nass, Y. y Gutierrez Tellez, B. (2015). Diatoms as paleoenvironmental indicators in rio negro formation, rio Negro Province, Argentina. *Revista brasileira de paleontologia*, 18(3), 443-454.
- Campos-Enríquez, J. O., Delgado-Rodríguez, O., Chávez-Segura, R., Gómez-Contreras, P., Flores-Márquez, E. L. y Birch, F. S. (1997). The subsurface structure of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data. *Geophysics*, 62(1), 23-35.
- Carbonel, P., Colin, J. P., Danielopol, D. L., Löffler, H., y Neustrueva, I. (1988). Paleocology of limnocostracodes: a review of some major topics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62(1-4), 413-461.
- Catanzaro, L. R., Luque, E., y Gari, N. (2014). La comunidad algal epilítica en hábitat de rabión en un arroyo serrano. *Biología Acuática*, 30.
- Chaffin, J. D., Mishra, S., Kuhaneck, R. M., Heckathorn, S. A. y Bridgeman, T. B. (2012). Environmental controls on growth and lipid content for the freshwater diatom, *Fragilaria capucina*: a candidate for biofuel production. *Journal of applied phycology*, 24(5), 1045-1051.
- Chen, S. H., y Wu, J. T. (1999). Paleolimnological environment indicated by the diatom and pollen assemblages in an alpine lake in Taiwan. *Journal of Paleolimnology*, 22(2), 149-158.
- Cocquyt, C. y De Wever, A. (2002). Epiphytic diatom communities on herbarium material from Lake Naivasha and lake Sonachi, Eastern Rift Valley, Kenya. *Belgian Journal of Botany*, 38-49.
- Cocquyt, C. (2007). Diatom diversity in hausburg Tarn, a glacial lake on Mount Kenya, East Africa. *Diatom research*, 22(2), 255-285.
- Cohen, A. S. (2003). *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press.
- Colombaroli, D., Marchetto, A. y Tinner, W. (2007). Long-term interactions between Mediterranean climate, vegetation and fire regime at Lago di Massaciuccoli (Tuscany, Italy). *Journal of Ecology*, 95(4), 755-770.
- Corella, J. P., Brauer, A., Mangili, C., Rull, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Morellón, M. y Valero, Garcés, B. L. (2012). The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain). *Quaternary Research*, 78(2), 323-332.
- Cox, E. J. (1996). *Identification of freshwater diatoms from live material*. Chapman & Hall. pp. 158.
- Cupp, E. E. (1943). Marine plankton diatoms of the west coast of North America. *Scripps Institution of Oceanography*.

- Davies, S. J., Metcalfe, S. E., Caballero, M. E., y Juggins, S. (2002). Developing diatom-based transfer functions for Central Mexican lakes. In *Advances in Mexican Limnology: Basic and Applied Aspects* (pp. 199-213). Springer Netherlands.
- Dean, W. (2002). A 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Clearwater County, Minnesota II: geochemistry, mineralogy, and stable isotopes. *Journal of Paleolimnology*, 27(3), 301-319.
- De Geer, G. (1912). A Geochronology of the Last 12,000 Years. In: 11th International Geological Congress (1910), Stockholm, Sweden, vol. 1, 241e253 pp.
- DeDiego-Forbis, T., Douglas, R., Gorsline, D., Nava-Sanchez, E., Mack, L. y Banner, J. (2004). Late Pleistocene (last interglacial) terraced deposits, Bahia Coyote, Baja California Sur, Mexico. *Quaternary International*, 120(1), 29-40.
- Delgado-Granados, Vázquez-Selem, Cortés-Ramos, Julio-Miranda, Ontiveros-González y Soto-Molina (2015). Capítulo 4: La Criósfera en México. *Reporte Mexicanode Cambio Climático*, pp. 79-98.
- Dixit, S. S., Smol, J. P., Kingston, J. C. y Charles, D. F. (1992). Diatoms: powerful indicators of environmental change. *Environmental science y technology*, 26(1), 22-33.
- Díaz-Rodríguez, J. A. (2006). Los suelos lacustres de la ciudad de México. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, 6(2).
- Dong, G., Xia, Z., Elston, R., Sun, X., y Chen, F. (2009). Response of geochemical records in lacustrine sediments to climate change and human impact during middle Holocene in Mengjin, Henan Province, China. *Frontiers of Earth Science in China*, 3(3), 279-285.
- Eloranta, P. y Soininen, J. (2002). Ecological status of some Finnish rivers evaluated using benthic diatom communities. *Journal of Applied Phycology*, 14(1), 1-7.
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *The Journal of Geology*, 63(6), 538-578.
- Eugster, H. P. y Hardie, L. A. (2013). Saline Lakes. In *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*, 237.
- Fernández-Fernández, A. y García-Sánchez, E. (2006). Cuaternario: Paleoambientes y paisajes, pp. 51-86, Universidad Nacional de Educación a distancia.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303-306.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 84-92.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Fritz, S. C., Juggins, S. y Battarbee, R. W. (1993). Diatom assemblages and ionic characterization of lakes of the northern Great Plains, North America: a tool for reconstructing past salinity and climate fluctuations. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 50(9), 1844-1856.
- Fritz, S. C. (2013). Salinity and climate reconstruction from diatoms in continental lake deposits. In *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2nd edition, S. Elias, ed. Oxford, Elsevier. Volume 1, pp. 507-515.
- Frost, T. M. (2002). Freshwater sponges. In *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 253-263). Springer Netherlands.

- Gasse, F. y Tekaiia, F. (1983). Transfer functions for estimating paleoecological conditions (pH) from East African diatoms. *Hydrobiologia*, 103(1), 85-90.
- Gasse, F. (1986). East African diatoms. pp 67-68
- Gell, P. A. (1997). The development of a diatom database for inferring lake salinity, Western Victoria, Australia: towards a quantitative approach for reconstructing past climates. *Australian Journal of Botany*, 45(3), 389-423.
- Gell, P. A., Sluiter, I. R. y Fluin, J. (2002). Seasonal and interannual variations in diatom assemblages in Murray River connected wetlands in north-west Victoria, Australia. *Marine and Freshwater Research*, 53(6), 981-992.
- Gierlowski-Kordesch, E. H. (2010). Lacustrine carbonates. En *Developments in Sedimentology*, 61, 1-101.
- Glenn, C. y Kelts, K. (1991): Sedimentary rythms in lake deposits. En G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 188-221.
- Goman, M., Joyce, A., Lund, S., Pearson, C., Guerra, W., Dale, D. y Celestian, A. J. (2017). Preliminary results from Laguna Minucúa a potentially annually resolved record of climate and environmental change for the past~ 5000 years in the Mixteca Alta of Oaxaca, Mexico. *Quaternary International*.
- Gómez, N., Riera, J. L. y Sabater, S. (1995). Ecology and morphological variability of *Aulacoseira granulata* (Bacillariophyceae) in Spanish reservoirs. *Journal of Plankton Research*, 17(1), 1-16.
- Gómez, N. y Licursi, M. (2001). The Pampean Diatom Index (IDP) for assessment of rivers and streams in Argentina. *Aquatic Ecology*, 35(2), 173-181.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T. y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.
- Gornitz, V. (2009). Paleoclimate proxies, an introduction, En *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, (pp 716-721), Springer Netherlands.
- Goudie A., S. (2005) Paleoclimatology. En *Encyclopedia of World Climatology*, (pp. 564-571). Springer Netherlands.
- Gutiérrez-Tellez, B. M. (1996). Diatomeas del Pleistoceno de Pehuén-Có (provincia de Buenos Aires): inferencias paleoambientales. *Ameghiniana*, 33(2), 201-208.
- Herbst, D. B. y Blinn, D. W. (1998). Experimental mesocosm studies of salinity effects on the benthic algal community of a saline lake. *Journal of Phycology*, 34(5), 772-778.
- Hermany, G., Schwarzbald, A., Lobo, E. A. y Oliveira, M. A. (2006). Ecology of the epilithic diatom community in a low-order stream system of the Guaíba hydrographical region: subsidies to the environmental monitoring of southern Brazilian aquatic systems. *Acta Limnologica Brasiliensia*, 18(1), 9-27.
- Herrera-Hernández, D. (2011). Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del Cuaternario Tardío de la cuenca de Chalco, México, Tesis.
- Higginson, M. J. (2009). Geochemical Proxies (Non-Isotopic). En *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 341-354). Springer Netherlands.
- Hodell, D. A., Schelske, C. L., Fahnenstiel, G. L. y Robbins, L. L. (1998). Biologically induced calcite and its isotopic composition in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography*, 43(2), 187-199.
- Hunten, D. M. (1981). Climatic stability. En *NASA Conference Publication* (Vol. 2156, pp. 111-114).

- Hustedt, F. (1939). Systematische und ökologische untersuchungen uber die diatomeen-flora von Java, Bali, und Sumatra nach dem material der Deutschen Limnologischen Sunda-Expedition III. Die ökologischen factorin und ihr einfluss auf die diatomeenflora. *Arch. Hydrobiol. Suppl.*, 16, 274-394.
- Hustedt, F. (1953). Die Systematik der Diatomeen in ihren Beziehungen zur Geologie und Ökologie nebst einer Revisoin des Halobien-Systems.
- Hustedt, F. (1957). Die diatomeenflora des Fluss-systems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen. Balogh Scientific Books.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J. y Shackleton, N. J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record.
- Imbrie, J., and Imbrie, K.P., 1979. *Ice Ages: Solving the Mystery*. Cambridge MA: Harvard University Press, 224pp.
- Israde Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., y Ortega Murillo, R. (2002). Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiológica*, 12(1), 61-78.
- Israde Alcántara, I., Velázquez-Durán, R., Lozano García, M., Bischoff, J., Domínguez Vázquez, G. y Garduño Monroy, V. H. (2010). Evolución paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 345-357.
- Johansen, J. R. (2010). Diatoms of aerial habitats. En *The diatoms: applications for the environmental and earth sciences*, pp. 465. Cambridge University Press.
- Jones, V. (2007). Diatom introduction, En *Encyclopedia of quaternary science*, (pp. 24-32). Elsevier.
- Julius, M. L., Stoermer, E. F., Taylor, C. M. y Schelske, C. L. (1998). Local extirpation of *Stephanodiscus niagarae* (Bacillariophyceae) in the recent limnological record of Lake Ontario. *Journal of phycology*, 34(5), 766-771.
- Kalugin, I., Selegei, V., Goldberg, E. y Seret, G. (2005). Rhythmic fine-grained sediment deposition in Lake Teletskoye, Altai, Siberia, in relation to regional climate change. *Quaternary International*, 136(1), 5-13.
- Kashima, K., Matsubara, H., Kuzucuoğlu, C. y Karabiyikoğlu, M. (1997). Diatom assemblages from inland saline lakes in the central part of turkey – Their application for quantitative reconstructions of paleosalinity changes during the Late Quaternary –. *Nichibunken Japan Review*, 235-249.
- Kasperson, J. X. y Kasperson, R. E. (2013). *Global environmental risk*. Routledge. Pp. 222
- Kienel, U., Bowen, S. W., Byrne, R., Park, J., Böhnelt, H., Dulski, P. y Negendank, J. F. (2009). First lacustrine varve chronologies from Mexico: impact of droughts, ENSO and human activity since AD 1840 as recorded in maar sediments from Valle de Santiago. *Journal of Paleolimnology*, 42(4), 587-609.
- Kopp, R. E., Simons, F. J., Mitrovica, J. X., Maloof, A. C. y Oppenheimer, M. (2013). A probabilistic assessment of sea level variations within the last interglacial stage. *Geophysical Journal International*, 193(2), 711-716.
- Krammer K. y Lange-Bertalot J. (1988). Bacillariophyceae 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae, pp 152, 183, 203, 214.
- Krammer K. y Lange-Bertalot J. (1991). Bacillariophyceae 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae, pp 22-23, 44-45, 67-68, 75, 121.
- Krammer K. y Lange-Bertalot J. (1991). Bacillariophyceae 4. Teil: Achnanthaceae. Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema, pp 86.
- Krammer K. y Lange-Bertalot J. (1997). Bacillariophyceae 1 Teil: Naviculaceae pp 311, 348-349.

- Kröger, N. y Poulsen, N. (2008). Diatoms-from cell wall biogenesis to nanotechnology. *Annual review of genetics*, 42, 83-107.
- Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B. y Veres, D. (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26(1), 109-117.
- Lachniet, M. S., y Vazquez-Selem, L. (2005). Last glacial maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International*, 138, 129-144.
- López-Sandoval, Ó., Montejano, G., Carmona, J., Cantoral, E., y Becerra-Absalón, I. (2016). Diversidad algal de un ambiente extremo: el manantial geotermal Los Hervideros, México. *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 87(1), 1-9.
- Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco lake, central Mexico. *Quaternary Research*, 40(3), 332-342.
- Lozano-García, M. S. y Ortega-Guerrero, B. (1994). Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109(2-4), 177-191.
- Lozano-García, S., Sosa-Nájera, S., Sugiura, Y. y Caballero, M. (2005). 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central Mexico. *Quaternary Research*, 64(1), 70-82.
- Lozano-García, M. S., Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A. y Sosa, S. (2007). Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(41), 16200-16203.
- Lozano-García, S., Ortega, B., Roy, P. D., Beramendi-Orosco, L. y Caballero, M. (2015). Climatic variability in the northern sector of the American tropics since the latest MIS 3. *Quaternary Research*, 84(2), 262-271.
- Lozano-García, Roy, Correa-Metrio, Caballero, Carriquiry-Beltrán Figueroa-Rangel, Islebe, Luna-González y Villanueva-Díaz (2015b). Capítulo 5: Registros Paleoclimáticos. *Reporte Mexicano de Cambio Climático*, pp. 113-126.
- Lozano-García, S., Brown, E., T., Ortega-Guerrero, B., Caballero M., M., Werne, J., Fawcett P., J., Schwalb, A., Valero-Garcés, B., Schnurrenberger, D., O'Grady R., Stockhecke, M., Steinman, B., Cabral-Cano, E., Caballero M., C., Sosa-Nájera, S., Soler A., M., Pérez, L., Noren A., Myrbo, A., Bücker, M., Wattrus, N., Arciniega, A., Wonik, T., Watt, S., Kumar, D., Acosta C., Martínez, I., Cossio, R., Ferland, T. y Vergara-Huerta, F. (2017). Perforación profunda en el lago de Chalco: reporte técnico, Boletín de la Sociedad Geológica de México.
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A. y Zamorano-Orozco, J. (1994). Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 13-52.
- Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L. Y Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional-Mexico*, 42(3), 313-330.
- Marshall, S. J. (2009). Glaciations, Quaternary. En *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 389-393). Springer Netherlands.
- Maslin, M. (2009). Quaternary climate transitions and cycles. En *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 841-855). Springer Netherlands.
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R. T. y Frezzotti, M. (2008). A review of Antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling. *Journal of Climate*, 21(13), 3359-3387.

- McManus, J. F., Oppo, D. W., Keigwin, L. D., Cullen, J. L., y Bond, G. C. (2002). Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic. *Quaternary Research*, 58(1), 17-21.
- Medlin, L. K., Williams, D. M., y Sims, P. A. (1993). The evolution of the diatoms (Bacillariophyta). I. Origin of the group and assessment of the monophyly of its major divisions. *European Journal of Phycology*, 28(4), 261-275.
- Méndez González, J., Ramírez Leyva, A., Cornejo Oviedo, E., Zárate Lupercio, A., y Cavazos Pérez, T. (2010). Teleconexiones de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) a la precipitación y temperatura en México. *Investigaciones geográficas*, (73), 57-70.
- Menounos, B. y Clague, J. J. (2008). Reconstructing hydro-climatic events and glacier fluctuations over the past millennium from annually laminated sediments of Cheakamus Lake, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 27(7), 701-713.
- Merchán, W. N., Melo, S. G., y Sánchez, S. M. (2007). Mineralogía y geoquímica de diatomitas (Boyacá, Colombia). *Geología Colombiana*, 32, 77.
- Metcalf, S. E., O'Hara, S. L., Caballero, M. y Davies, S. J. (2000). Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico—a review. *Quaternary Science Reviews*, 19(7), 699-721.
- Metcalf, S. E. (2006). Late Quaternary Environments of the Northern Deserts and Central Transvolcanic Belt of Mexico. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 93(2), 258-273.
- Metcalf, S. y Davies, S. (2007). Deciphering recent climate change in central Mexican lake records. *Climatic Change*, 83(1-2), 169-186.
- Metcalf, S.E., Jones, M.D., Davies, S.J., Noren, A. y Mackenzie, A.B., (2010). Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico. *The Holocene* 20, 1195-1206.
- Miller, U. y Florin, M. B. (1994). *Diatom Research*, 9(2), 481-484.
- Mitchell, J. M. (1976). An overview of climatic variability and its causal mechanisms. *Quaternary Research*, 6(4), 481-493.
- Mitrovic, S. M., Hitchcock, J. N., Davie, A. W., y Ryan, D. A. (2010). Growth responses of *Cyclotella meneghiniana* (Bacillariophyceae) to various temperatures. *Journal of plankton research*, 32(8), 1217-1221.
- Morales, E. A., Vis, M. L., Fernández, E., y Kocielek, J. P. (2007). Epilithic diatoms (Bacillariophyta) from cloud forest and alpine streams in Bolivia, South America II: A preliminary report on the diatoms from Sorata, Department of La Paz. *Acta Nova*, 3(4), 680-696.
- Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B., Sáez, A., Bao, R., Prego, R. y Taberner, C. (2007). A 14kyr record of the tropical Andes: the Lago Chungará sequence (18 S, northern Chilean Altiplano). *Quaternary International*, 161(1), 4-21.
- Mooser, F., Nairn, A. E. y Negendank, J. F. (1974). Palaeomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks: VIII a palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico. *Geologische Rundschau*, 63(2), 451-483.
- Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T. y Anderson, D. M. (2002). Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420(6912), 162-165.
- Mozley, P. S. (1989). Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite. *Geology*, 17(8), 704-706.

- Müller, U. C. (2009). Eemian (Sangamonian) Interglacial. In *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 302-307). Springer Netherlands.
- Oches E. A. (2009). Quaternary history, En *Encyclopedia of Life Support Systems*, (pp. 316-345), EOLSS Publisher- UNESCO.
- Ojala, A. E. K., Francus, P., Zolitschka, B., Besonen, M., y Lamoureux, S. F. (2012). Characteristics of sedimentary varve chronologies—a review. *Quaternary Science Reviews*, 43, 45-60.
- Oliva-Martínez, M. G., Ramírez-Martínez, J. G., Garduño-Solórzano, G., Cañetas-Ortega, J., y Ortega, M. M. (2005). Caracterización diatomológica en tres cuerpos de agua de los humedales de Jilotepec-Ixtlahuaca, Estado de México Diatoms of three bodies of water from wetlands Jilotepec-Ixtlahuaca, Estado de Mexico. *Hidrobiológica*, 15(1), 1-26.
- Ortega-Guerrero, B. y Newton, A. J. (1998). Geochemical characterization of Late Pleistocene and Holocene tephra layers from the Basin of Mexico, Central Mexico. *Quaternary Research*, 50(1), 90-106.
- Ortega-Guerrero, B., Caballero Miranda, M., Lozano García, S. y De la O Villanueva, M. (1999). Palaeoenvironmental record of the last 70 000 yr in San Felipe Basin, Sonora desert, Mexico: preliminary results. *Geofísica Internacional*, 38(3).
- Ortega-Guerrero, B., Thompson, R. y Urrutia, F.J. (2000). Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 15(2), 127-140.
- Ortega-Guerrero, B., Caballero, C., Lozano, S., Israde, I. y Vilaclara, G. (2002). 52 000 years of environmental history in Zacapú basin, Michoacán, Mexico: the magnetic record. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(3), 663- 675.
- Ortega-Guerrero, B., Lozano García M., Caballero Miranda. y Herrera Hernández D. A. (2015). Historia de la evolución deposicional del lago de Chalco, México, desde el MIS 3, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 185-201.
- Ortiz Zamora, D. D. C. y Ortega-Guerrero, M. A. (2007). Origen y evolución de un nuevo lago en la planicie de Chalco: implicaciones de peligro por subsidencia e inundación de áreas urbanas en Valle de Chalco (Estado de México) y Tláhuac (Distrito Federal). *Investigaciones geográficas*, (64), 26-42.
- Otto-Bliesner, B. L., Marshall, S. J., Overpeck, J. T., Miller, G. H. y Hu, A. (2006). Simulating Arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation. *science*, 311(5768), 1751-1753.
- Owen, R. B., Renaut, R. W., Potts, R. y Behrensmeier, A. K. (2011). Geochemical trends through time and lateral variability of diatom floras in the Pleistocene Ologesailie Formation, southern Kenya Rift Valley. *Quaternary Research*, 76(1), 167-179.
- Padisák, J., Hajnal, E., Naselli-Flores, L., Dokulil, M. T., Noges, P. y Zohary, T. (2010). Convergence and divergence in organization of phytoplankton communities under various regimes of physical and biological control. *Hydrobiologia*, 639(1), 205-220.
- Patrick, Ruth, Reimer, Charles, W. (1966). The Diatoms of the United States, Exclusive of Alaska and Hawaii Volumen 1. Academy of Natural Sciences of Philadelphia. pp. 373 y 376.
- Patrick, Ruth, Reimer, Charles, W. (1975). The Diatoms of the United States, Exclusive of Alaska and Hawaii Volumen 2, parte 1. Academy of Natural Sciences of Philadelphia. pp. 122.
- Payne, R. J. (2013). Seven reasons why protists make useful bioindicators. *Acta Protozoologica*, 52(3), 105.

- Peinerud, E. K. (2000). Interpretation of Si concentrations in lake sediments: three case studies. *Environmental Geology*, 40(1-2), 64-72.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I. y Delmotte, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399(6735), 429-436.
Base de datos recopilada de http://cdiac.ornl.gov/trends/temp/vostok/jouz_tem.htm
- Pizarro, C.O.M. Y Dávila, A.A.C. (2009) Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X. Universidad Autónoma de Chihuahua, recuperado el 15 de enero del 2016 de http://148.229.1.24/extension_y_difusion/synthesis/2009/08/20/espectrometria_de_fluorescencia_de_rayos_X.pdf
- Pike, J., y Stickley, C., E. 2007. *Diatom records: marine laminated sequences*. En: *Encyclopedia of Quaternary Science*, Amsterdam: Elsevier, pp. 557-567.
- Poulicbreve; ková, A., y Jahn, R. (2007). *Campylodiscus clypeus* (Ehrenberg) Ehrenberg ex Kützing: Typification, morphology and distribution. *Diatom Research*, 22(1), 135-146.
- Quiroz, M. C. (2011). Anexo del Informe Técnico: Elaboración de un boletín con información hidroclimática de los mares de México."
- Rawson, D. S. (1956). Algal indicators of trophic lake types. *Limnology and Oceanography*, 1(1), 18-25.
- Rodriguez-Castillo, R. y Gonzalez-Moran, T. (1989). Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México. *Geofísica Internacional*, 28, 2. 207-217.
- Rodríguez-Chávez, F.M., 2003, Modelado gravimétrico de la estructura de la cuenca de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 98 pp.
- Roubeix, V., y Lancelot, C. (2008). Effect of salinity on growth, cell size and silicification of an euryhaline freshwater diatom: *Cyclotella meneghiniana* Kütz. *Transitional waters bulletin*, 2(1), 31-38.
- Round, F. E., Crawford, R. M. y Mann, D. G. (1990). *Diatoms: biology and morphology of the genera*. Cambridge University Press.
- Roy, S., y Keshri, J. P. (2015). Eco-taxonomic observations on *Epithemia adnata* (Kützing) brébisson (Bacillariophyta) from murguma reservoir, purulia, West Bengal; India. *Phykos*, 45(2), 13-18.
- Ruddiman, W. F. (2006). Orbital changes and climate. *Quaternary Science Reviews*, 25 (23), 3092-3112.
- Sánchez-Santillán, N., Signoret-Poillon, M. y Garduño-López, R. (2006). La Oscilación del Atlántico Norte: un fenómeno que incide en la variabilidad climática de México. *Ingeniería, investigación y tecnología*, 7(2), 85-95.
- Saros, J. E., y Fritz, S. C. (2000). Changes in the growth rates of saline-lake diatoms in response to variation in salinity, brine type and nitrogen form. *Journal of Plankton Research*, 22(6), 1071-1083.
- Scherer, R. P. (1994). A new method for the determination of absolute abundance of diatoms and other silt-sized sedimentary particles. *Journal of Paleolimnology*, 12(2), 171-179.
- Schmid, A. M. M. (1979). Influence of environmental factors on the development of the valve in diatoms. *Protoplasma*, 99(1-2), 99-115.
- Schnurrenberger, D., Russell, J. y Kelts, K. (2003). Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology*, 29(2), 141-154.
- Schwandes, L. P. y Collins, M. E. (1994). Distribution and significance of freshwater sponge spicules in selected Florida soils. *Transactions of the American Microscopical Society*, 242-257.

- Seckbach, J. y Patrick, K., J. (2011), *The Diatom world*, vol. 19, Springer Science y Business Media.
- Shafik, H. M., Herodek, S., Vörös, L., Presing, M. y Kiss, K. T. (1997). Growth of *Cyclotella meneghiniana* Kutz. I. Effects of temperature, light and low rate of nutrient supply. In *Annales de Limnologie-International Journal of Limnology* (Vol. 33, No. 3, pp. 139-147). EDP Sciences.
- Simoda, H. (2007). *Freshwater laminated sequences*. En: *Encyclopedia of Quaternary Science*, Amsterdam: Elsevier, pp. 541-548.
- Simonsen, R. (1962). Untersuchungen zur Systematik und Ökologie der Bodendiatomeen der westlichen Ostsee. Akademie-Verlag
- Smol, J. P. (1992). Paleolimnology: an important tool for effective ecosystem management. *Journal of Aquatic Ecosystem Health*, 1(1), 49-58.
- Smith, M. A. y Hollander, D. J. (1999). Historical linkage between atmospheric circulation patterns and the oxygen isotopic record of sedimentary carbonates from Lake Mendota, Wisconsin, USA. *Geology*, 27(7), 589-592.
- Spaulding, S., A., Autoecology Discussion, US Geological Survey / Institute of Arctic and Alpine Research Campus Box 450 University of Colorado Boulder CO 80309, recuperado el 8 de Agosto del 2016 de https://westerndiatoms.colorado.edu/taxa/species/stephanodiscus_oregonicus
- South, G. R., y Whittick, A. (2009). *An Introduction to Phycology*. John Wiley & Sons. pp. 65-67.
- Stager, J. C., y Johnson, T. C. (2000). A 12,400 14C yr offshore diatom record from east central Lake Victoria, East Africa. *Journal of Paleolimnology*, 23(4), 373-383.
- Stoermer, E. F., Taylor, S. M., y Callender, E. (1971). Paleocological interpretation of the Holocene diatom succession in Devils Lake, North Dakota. *Transactions of the American Microscopical Society*, 195-206.
- Stone, J. R., Westover, K. S. y Cohen, A. S. (2011). Late Pleistocene paleohydrography and diatom paleoecology of the central basin of Lake Malawi, Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 303(1), 51-70.
- Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M. y Röthlisberger, R. (2008). A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*, 4(1), 47-57.
- Swenson College of Science and Engineering. (2016). *ITRAX XRF Corescanner*. [en línea] Recuperado de: <http://scse.d.umn.edu/large-lakes-observatory/vessels-facilities/analytical-facilities/itrax-xrf> [27-Agosto- 2016].
- Theriot, E. y Stoermer, E. F. (1984). Principal component analysis of variation in *Stephanodiscus rotula* and *S. niagarae* (Bacillariophyceae). *Systematic Botany*, 53-59.
- Thomas, D. S., Brook, G., Shaw, P., Bateman, M., Haberyan, K., Appleton, C., y Davies, F. (2003). Late Pleistocene wetting and drying in the NW Kalahari: an integrated study from the Tsodilo Hills, Botswana. *Quaternary International*, 104(1), 53-67.
- Thompson, J. B., Schultze-Lam, S., Beveridge, T. J. y Des Marais, D. J. (1997). Whiting events: biogenic origin due to the photosynthetic activity of cyanobacterial picoplankton. *Limnology and oceanography*, 42(1), 133-141.
- Thomas, E. K. y Briner, J. P. (2009). Climate of the past millennium inferred from varved proglacial lake sediments on northeast Baffin Island, Arctic Canada. *Journal of Paleolimnology*, 41(1), 209-224.

- Torres-Rodríguez E., Lozano-García S., Roy P., Ortega B., Beramendi-Orosco L., Correa-Metrio A. y Caballero M. (2015). Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands, *Journal of Quaternary Science*, 30 (1), 88-99
- Tudhope, A. W., Chilcott, C. P., McCulloch, M. T., Cook, E. R., Chappell, J., Ellam, R. M. y Shimmield, G. B. (2001). Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science*, 291(5508), 1511-1517.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Chávez, R. (1991). Gravity modeling of lake basin structure: The lakes of Xochimilco and Chalco, Mexican Southern basin. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1991* (pp. 611-613). Society of Exploration Geophysicists.
- Urrutia-Fucugauchi, J. (1995). Paleomagnetic constraints on spatial/temporal volcanic activity in the Santa Catarina-Chalco region Southeastern basin of Mexico. *Geofísica Internacional*, 34(1), 55-66.
- Valadez, F., Oliva, G., Vilaclara, G., Caballero, M., y Rodríguez, D. C. (2005). On the presence of *Stephanodiscus niagarae* Ehrenberg in central Mexico. *Journal of Paleolimnology*, 34(2), 147-157.
- Vázquez, G., Díaz-Pardo, E., Gutiérrez-Hernández, A., Doadrio, I. y de Sostoa, A. (2004). Los ríos y los lagos. *Los Tuxtlas. Unión Europea-Inecol. México*, 201-230.
- Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28(2), 133-190.
- Vázquez-Selem, L. y Heine, K. (2004). Late quaternary glaciation of Mexico. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 233-242.
- Vázquez-Selem, L. y Lozano-García, S. (2008). Estudiar el pasado para comprender el presente. *Ciencia y desarrollo*, 34 (221), 28-29
- Velasco-Tapia, F., y Verma, S. P. (2013). Magmatic processes at the volcanic front of Central Mexican Volcanic Belt: Sierra de Chichinautzin volcanic field (Mexico). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1), 32-60.
- Watts, W. A. y Bradbury, J. P. (1982). Paleocological studies at Lake Patzcuaro on the west-central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research*, 17(1), 56-70.
- Whitmore, T. J. (1989). Florida diatom assemblages as indicators of trophic state and pH. *Limnology and Oceanography*, 34(5), 882-895.
- Wunsch C. (2004). Quantitative estimate of the Milankovitch-forced contribution to observed Quaternary climate change, *Quaternary Science Reviews*, 23(9), 1001-1012.
- Zolitschka, B. (1996). High resolution lacustrine sediments and their potential for palaeoclimatic reconstruction. In *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years* (pp. 453-478). Springer Berlin Heidelberg.
- Zolitschka, B. (2007). Varved lake sediments. In *Encyclopedia of quaternary science*. Elsevier, Amsterdam, 3105, 3114.
- Zolitschka, B. y Enters, D. (2009). Lacustrine sediments. In *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (pp. 486-488). Springer Netherlands.

Anexo A

Ecología de las diatomeas

Al realizar una reconstrucción paleolimnológica se tienen que conocer las preferencias ecológicas de las especies de diatomeas presentes a lo largo del registro sedimentario. Para realizar la interpretación paleoecológica y paleolimnológica del registro, se hace la inferencia de que las especies de diatomeas identificadas no han modificado sus hábitos ecológicos, por lo que sus afinidades presentes se pueden emplear para inferir las características ambientales pasadas.

Anomoeoneis costata (Kützing) Hustedt 1959

Sinónimo: *Anomoeoneis sphaerophora* f. *costata*, (Kützing) A.-M.Schmid, 1977.

Lámina: I Figuras: 1-3.

En vista valvar el frústulo es elíptico y lanceolado* con ápices* cuneados y no prolongados. Mide de largo 50-175 μm y de ancho 20-42 μm . La zona axial* es ancha y se va estrechando gradualmente hacia los extremos. El rafe* es amplio y lineal, con terminaciones curvadas en la misma dirección. Las estrías* (13-16/10 μm) levemente radiales en la zona central, son claramente punteadas con los punctae irregularmente espaciados formando alineaciones longitudinales irregulares. Área central amplia, que se expande asimétricamente hasta el margen valvar. Este taxón se diferencia de *Anomoeoneis sphaerophora* debido a que los ápices de *A. sphaerophora* son rostrados*(Patrick *et al.*, 1966).

Medidas en el material estudiado:

Longitud del eje apical*: 76-95 μm . Longitud del eje transapical*: 22-27 μm . Estrías: 14-16/10 μm .

Ecología: Es una especie bentónica, perifítica y epifita, en cuanto a su tolerancia de nutrientes es mesotrófica a eutrófica (Stoermer *et al.*, 1971). Es una especie de agua salobre ya que tolera concentraciones mayores de 1.96 a 7.22‰ (subsalina a hiposalina) (Saros y Fritz, 2000) y alcalina, tolera un pH de 8.6 a 10.9 (Gasse y Tekaia, 1983). Su óptimo de conductividad eléctrica es de 7586 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Cocquyt y De Wever, 2002) y en México ha sido estimada de 12920 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Davies *et al.*, 2002). Blinn (1993) reporta que *A. costata* en cuerpos de agua con altas concentraciones de iones de Na^+ , CO_3^{-2} y SO_4^{-2} .

En México se ha reportado en el lago de Texcoco y albercas salinas cercanas a Tlaxcala, se asocia a cuerpos de agua someros (Watts y Bradbury, 1982), además se ha encontrado en manantiales geotermales de México a temperaturas de 30.4 hasta 47° C (López-Sandoval *et al.*, 2016). Caballero y Ortega (1998), así como Watts y Bradbury (1982) han reportado a *A. costata* en distintas secciones de los registros de Chalco como una especie halófila.

Aulacoseira granulata (Ehrenberg) Simonsen 1979

Basinónimo: *Gaillonella granulata* Ehrenberg 1843.

Lámina: II Figuras: 11 y 12.

El frústulo es cilíndrico. El diámetro de la valva es de 4-30 μm , aunque se ha reportado hasta de 38 μm . Con una altura del manto* de 5-24 μm . El manto presenta areolae* que forman estrías paralelas a ligeramente curvadas a la derecha (de 7-10 y hasta 15/10 μm). Poseen una a dos espinas largas, casi de la longitud del manto que tienen forma triangular. Esta especie suele unirse cara a cara formando grandes filamentos coloniales, que se unen mediante espinas cortas localizadas en el perímetro de la cara valvar (Krammer y Lange-Bertalot, 1991).

Medidas en el material estudiado:

Longitud del eje apical: 14-20 μm . Diámetro: 5-7 μm . Estrías: 10-15/10 μm .

Ecología: Es una especie meropláctónica (Bortolini y Bueno, 2013), se caracteriza por su adaptación a grandes periodos sin luz o a condiciones anóxicas en el hipolimnion (Stone *et al.*, 2011). Vive en ambientes de agua dulce, ricos en carbonatos (Gómez *et al.*, 1995), con baja salinidad, conductividad de baja a media (Davies *et al.*, 2002) y pH de 6.3 a 9, en ambientes preferentemente eutróficos y temperaturas de 15 hasta 30° C (Merchán, 2007). Gómez *et al.*, (1995) ha encontrado a *A. granulata* en cuerpos de agua mezclada como estratificada.

Campylodiscus clypeus Ehrenberg 1840

Basónimo: *Cocconeis clypeus* Ehrenberg 1838. Sinónimo: *Surirella clypeus* (Ehrenberg) Kützing 1844.

Lámina: IV Figuras: 26-28.

El frústulo es isopolar. En vista valvar tiene forma casi circular o cuadrangular con esquinas redondeadas, mide de 80-200 μm . La zona central y/o los extremos están hundidos, dependiendo de la vista, asemejando la forma de una silla de montar. La cara valvar tiene una zona central y una zona marginal; la zona central está delimitada por un anillo hialino* y presenta dos áreas con estrías irregulares, mientras que la zona marginal de la valva presenta costillas* que se extienden hasta el margen valvar (3 a 4 / 10 μm). El rafe se encuentra en el perímetro de la valva. En el margen hay fíbulas* cortas y radiales de 1-2/10 μm (Krammer y Lange-Bertalot, 1991).

Medidas en el material estudiado:

Diámetro: 136-187 μm . Costillas: 3-4/10 μm . Fíbulas: 1-2/10 μm .

Ecología: Es una especie del litoral o bentónica, tolera pH de 8 hasta 8.7 (Gasse y Tekaia, 1983; Bradbury 1971) y salinidades de 0.5 a 30 g/l. Las mayores concentraciones de los iones que tolera son Na^+ y SO_4^{2-} (Blinn, 1993). El intervalo de conductividad en que se encuentra *C. clypeus* va de 2800 a 30200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Poulícbreve y Jahn, 2007).

C. clypeus, *Anomoeoneis costata* y *Surirella peisonis*, se han encontrado con frecuencia en las mismas muestras, debido a que tienen una ecología similar en ambientes salobres y alcalinos (Bradbury, 1971).

***Cyclotella meneghiniana* Kützing 1844**

Sinónimo: *Stephanocyclus meneghiniana* (Kützing) Skabitschevsky 1975; *Cyclotella kutzingiana* var. *meneghiniana* (Kützing) Brun 1880.

Lámina: II Figuras: 14-16.

En vista valvar, es circular, con diámetro de 5-43 μm . Tiene una zona central plana o tangencialmente ondulada y una zona periférica formada por alveolos* más anchos en el margen valvar y más estrechas hacia el centro. Las costillas radiales (6-10/10 μm) que delimitan los alveolos terminan en una fultoportula* marginal, salvo una que tiene una única rimoportula*. En el centro de la valva existe de una a varias fultoportulae centrales (Krammer y Lange-Bertalot, 1991).

Medidas de los ejemplares:

Diámetro: 6-23 μm . Estrías: 9-10/10 μm .

Ecología: Es una especie plactónica, ticoplanctónica y bentónica cosmopolita que se encuentra en lagos, ríos y estuarios, requiere de un medio rico en nutrientes. Es considerada una diatomea eurihalina (Roubeix y Lancelot, 2008) por su tolerancia a estar en agua dulce a salobre (Gutiérrez-Tellez, 1996). Tolera un pH de 8 a 8.6, su óptimo de conductividad es de 6026 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Cocquyt y De Wever, 2002). Las mayores concentraciones de los iones que tolera son Na^+ y Cl^- . Shafik *et al.* (1997) y Mitrovic *et al.* (2010) reportaron que el crecimiento de *C. meneghiniana* tiene un máximo en 25° C, donde el crecimiento disminuye hasta un mínimo de 10° y un máximo de 30° C. En el río Hunter, Australia, se presenta en intervalo de temperatura de 23 a 26° C (Mitrovic *et al.*, 2010).

Davies *et al.*, (2002) reportan para México a *C. meneghiniana* con un pH de 9.1 a 9.6, una conductividad eléctrica de 2360 a 4.4x10⁴, salinidades de 75.6 a 935 g/l y esta especie tiene una amplia tolerancia a los carbonatos-bicarbonatos (2.9 a 45.9%).

***Cocconeis placentula* Ehrenberg (1838)**

Sinónimo: *Cocconeis pediculus* var. *placentula* (Ehrenberg) Grunow 1867; *Cocconeis communis* var. *placentula* (Ehrenberg) O.Kirchner 1878; *Cocconeis communis* f. *placentula* (Ehrenberg) Chmielevski 1885.

Lámina: II Figuras: 9 y 10.

En vista valvar, es elíptica ligeramente convexa. De largo mide 7.5-98 μm y de ancho 8- 40 μm . Es una diatomea heterovalvar*, en la valva con rafe, el rafe es recto y filiforme* y tiene un área central axial linear con una pequeña área central en forma de ovalo a circular, las estrías son radiales (14-23/10 μm , en su mayoría de 20-23/10 μm) y hacia el margen valvar se interrumpen formando un *anillo hialino. La valva sin rafe tiene un área axial* linear a lanceolado con estrías radiales (13-36/10 μm) (Krammer y Lange-Bertalot, 1991).

Medidas de los ejemplares:

Longitud del eje apical: 25-63 μm . Longitud del eje transapical: 16-36 μm . Estrías: 16-24/10 μm .

Ecología: Es una especie cosmopolita de litoral y bentónica que puede adherirse fuertemente al sustrato (Abuhatab-Aragón y Donato-Rodón, 2012). Se encuentra en cuerpos de agua dulce y salobre, ricos en nutrientes (eutrófico), por su tolerancia a la salinidad es subsalina a dulce (Gutiérrez-Tellez, 1996), prefiere un pH circumneutral a alcalino y su óptimo de conductividad es de 467 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Cocquyt y De Wever, 2002). Es una especie eurioica (Catanzaro *et al.*, 2014), es decir, se encuentra adaptada a un amplio intervalo de condiciones ambientales (Kasperson y Kasperson, 2013).

En México se ha encontrado en manantiales geotermales a temperaturas de 30.4 hasta 47° C (López-Sandoval *et al.*, 2016). Davies *et al.*, (2002) reporta a *C. placentula* en el Centro de México como una especie en agua dulce a ligeramente alcalina, con un óptimo de conductividad de 433 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un pH de 7-8.8.

Encyonema muelleri (Hustedt) D.G.Mann in Round, R.M.Crawford y D.G.Mann 1990

Basionimo: *Cymbella muelleri* Hustedt 1937.

Lámina: II Figuras: 13.

En vista valvar es dorsiventral con los extremos redondeados. El margen ventral es ligeramente arqueado a recto. De largo mide 30-150 μm y de ancho 7-30 μm . Presenta estrías radiales en la zona central. En la parte dorsal las estrías tienen una densidad de 6-10/10 μm , mientras que en la parte ventral tienen de 10-11/10 μm . Las estrías tienen lineolae* (13-20/10 μm) claras alineadas a un punto focal (Krammer y Lange-Bertalot, 1991).

Longitud del eje apical: 38-61 μm . Longitud del eje transapical: 15-21 μm . Estrías dorsales: 9-10/10 μm . Estrías ventrales: 8-10/10 μm . Lineolas: 12-15/10 μm .

Ecología: Es una especie epífita y perifítica, sin embargo se ha encontrado en el plancton de lagos someros y tropicales (Cocquyt y De Wever, 2002, Stager y Johnson, 2000). Tiene afinidad por ambientes circumneutrales a ligeramente alcalinos (Beyene *et al.*, 2014; Cocquyt, 2007), de agua dulce sin embargo su intervalo de salinidad es amplio (Owen *et al.*, 2011), su óptimo de conductividad es de 646 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Cocquyt y De Wever, 2002). Thomas *et al.* (2003) ha encontrado a *E. muelleri* en cuerpos de agua eutróficos.

Epithemia adnata (Kützing) Brébisson 1838

Basiónimo: *Frustulia adnata* Kützing 1833.

Lámina: II Figuras: 17 y 18.

En vista valvar es dorsiventral, de largo mide de 15-150 μm y de ancho 7-14 μm . La valva se curva hacia los ápices, haciendo cada vez más estrecha y terminando en forma redondeada a rostrada. El rafe se localiza en el margen ventral y en la zona central forma una "V" que se extiende hasta los ápices. Las estrías se encuentran paralelas y convergen hacia el centro a lo largo de toda la valva, miden 11-14/10 μm y están separadas por costillas que miden 2-8/10 μm . Hay de 2 a 4 estrías entre cada costilla (Krammer y Lange-Bertalot, 1991).

Medidas de los ejemplares:

Longitud del eje apical: 21-43 μm . Longitud del eje transapical: 6-12 μm . Estrías: 10-11/10 μm . Costillas: 3-4/10 μm . Estrías entre costilla: 2-4.

Ecología: Es una especie bentónica perifítica y epífita que se encuentra preferentemente en agua dulce, eutrófica, con un pH de 8-8.6 (Gasse y Tekaia, 1983, Morales *et al.*, 2007), su óptimo de conductividad es de 263 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Cocquyt y De Wever, 2002). *E. adnata* tolera elevadas temperaturas, se ha encontrado a este taxón en cuerpos de agua de 22 a 22.4° C (Roy y Leshri, 2015). Kashima *et al.*, (1997) ha reportado a *E. adnata* y a *C. clypeus* en cuerpos de agua entre 10-30 ‰ de salinidad.

Fragilaria brevistriata Grunow in van Heurck 1885

Sinónimo: *Staurosira brevistriata* (Grunow) Grunow; *Nematoplata brevistriata* (Grunow) Kuntze 1898; *Pseudostaurosira brevistriata* (Grunow) D. M. Williams y Round 1988.

Lámina: II Figuras: 22 y 23.

En vista valvar, tiene forma elíptica en especímenes pequeños con extremos redondeados y en especímenes grandes tiene forma *lanceolada con extremos rostradas. Mide 5-42 μm y de ancho 3-7 μm . Las estrías son cortas (de 12-17/10 μm) y están dispuestas en la zona marginal de la valva, en forma paralela a ligeramente radial. El *área axial es lanceolado. En la vista cingular tiene forma rectangular, suelen formar colonias en las que las caras valvares se encuentran unidas por espinas marginales (Krammer y Lange-Bertalot, 1991).

Medidas de los ejemplares:

Longitud del eje apical: 5-16 μm . Longitud del eje transapical: 2-5 μm . Estrías: 14-15/10 μm .

Ecología: Es una especie planctónica y bentónica, es considerada una diatomea ticoplanctónica (Barker *et al.*, 1994), tolera pH de 8-8.6 (Gasse y Tekaia, 1983), pero se ha encontrado en pH de 6 (Barker *et al.*, 1994), es eurihalina (Colombaroli *et al.*, 2007), se asocia a cuerpos de agua eutróficos a

hipereutróficos (Whitmore, 1989) y a sedimentos ricos en carbonatos (Bradbury, 1898). Se asocia profundidades intermedias (4-5m) (Barker *et al.*, 1994).

Fragilaria capucina Desmazières 1830

Sinónimo: *Fragilaria capucina* var. *Lanceolata* Grunow 1881; *Fragilaria capucina* f. *lanceolata* (Grunow) Hustedt 1957; *Fragilaria capucina* f. *lanceolata* (Grunow) Skabichevskii 1960.

Lámina: I Figuras: 4 y 5.

En vista valvar, la valva es lineal estrecha a ligeramente *lanceolada, con ápices cuneiformes a ligeramente prolongados. Mide de largo 10-100 μm y de ancho 2-6.5 μm . Las estrías son paralelas de 9-22/10 μm y se interrumpen en el centro por un esternón *hialino (no presenta rafe). La zona central se encuentra bien definida por una ausencia de estrías hasta los márgenes de la valva (Krammer y Lange-Bertalot, 1991).

Medidas de los ejemplares:

Longitud del eje apical: 39-47 μm . Longitud del eje transapical: 3-4 μm . Estrías: 10-15 /10 μm .

Ecología: Es una diatomea planctónica, se encuentra en cuerpos de agua dulce a salobre, con un pH circumneutral, se encuentra en medios mesotróficos a eutróficos, tolera temperaturas de 10-30° C, siendo de 20 a 30° C las temperaturas con mayor tasa de crecimiento (Chaffin *et al.*, 2012). Eloranta y Soinin (2002) han reportado a este taxón con un pH de 6.5 y con una concentración de sales disueltas de 3.8 $\mu\text{g/l}$.

Gomphonema parvulum Kützing 1844

Basiónimo: *Sphenella parvula* Kützing

Lámina: II Figuras: 19-21.

En vista valvar, es heteropolar*. De largo mide 15-30 μm y de ancho 5-8 μm , pero en algunos casos hasta 4-5 μm . En esta especie la forma de la valva es altamente variable. Puede ser clavada a *lanceolada con ápices prolongados y rostrados a pequeños y redondeados. Tiene un área axial estrecha en la cual se encuentra el rafe. El rafe es estrecho y con fisuras terminales pequeñas. La zona central es estrecha y está formada por una estría media en uno de los dos lados del *nódulo central siendo acortada, en el otro lado de la estría termina en un aislado punctum. Las estrías del ápice van paralelas a ligeramente radiadas, las estrías usualmente tienen una densidad de 13-16/10 μm , a veces 8-18/10 μm o hasta 18-19/10 μm (Patrick y Reimer, 1975).

Medidas de los ejemplares:

Longitud del eje apical: 11-20 μm . Longitud del eje transapical: 5-6 μm . Estrías: 14-16 /10 μm .

Ecología: Es una especie cosmopolita planctónica y bentónica de agua dulce a ligeramente salobre (Abarca *et al.*, 2014). Su intervalo de pH es amplio, de circumneutral a ligeramente alcalino, con un intervalo de conductividad >300- 10,000 $\mu\text{S/cm}$ (Gasse, 1986). Se ha reportado en cuerpos de agua con una temperatura de 10-35° C y ricos en carbonatos y bicarbonatos (Gasse, 1986).

Davies *et al.*, (2002) reporta a *G. parvulum* en México con un pH de 8.8 a 9, un intervalo de conductividad eléctrica de 840 a 3600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, una salinidad de 16.4 a 27 g/l y un porcentaje de carbonatos-bicarbonatos de 50 a 68.

***Halamphora veneta* (Kützing) Levkov 2009**

Basiónimo: *Amphora veneta* Kützing

Lámina: I Figuras: 6-8.

En vista valvar, es semilanceolada dorsiventral. Mide de largo 5-60 μm y de ancho 7-18 μm . El margen dorsal esta arqueado y el ventral es ligeramente cóncavo. Los ápices son rostrados y se encuentran curvados hacia la parte ventral. El rafe se encuentra cerca del margen ventral, es recto y sus terminaciones centrales tienen una ligera curva hacia la zona dorsal. Las estrías dorsales (10-15/10 μm) son puntiformes y radiales y están más espaciadas en la zona central (5-12/10 μm). Las estrías ventrales (16-30/10 μm) se componen de una fila continua de estrías cortas cerca del margen (Krammer y Lange-Bertalot, 1997).

Medidas de los ejemplares:

Longitud del eje apical: 27-44 μm . Longitud del eje transapical: 6-9 μm . Estrías dorsales: 12-14/10 μm .

Ecología: Es una especie bentónica y epífita, característica de agua dulce a salobre (0.6 a 8.9 g/l), con pH circumneutral a alcalófilo (7.75-9.5) y poco profundo (Caballero *et al.*, 2015; Gell, 1997). Está asociada a conductividades alrededor de 640 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Gell *et al.*, 2002). En México se ha encontrado a temperaturas de 22 a 55° C (López-Sandoval *et al.*, 2016). Davies *et al.*, 2002 la reporta para México con un pH entre 9.1 a 9.6, con una conductividad eléctrica de 2360 a 4.4×10^4 , salinidades de 75.6 a 935 g/l y un porcentaje de carbonatos-bicarbonatos de 2.9-45.9.

H. veneta y *C. meneghiniana*, se han encontrado con frecuencia en las mismas muestras, debido a que tienen una ecología similar en ambientes salobres y alcalinos (Davies *et al.*, 2002).

***Surirella peisonis* Pantocsek 1902**

Sinónimo: *Surirella ovalis* var. *maxima* Grunow 1862; *Surirella peisonis* var. *pyriformis* Pantocsek 1901

Lámina: III Figuras: 24.

La valva es heteropolar, un ápice es curvo y el otro termina en forma clavada. De largo mide 60-120 μm y de ancho 40-70 μm . Presenta pseudofíbulas que van del manto a la valva, después se convierten en fíbulas (3-6/10 μm) y estrías (15-18/10 μm) radiales. El rafe se encuentra en el margen de la valva (Krammer y Lange-Bertalot, 1988).

Medidas de los ejemplares:

Longitud del eje apical: 58-63 μm . Longitud del eje transapical: 43-48 μm . Fíbulas: 3-5 μm . Estrías: 14-18/10 μm .

Ecología: Es una especie bentónica, sin embargo se suele encontrar en la columna de agua cuando hay turbulencia (Bradbury, 1989). Es halófila y alcalibionte (Schmid, 1979), su óptimo de salinidad es de 3.27 g/L, con límites de 1.92 a 5.58 g/L (subsalina a hiposalina) (Fritz, 1993). Se ha encontrado en lagos con una conductividad de 2000-3500 $\mu\text{m}/\text{cm}$ (Padisák *et al.*, 2010) y un pH alrededor de 11 (Schmid, 1979).

Surirella tenera W.Gregory 1856

Basionimo: *Surirella robusta* var. *tenera* (Gregory) van Heurck 1885.

Lámina: III Figuras: 25.

En vista valvar, es heteropolar con un ápice redondeado y otro cuneiforme. La relación del largo/ancho es de 3-4:1. De largo mide 40-185 μm y de ancho mide 13-45 μm . En el centro de la valva se presenta un área axial hialina. Presenta porcae* (2-3/10 μm) dispuestos uno frente al otro, separados por el área axial y en los vértices las porcae terminan en forma radial. Estos tienen depresiones transapicales que forman un patrón de ondulaciones. El rafe se encuentra en el margen de la valva (Krammer y Lange-Bertalot, 1988).

Medidas de los ejemplares:

Longitud del eje apical: 95-124 μm . Longitud del eje transapical: 37-53 μm . Porcae: 2-3 /10 μm .

Ecología: Es una diatomea planctónica y de litoral de agua dulce que se encuentra en ríos y lagos (Vásquez *et al.*, 2004 y Gutiérrez-Tellez, 1996) con un nivel mesotrófico a ligeramente eutrófico con altas concentraciones de nutrientes y materia orgánica (Gómez y Licursi, 2001). Es una especie acidófila a indiferente (5.7-7.5) (Chen y Wu, 1999 y Oliva-Martínez *et al.*, 2005) aunque Gutiérrez-Tellez (1996) la reporta como alcalibionte. Tolerancia intervalos de temperaturas entre 15 a 22° C (Oliva-Martínez *et al.*, 2005). Hermany *et al.*, (2006) ha reportado a *S. tenera* con una conductividad de 0.13 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Stephanodiscus niagarae Ehrenberg, C.G. (1845).

Lámina: V Figuras: 29-32.

En vista valvar circular, la cara valvar ligeramente cóncava o convexa en el centro, con un diámetro de 25 a 135 μm . Las areolae (10-18/10 μm) se presentan en estrías radiales separadas por costae hialinas, las estrías están formadas por areolae agrupadas en fascículos* uniseriados en el centro y bi a triseriados en el margen. Las areolae son redondas a ligeramente angulares, y presentan una criba abombada convexa que cierra la abertura interna de la areola. En el margen de la cara valvar hay un *anillo de espinas curvadas, que se encuentran en una sola fila entre el manto y la cara valvar cada dos a tres costae. Presenta fultoportulae marginales, dispuestas alrededor del manto y fultoportulae centrales posicionadas en un anillo o independientes. También presenta de uno a varios rimoportulae en la unión del manto y la valva, estos tienen extensiones tubulares externas que se asemejan a las espinas, pero son más cortas y rectas (Krammer y Lange-Bertalot, 1991).

Medidas de los ejemplares:

Diámetro: 33-122.5 μm . Estrías: 12-14/10 μm .

Ecología: Es una especie planctónica de agua dulce, se le asocia con cuerpos de agua clara, tolera un pH de 7 a 9.5 (Oliva-Martínez *et al.*, 2005), temperaturas entre 3 a 20° C (Brandriss *et al.*, 1998) se asocia a cuerpos de agua oligohalobia (Oliva-Martínez *et al.*, 2005). En los Grandes lagos ha sido reportada en temperaturas de 3 a 6° C (Julius y Stoermer, 1998). Se ha observado en lagos de baja salinidad. En cuanto a la disponibilidad de nutrientes, se ha encontrado en medios oligotróficos a eutróficos (Rawson, 1956). *S. niagarae* ha sido una de las más estudiadas en los Grandes lagos de Estados Unidos, ha sido reportada en distintos lagos de América del Norte (Theriot y Sthomer, 1984).

En los registros sedimentarios del centro de México, se ha encontrado en los sedimentos de Texcoco (Bradbury 1971), Chalco (Caballero 1998, Ortega *et al.*, 2015), Tecocomulco (Caballero *et al.*, 1999), Pátzucaro (Bradbury 2000) y Cuitzeo (Israde-Alcántara *et al.*, 2010) en sedimentos que corresponden con el Último Máximo Glacial (>18 ka A.P) y el MIS 3 (>59 ka A.P) pero actualmente es una especie muy poco común (Valadez *et al.*, 2005).

***Stephanodiscus oregonicus* (Ralfs) H.Håkansson 1986**

Basiónimo: *Discoplea oregonica* Ehrenberg 1854.

Lámina: VI Figuras: 33-38.

En vista valvar, es circular con un diámetro de 6-20.5 μm , hasta de 25.6 μm (Bahals, 2013), la zona central es cóncava o convexa, las areolae centrales son más grandes y están acomodadas en forma irregular a ligeramente radiales. Fuera de la zona central los fascículos varían en anchura y son multiseriados (>3) hacia el margen valvar. Tiene espinas que forman un *anillo marginal entre cada interfascículo. Presenta fultoportulae marginales cada dos interfascículos, es raro que en cada interfascículo tenga fultoportula y presenta solo una rimoportula (Krammer y Lange-Bertalot, 1991).

Medidas de los ejemplares:

Diámetro: 5-22 μm .

Ecología: Es una especie planctónica y bentónica, en medios eutróficos y tolera salinidades moderadas a altas (máximo hasta 19.4g/L) (Herbst y Blinn, 1998). *S. oregonicus* se ha asociada a cuerpos de agua que disminuyen su extensión y la vegetación subacuática (Bradbury *et al.*, 2004). Se ha reportado en sitios con un pH circumneutral (7.1) y con una conductividad de 90 $\mu\text{S/cm}$ (Spaulding, 2016).

En México se ha encontrado a inicios y finales del UMG (Último Máximo Glacial) asociada con estaciones de invierno húmedos (Bradbury 2000).

Lámina I

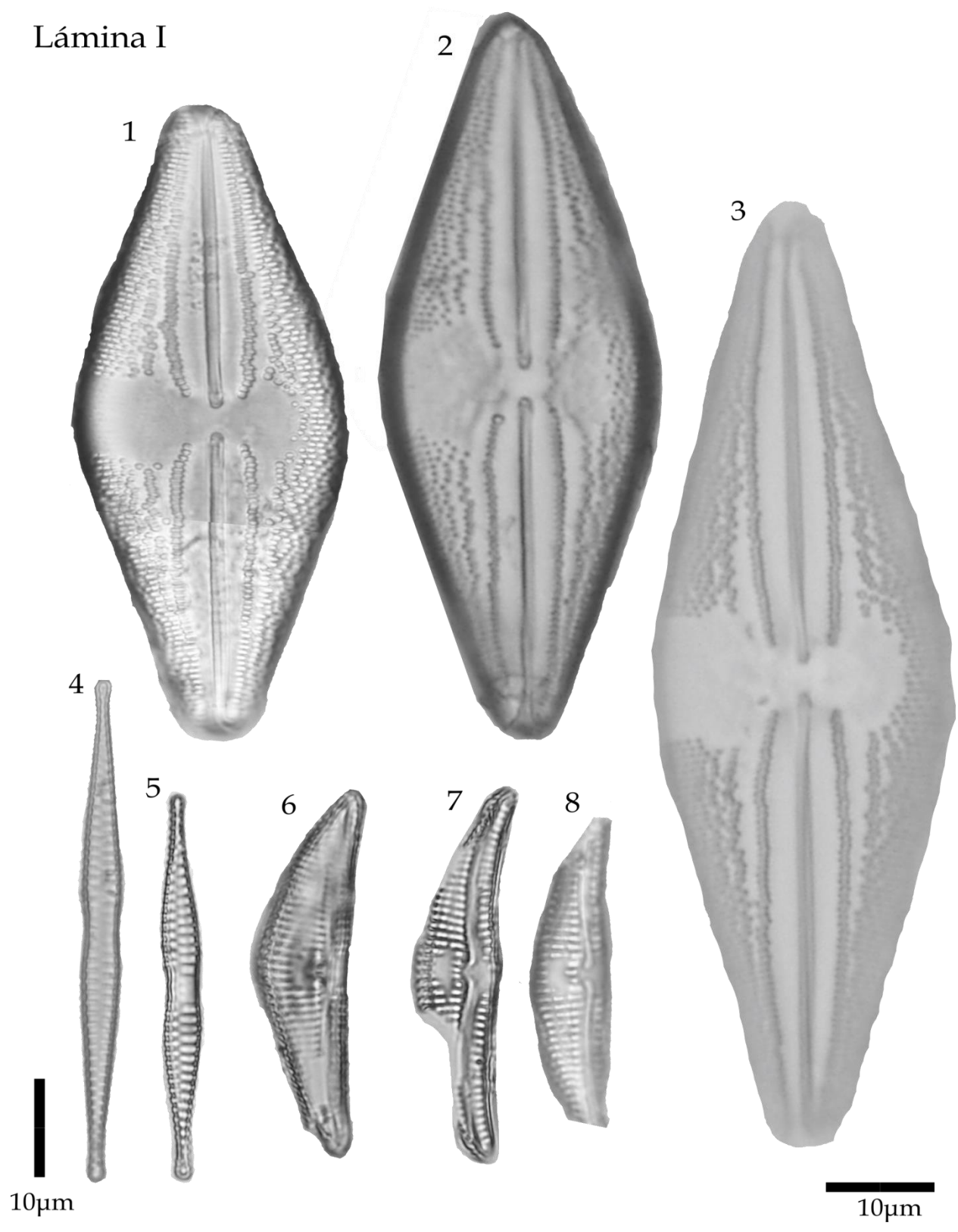


Lámina I Diatomeas presentes en el registro del lago de Chalco: Figuras 1-3 *Anomoeoneis costata*, Figuras 4 y 5 *Fragilaria capucina*, Figuras 6-8 *Halamphora veneta*.

Lámina II

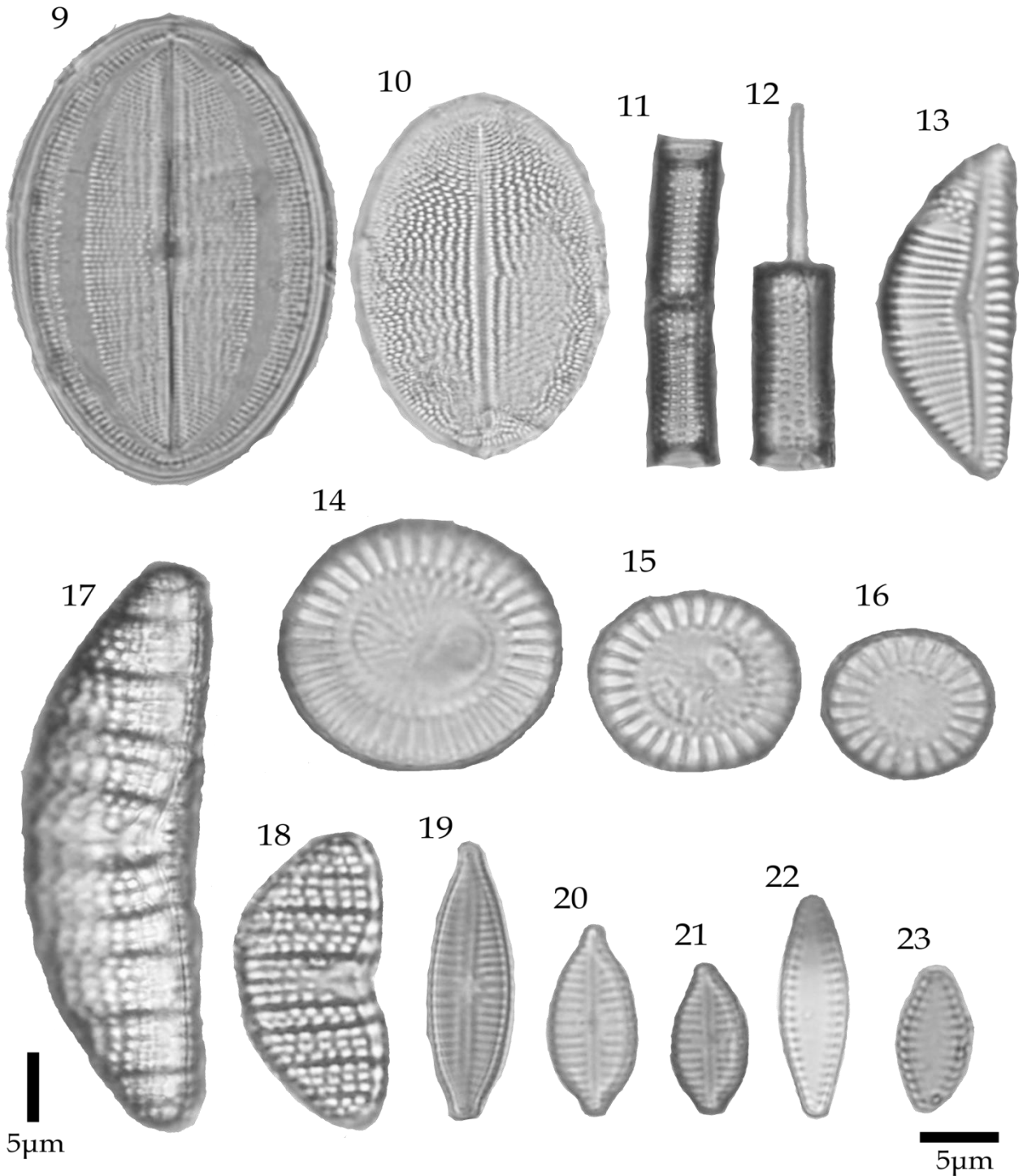


Lámina II Diatomeas presentes en el registro del lago de Chalco: Figura 9 *Cocconeis placentula* (valva sin rafe), Figura 10 *Cocconeis placentula* (valva con rafe), Figuras 11 y 12 *Aulacoseira granulata*, Figura 13 *Encyonema muelleri*, Figuras 14-16 *Cyclotella meneghiniana*, Figuras 17 y 18 *Epithemia adnata*, Figuras 19-21 *Gomphonema parvulum*, Figuras 22 y 23 *Fragilaria brevistriata*.

Lámina III

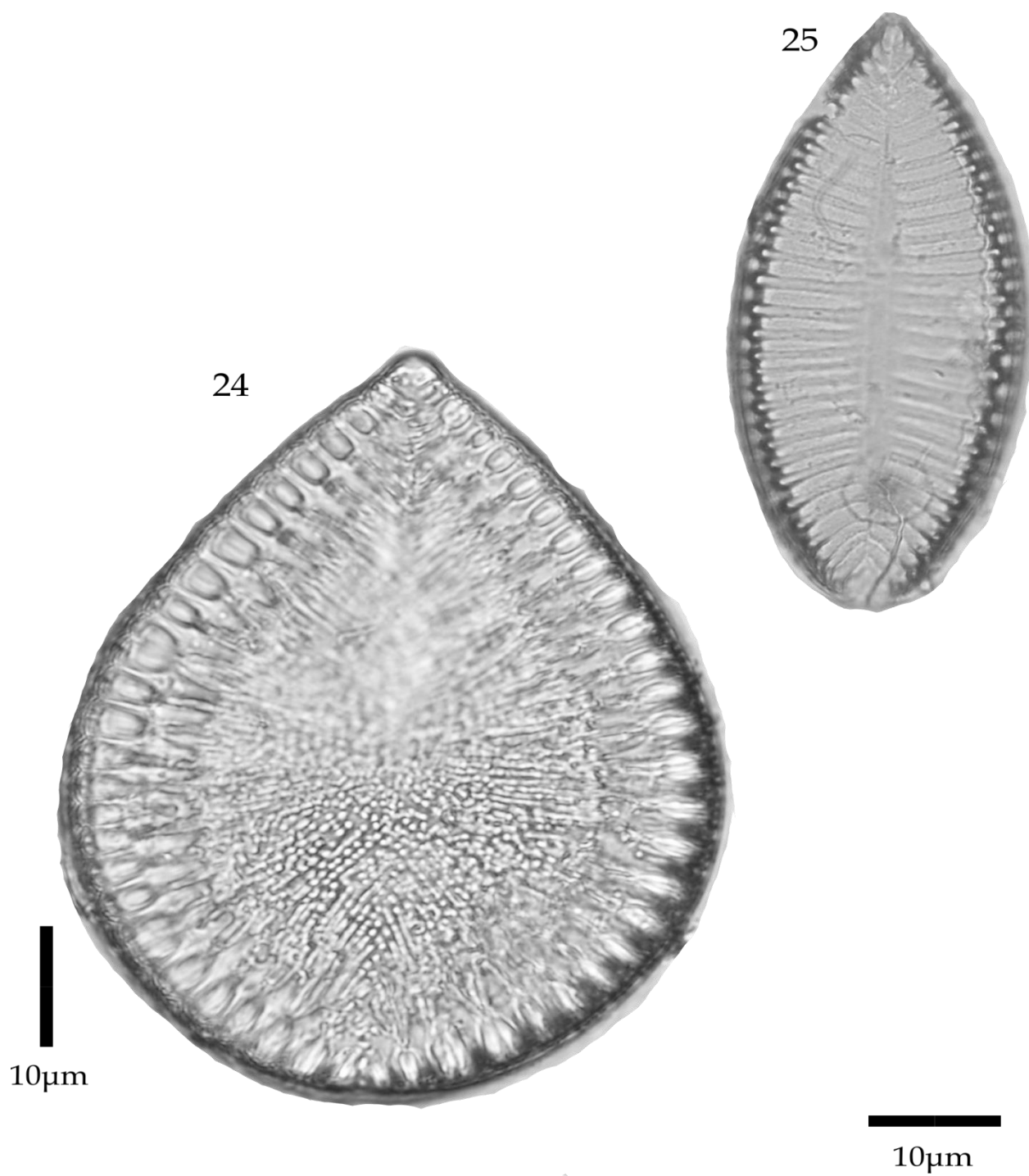


Lámina III Diatomeas presentes en el registro del lago de Chalco: Figura 24 *Surirella peisonis*, Figura 25 *Surirella tenera*.

Lámina IV

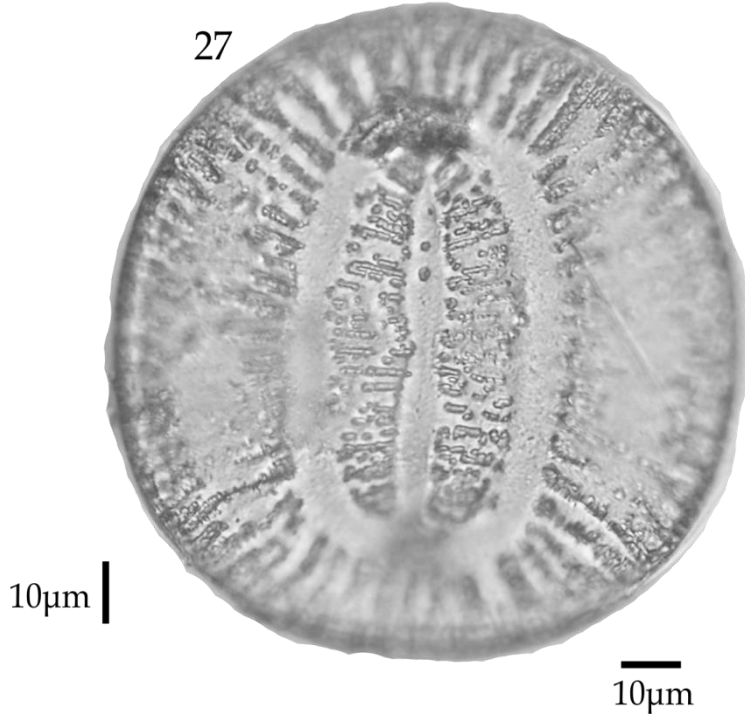
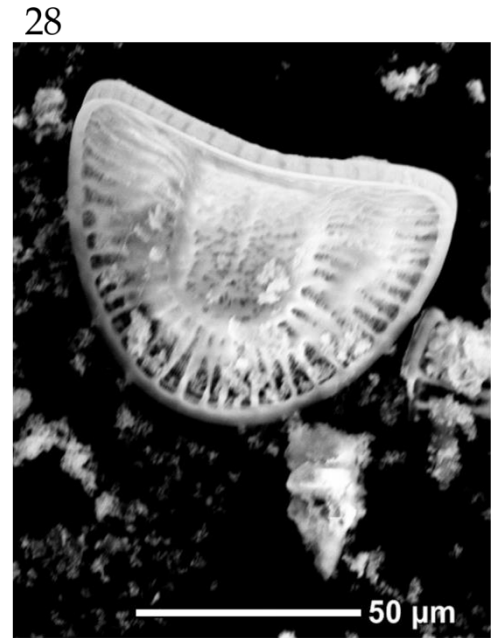
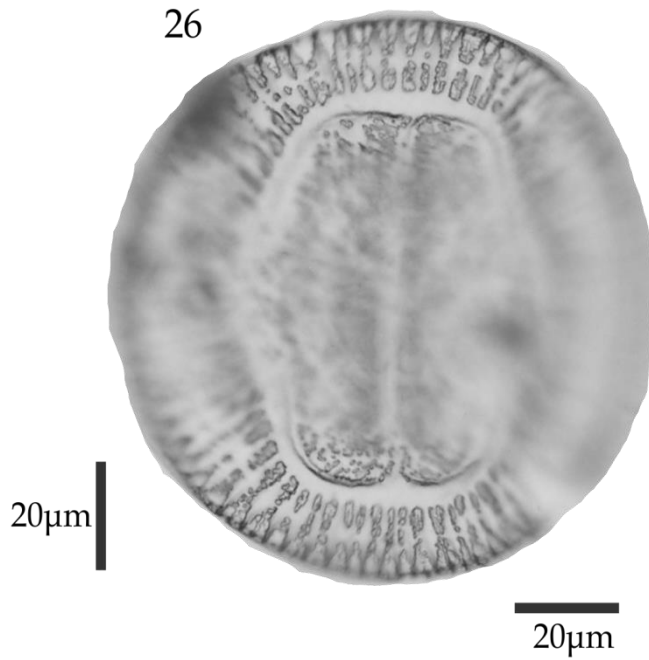


Lámina IV Diatomeas presentes en el registro del lago de Chalco: Figura 26 y 28 *Campylodiscus clypeus*, Figura 27 *C. clypeus* vista desde un microscopio electrónico de barrido JEOL JCM-6000PLUS.

Lámina V

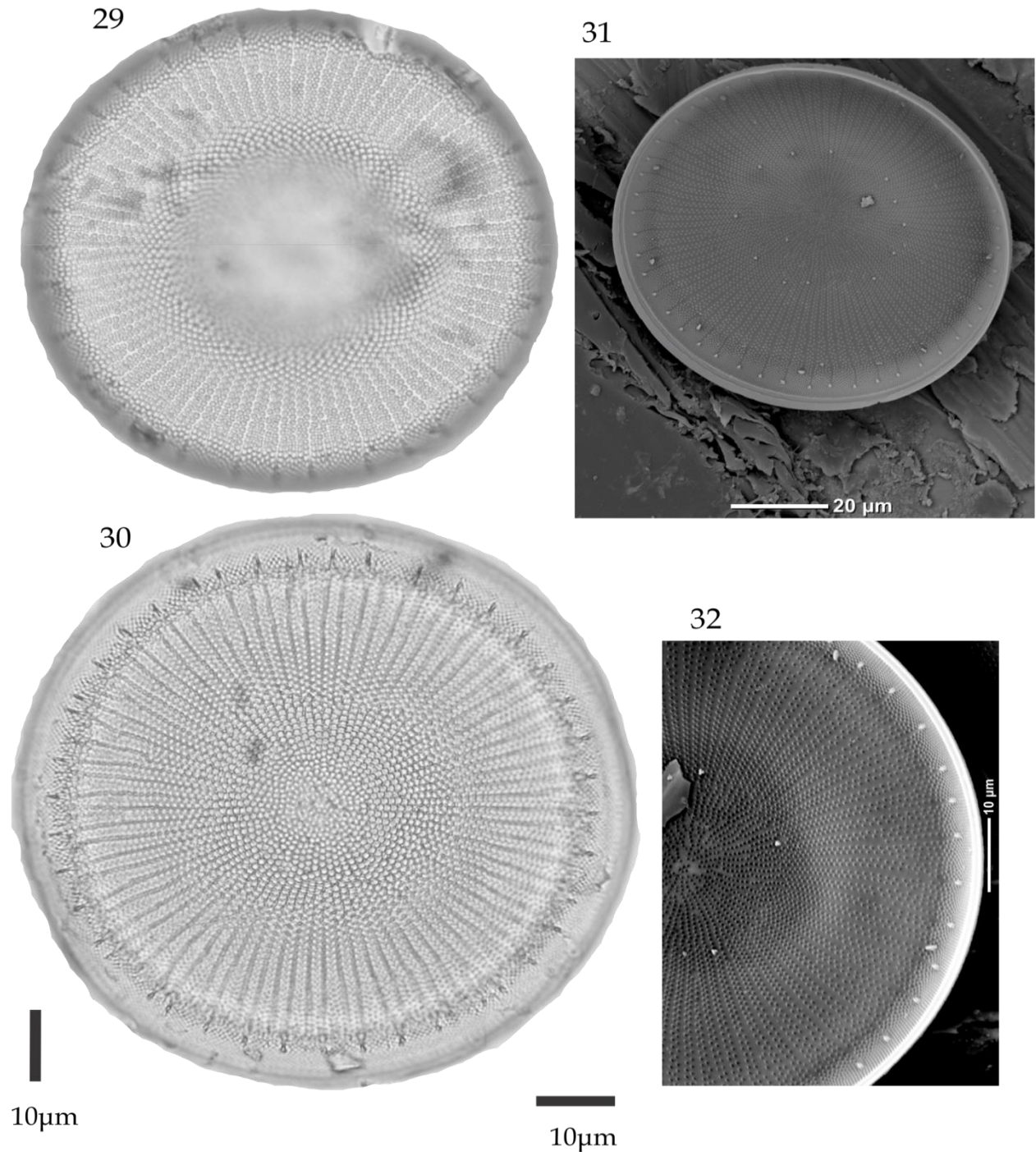


Lámina V Diatomeas presentes en el registro del lago de Chalco: Figura 29 *Stephanodiscus niagarae* (valva interna), Figura 30 *Stephanodiscus niagarae* (valva externa), Figura 31 *S. niagarae* (valva externa) vista desde un microscopio electrónico de barrido JEOL JCM-6000PLUS, Figura 32 *S. niagarae* (valva externa) vista desde un microscopio electrónico de barrido. Se observan las areolae, fultoportulae y rimoportulae.

Lámina VI

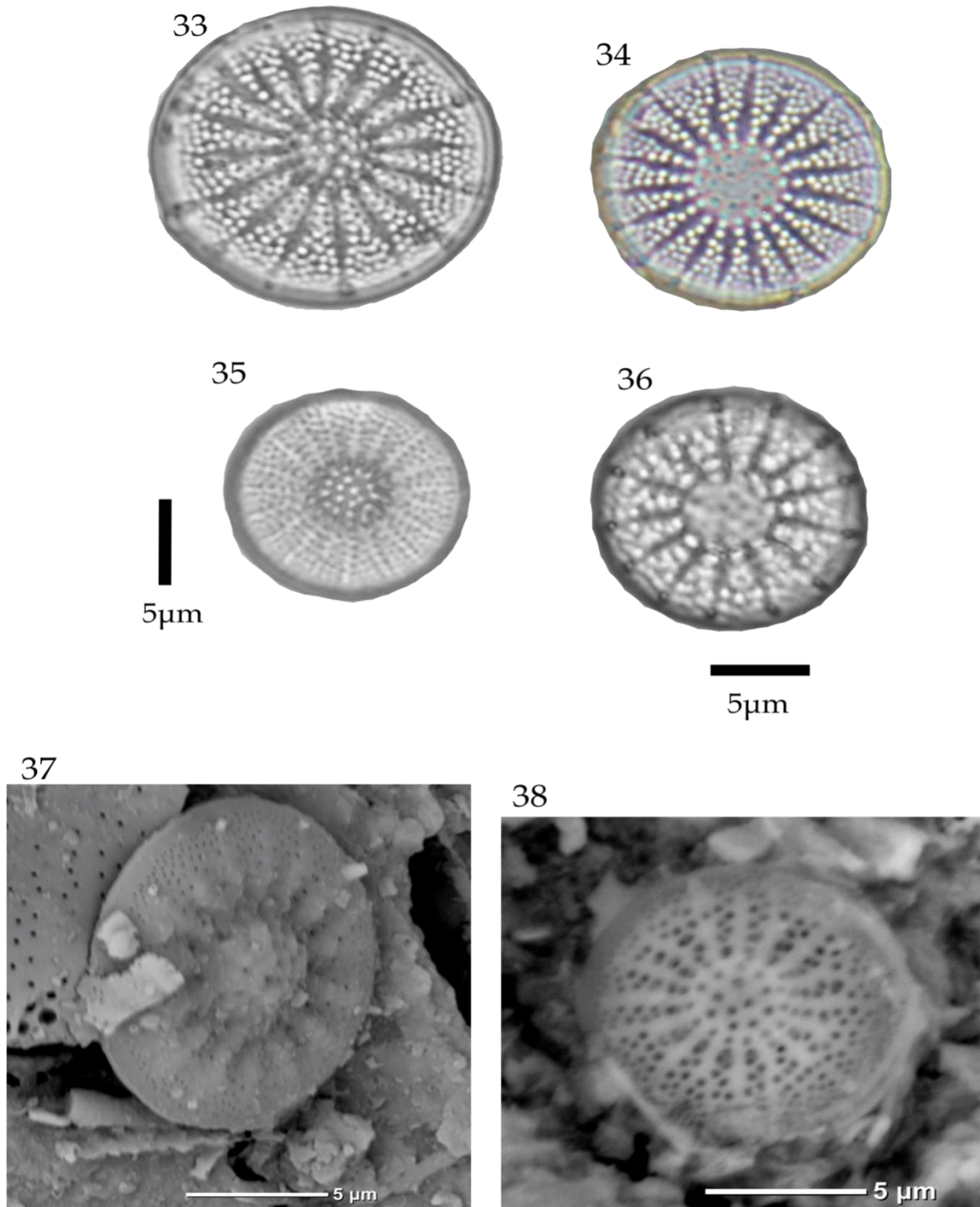


Lámina VI Diatomeas presentes en el registro del lago de Chalco: Figuras 33 y 34 *Stephanodiscus oregonicus* (valva externa), Figuras 35 y 36 *Stephanodiscus oregonicus* (valva interna), Figura 37 *S. oregonicus* (valva externa) vista desde un microscopio electrónico de barrido JEOL JCM-6000PLUS, Figura 38 *S. oregonicus* (valva interna) vista desde un microscopio electrónico de barrido.

Anexo B

Tabla 6. Muestras de las diatomeas analizadas

Muestra	Profundidad del tramo (cm)	Profundidad total (m)
CHA-08-IV-15	55	106.95
CHA-08-IV-15	44	107.54
CHA-08-IV-16	70	107.8
CHA-08-IV-17	23	108.43
CHA-08-IV-17	64	108.84
CHA-08-IV-18	56	109.86
CHA-08-IV-19	66	109.96
CHA-08-IV-19	8	110.48
CHA-08-IV-20	47.5	110.87
CHA-08-VI-14	48	110.88
CHA-08-IV-20	45	111.95
CHA-08-VI-14	40	113
CHA-08-IV-21	41.5	113.02
CHA-08-IV-21	25	113.95
CHA-08-VI-15	31	114.01
CHA-08-VI-15	44.5	115.24
CHA-08-VI-16	29	116.19
CHA-08-VI-16	57	116.47
CHA-08-VI-17	22	117.22
CHA-08-VI-17	36	117.35
CHA-08-VI-18	38	118.52
CHA-08-VI-18	9	119.29
CHA-08-VI-18	27	119.47
CHA-08-VI-19	51	119.71
CHA-08-VI-20	24	121.04
CHA-08-VI-20	46	120.82
CHA-08-VI-21	46	121.86
CHA-08-VI-21	31	106.95
CHA-08-VI-22	44.5	107.54
CHA-08-VI-23	29	107.8
CHA-08-VI-23	57	108.43
CHA-08-VI-24	22	108.84
CHA-08-VI-24	36	109.86
CHA-08-VI-25	38	109.96
CHA-08-VI-26	9	110.48
CHA-08-VI-26	27	110.87
CHA-08-VI-26	51	110.88
CHA-08-VI-27	24	111.95
CHA-08-VI-27	46	113
CHA-08-VI-28	46	113.01
CHA-08-VI-28	55	121.95

Tabla 7. Muestras de los frotis de laminaciones

Muestra	Profundidad del tramo (cm)	Profundidad total (m)	Color de la lámina
CHA-08-VI-14	1.5	106.015	oscuro
CHA-08-VI-14	1.8	106.018	claro
CHA-08-VI-14	2.2	106.022	oscuro
CHA-08-VI-14	3	106.030	claro
CHA-08-VI-18	18	110.580	oscuro
CHA-08-VI-18	18.5	110.585	claro
CHA-08-VI-18	29.5	110.695	oscuro
CHA-08-VI-18	30	110.700	claro
CHA-08-VI-18	30.3	110.703	oscuro
CHA-08-VI-18	31	110.710	claro
CHA-08-VI-18	44.5	110.845	oscuro
CHA-08-VI-18	44.7	110.847	claro
CHA-08-VI-18	45	110.850	oscuro
CHA-08-VI-18	45.3	110.853	claro
CHA-08-VI-18	58	110.980	claro
CHA-08-VI-18	58.5	110.985	oscuro
CHA-08-VI-18	67	111.070	claro
CHA-08-VI-18	67.3	111.073	oscuro
CHA-08-VI-18	81	111.210	claro
CHA-08-VI-18	81.3	111.213	oscuro
CHA-08-VI-24	6.8	117.068	oscuro
CHA-08-VI-24	7	117.070	claro
CHA-08-VI-24	7.5	117.075	oscuro
CHA-08-VI-24	8	117.080	claro
CHA-08-VI-24	39.4	117.394	oscuro
CHA-08-VI-24	39.7	117.397	claro
CHA-08-VI-24	40	117.400	oscuro
CHA-08-VI-24	41	117.410	claro
*CHA-08-VI-27	20.5	121.075	oscuro
*CHA-08-VI-27	20	121.080	claro
*CHA-08-VI-27	10.9	121.171	claro
*CHA-08-VI-27	10.8	121.172	oscuro
*CHA-08-VI-27	10.7	121.173	claro
*CHA-08-VI-27	10.5	121.175	oscuro

*El tramo 27 fueron muestreados al revés.

Tabla 8. Intervalos del conteo de laminaciones

Muestra	Profundidad inicial del tramo (cm)	Profundidad final del tramo (cm)	Intervalo de la profundidad total (m)
CHA-08-VI-14	0	5.8	106.000-106.058
CHA-08-VI-17	15	83.9	109.450-110.139
CHA-08-VI-18	18	87	110.580-111.270
CHA-08-VI-19	8.00	93	111.580-112.430
CHA-08-VI-20	9.70	94.7	112.697-113.547
CHA-08-VI-21	8.50	87.50	*113.785-114.575
CHA-08-VI-23	57.00	97	116.470-116.870
CHA-08-VI-24	5.50	54.50	*117.055-117.545
CHA-08-VI-25	30.00	77.00	118.130-118.600
CHA-08-VI-27	11.40	19.50	121.085-121.166

*Para estos intervalos no se contaron los centímetros ocupados por la calcita micrítica, como en la Figura 8.

Tabla 9. Muestras de los frotis de calcita micrítica

Muestra	Profundidad del tramo (cm)	Profundidad total (m)	Color de la lámina
CHA-08-VI-15	68	107.780	arriba
CHA-08-VI-15	72,5	107.825	en medio
CHA-08-VI-15	76,5	107.865	abajo
CHA-08-VI-16	13	108.330	arriba
CHA-08-VI-16	15.8	108.358	en medio
CHA-08-VI-16	18	108.380	abajo
CHA-08-VI-21	18	113.880	arriba
CHA-08-VI-21	22	113.920	en medio
CHA-08-VI-21	26	113.96	abajo
CHA-08-VI-21	79	114.490	arriba
CHA-08-VI-21	80	114.500	en medio
CHA-08-VI-21	81.5	114.515	abajo
CHA-08-VI-22	35.4	115.154	arriba
CHA-08-VI-22	38	115.180	en medio
CHA-08-VI-22	40.5	115.205	abajo
CHA-08-VI-23	9	115.990	arriba
CHA-08-VI-23	11	115.010	en medio
CHA-08-VI-23	14.5	115.045	abajo
CHA-08-VI-23	44	116.340	arriba
CHA-08-VI-23	51	116.410	en medio
CHA-08-VI-23	60	116.500	abajo
CHA-08-VI-24	22	117.220	arriba
CHA-08-VI-24	25	117.250	en medio
CHA-08-VI-24	29	117.290	abajo
CHA-08-VI-24	59.5	117.595	arriba
CHA-08-VI-24	61.5	117.615	en medio
CHA-08-VI-24	65.8	117.658	abajo
*CHA-08-VI-25	49.5	118.405	arriba
*CHA-08-VI-25	47.5	118.425	en medio
*CHA-08-VI-25	45	118.450	abajo
CHA-08-VI-26	18.5	119.380	arriba
CHA-08-VI-26	22	119.420	en medio
CHA-08-VI-26	25	119.450	abajo
CHA-08-VI-26	69.5	119.895	arriba
CHA-08-VI-26	78	119.980	en medio
*CHA-08-VI-27	97.5	120.305	abajo
*CHA-08-VI-27	86	120.420	arriba
*CHA-08-VI-27	82	120.460	en medio
*CHA-08-VI-27	78	120.500	abajo

*Los tramos 25 y 27 fueron muestreados al revés.

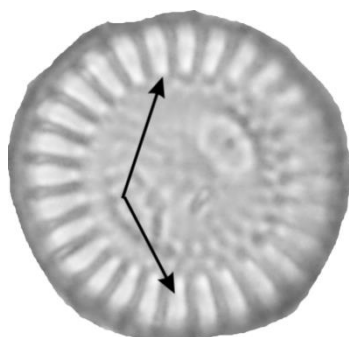
Anexo C

Glosario

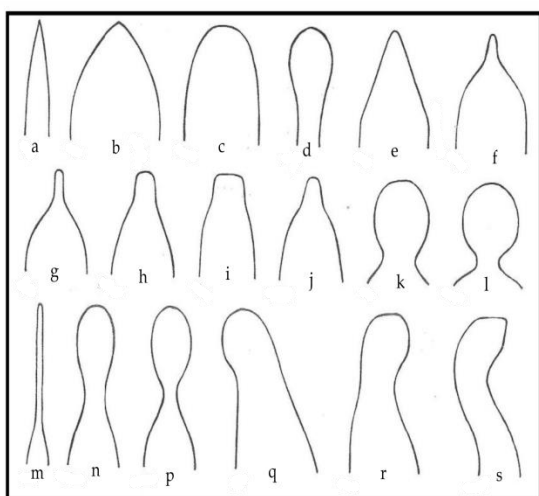
Los términos que describen la morfología de las diatomeas en este glosario fueron traducidos de:

-DIATOMS of the United States Western Colorado
<https://westerndiatoms.colorado.edu/glossary>

Alveolo: Estría en forma de cámara alargada. La pared externa está formada por muchas areolae y en la pared interna tiene solamente una abertura larga. En este trabajo se utiliza el término para *Cyclotella meneghiniana*.



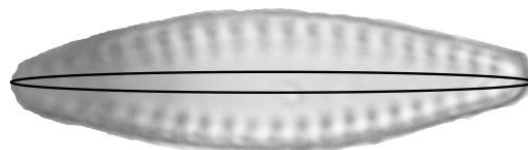
Ápice: Extremos o polos de las valvas de las diatomeas. Los ápices varían dependiendo del género. Terminología de los ápices de las valvas según Cox (1996) es la siguiente:



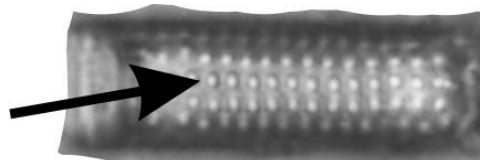
a) agudo, b) obtuso, c) ampliamente redondeado, d) espatulado, e) cuneado,

f) apiculado, g) estrechamente rostrado, h) rostrado, i) ampliamente rostrado, j) subrostrado, k) subcapitado, l) capitado, m) alargado, n) estrechamente subcapitado, p) estrechamente capitado q) dirigido ventralmente r) dirigido dorsalmente s) recurvado.

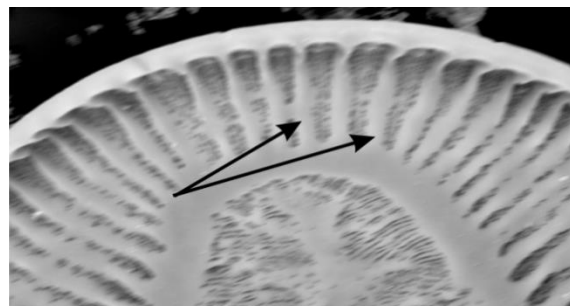
Área axial: Área central sin ornamentaciones a que a lo largo del eje apical de las diatomeas pennadas. En las Bacillariophyceae el rafe se localiza dentro de esta área. En las Fragilariophyceae se le denomina pseudorafe en la literatura antigua. En la figura se observa el área axial dentro de la elipse.



Areola (sing.) Areolae (pl.): Perforación simple o poro, en la valva de las diatomeas. Usualmente están agrupados para formar una estría. La forma de la areola es importante para la taxonomía de las diatomeas y puede ser lineolate, punctate, loculate o en forma de la letra c.

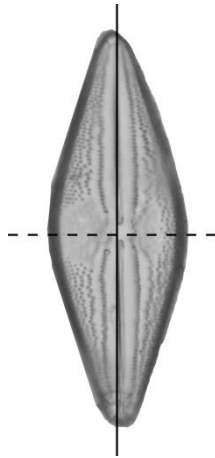


Costillas: Engrosamiento alargado y no ornamentado de la valva. Usualmente se refiere a un engrosamiento que va paralelo a las estrías. En este trabajo se utiliza el término para *C. clypeus*, *C. meneghiniana* y *Epithemia adnata*.



Cuaternario: Periodo de tiempo geológico que abarca los últimos 2.6 Ma hasta la actualidad.

Eje apical: Eje más grande en la cara valvar de las diatomeas pennadas. (Línea continua).

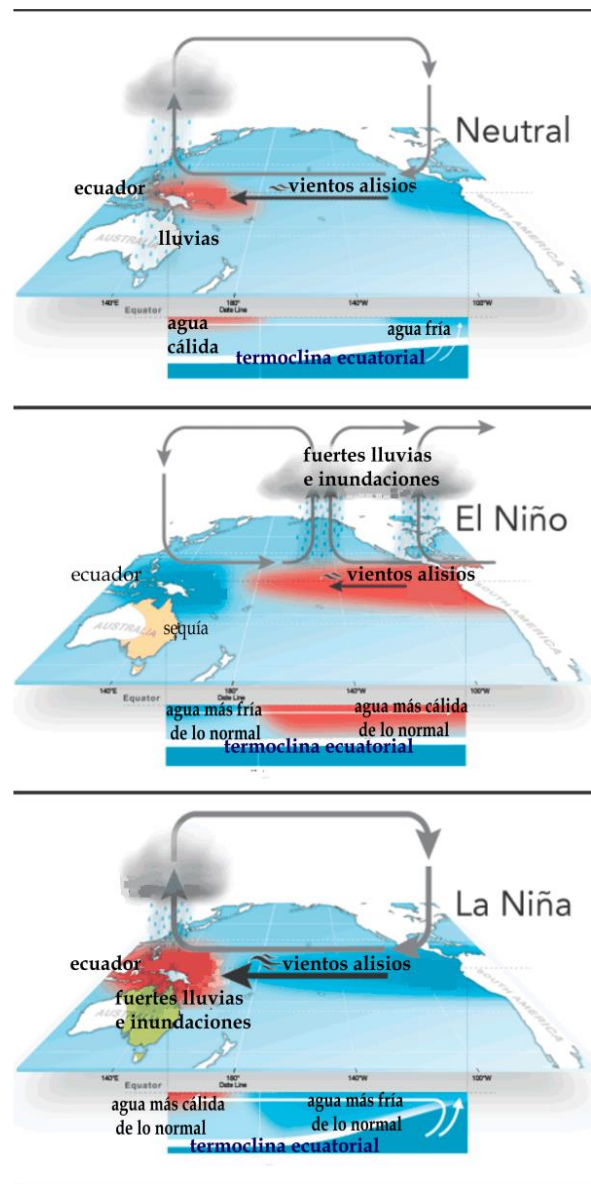


Eje transapical: Eje de menor tamaño en la cara valvar de las diatomeas pennadas. (Línea punteada).

El Niño-Oscilación del sur (ENSO): Fenómeno océano-atmosférico en el Pacífico tropical que llega a afectar gran parte o todo el planeta. En la fase negativa (El Niño) de este fenómeno, los vientos Alisios disminuyen en el Pacífico occidental y central provocando que la termoclina se encuentre a mayor profundidad en el Pacífico oriental, mientras que en el occidental disminuya su profundidad. Esto ocasiona que en el agua superficial del océano se genere un gradiente de temperatura, teniendo en el oriente mayores temperaturas superficiales del agua; lo que provoca un cambio en la distribución de lluvias, generando inundaciones en Perú y sequías en Australia e Indonesia. En México se incrementa la precipitación invernal, mientras que en verano se debilita y aumenta el número de huracanes en el Pacífico, mientras que disminuye en el Atlántico, Mar Caribe y Golfo de México.

Durante La fase positiva (La niña) ocurre lo contrario que en la fase negativa, los vientos alisios se intensifican generando que la termoclina sea más profunda en el Pacífico occidental y menor en el oriental; generando un gradiente de temperatura superficial en el océano opuesto al de la fase negativa, lo cual provoca inundaciones en Australia e Indonesia y sequías en Perú. En México, se

incrementan las lluvias de verano y hay sequías en invierno.



Esquema de las condiciones oceánicas y atmosféricas durante el ENSO. Imagen modificada de <https://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/enso/enso-essentials/>

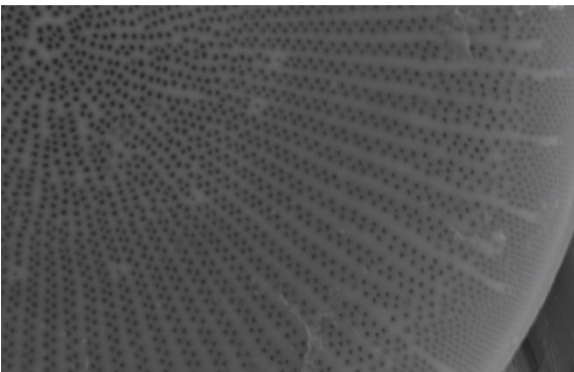
Estrías: Fila de areolae en la valva. En las diatomeas centrales están orientadas de forma radial. En las diatomeas pennadas están orientadas más o menos en forma perpendicular al eje apical. Las características de las estrías son importantes en la taxonomía y filogenia de las diatomeas, los aspectos relevantes son:

- Densidad: número de estrías que hay en 10 μm .
- Orientación: radiada, paralela o convergente.
- Seriación: uni-, bi-, o multiseriados.
- Estructura: si la estría está formada por un alveolo o no.

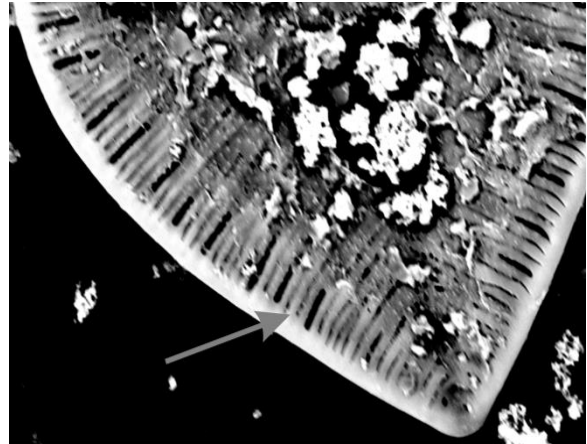


Facies: Conjunto de características físicas, químicas o biológicas de una roca o sedimento que le dan un determinado aspecto y son resultado del ambiente y condiciones de formación. Puede tener transiciones graduales o abruptas de forma vertical y/olateral.

Fascículo: Serie o haz de filas de areolae orientadas radialmente en algunas diatomeas centrales. Los fascículos pueden ser uniseriados, bi o triseriados.

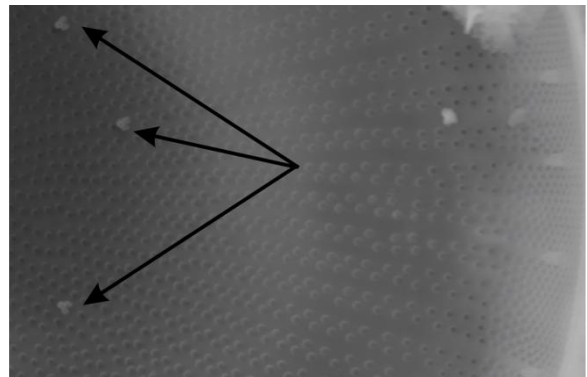


Fíbulas: Barra silíceas que proporcionan un soporte estructural al canal que contiene el rafe. Las fíbulas se extienden transversalmente desde el canal del rafe hasta la cara valvar. En este trabajo se utiliza el término para *Surirella peisonis* y *C. clypeus*.



Filiforme: Que tiene forma de un hilo.

Fultoportula (sing.) Fultoportulae (pl.): Proceso tubular a través de la valva de algunas diatomeas centrales. Externamente parece un poro o tubo simple en la pared de la valva. Internamente consiste en una prolongación tubular central rodeada por dos o tres poros satelitales. Es también llamado proceso reforzado. Usualmente está asociado con la secreción de quitina para mantener la flotabilidad en el plancton.



Estadio Glacial: Periodos de tiempo en el cual se registraron de forma general en todo el planeta condiciones frías, aunque no siempre tienen la misma intensidad.

Estadio Interglacial: Periodos de tiempo en el cual se registraron de forma general en todo el planeta condiciones cálidas, aunque no siempre tienen la misma intensidad.

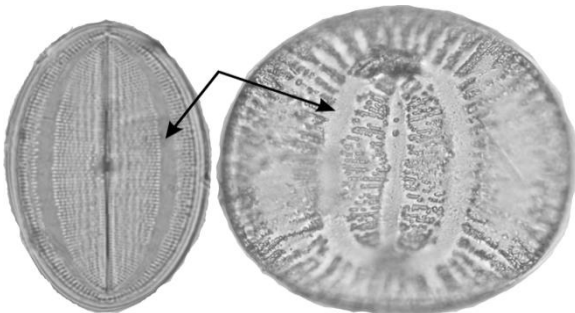
Heteropolar: Frústulo cuyos ápices son de diferente tamaño y/o forma. Es asimétrico a lo largo del eje transapical. En este trabajo se utiliza el término para *Gomphonema parvulum*, *Surirella peisonis* y *S. tenera*.



Heterovalvar: Frústulos en los que una valva difiere de la otra morfológicamente. Puede ser heteropolar en su ornamentación o en el rafe. El término se aplica principalmente a las diatomeas monorafidias, en el cual una valva tiene un rafe normal y la otra valva no tiene rafe. Este término se utilizó para *Cocconeis placentula*.

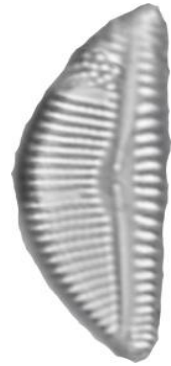


Hialino: Cualquier área de la valva que no está ornamentada (carente de poros u otras estructuras).



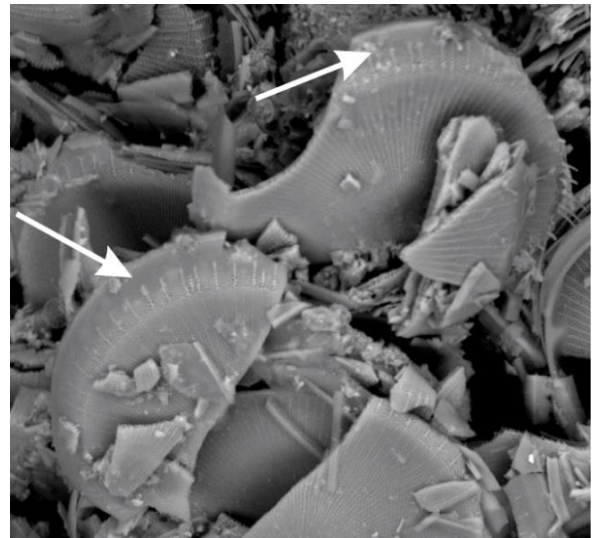
Láminas: Se refiere a todos los estratos que miden menos de 1cm de espesor.

Lanceolada: Valva con contorno alargado, ancho en el centro y se va estrechando hacia los extremos.



Lineola (sing.) Lineolae (pl.): Areola alargada en la dirección apical. En este trabajo se utiliza el término para *Encyonema muelleri*.

Manto: Vista desde la cara valvar, zona definida por los bordes de las valvas en ángulo recto u obtuso, puede tener un cambio en la forma y ornamentación. No todas las diatomeas lo presentan. Vista desde la cara singular, porción de la valva que no incluye el cíngulo. Este término se utilizó para *A. granulata*, *S. peisonis* y *Stephanodiscus niagarae*.



Nódulo central: En las diatomeas con rafe, área densamente silificada localizada entre las hendiduras proximales del rafe. A menudo es gruesa, tanto en la vista valvar y

cingular. Es el sitio donde inicia la deposición de silica durante la formación del frústulo.

Oscilación del Atlántico Norte (OAN):

Fenómeno atmosférico en el que las masas de aire (zonas de alta y baja presión) que se encuentran entre la zona ártica y el Atlántico subtropical cambian su distribución meridional. Durante la fase positiva el invierno es más cálido y húmedo en Europa y en la costa este de EU, mientras que es frío y seco en el norte de Canadá y Groenlandia. Durante la fase negativa el invierno es húmedo en el Mediterráneo y muy frío en el norte de Europa, mientras que en la costa este de EU se presentan nevadas.

Oscilación Decadal del Pacífico (ODP):

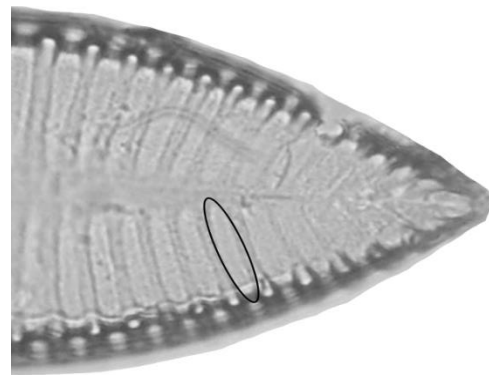
Fenómeno oceánico que indica cambios de temperatura superficial en el Océano Pacífico más cálidas o frías de lo normal. Esto se conoce a partir del índice las variaciones mensuales de temperatura superficial en el océano Pacífico a 20° N. Las variaciones de la temperatura repercuten en el clima de Norteamérica, afectando la distribución de los vientos, la corriente de chorro y las tormentas. Durante la fase cálida (positiva) hay un aumento de lluvias a lo largo de la costa de Norteamérica, Centroamérica y el Ecuador, mientras que hay sequías en Australia, Corea, Japón y Rusia. Durante la fase fría (negativa) se invierte el proceso, hay sequías en Norteamérica y lluvias en Australia, Corea, Japón y Rusia.

Patrón Pacífico de América del Norte (PAN):

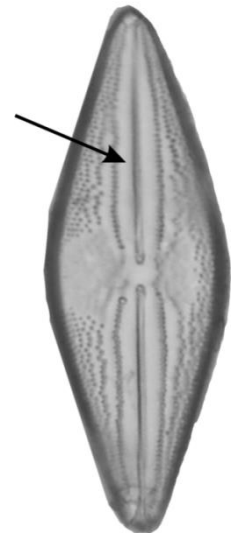
Fenómeno atmosférico en el que se detectan anomalías en los campos de las alturas geopotenciales de 700 y 500 hPa, es decir que detecta grandes variaciones respecto a la altura sobre el nivel del mar en el Pacífico de América del Norte a 700 y 500 hPa. Durante la fase positiva, el aire frío que se encuentra en Canadá se desplaza hacia el suroeste, generando temperaturas por debajo de lo

normal en el este de EU y por arriba de lo normal al oeste de EU. Durante la fase negativa sucede lo contrario, las temperaturas del oeste están debajo de lo normal, mientras en el este están por arriba de lo normal.

Porca (sing.) Porcae (pl.): Ondulación transapical o cresta elevada de la cara externa de la valva. Particular para el género *Surirella*. Este término se utilizó para *S. tenera*.

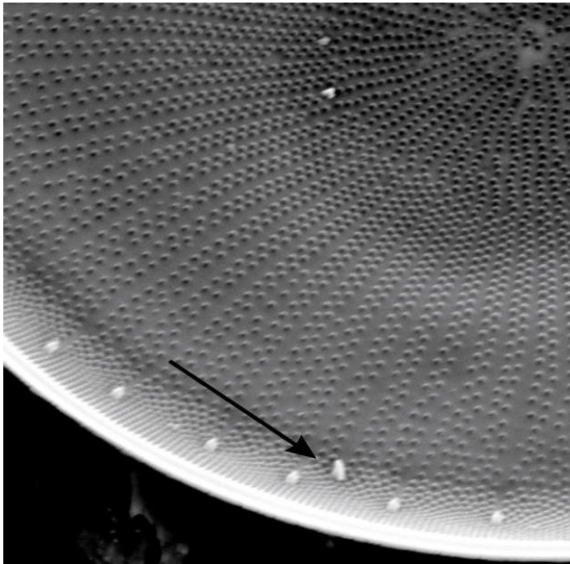


Rafe: Una o dos fisuras a lo largo de la cara valvar de las Bacillariophyceae. Las dos ramas del rafe pueden estar separadas por un engrosamiento o nódulo central. La posición del rafe puede ser I) axial, a lo largo del eje apical; II) excéntrico, a lo largo de uno de los márgenes; III) circunferencial, alrededor de todo el margen de la valva. Es una estructura que utilizan las diatomeas para moverse sobre las superficies.

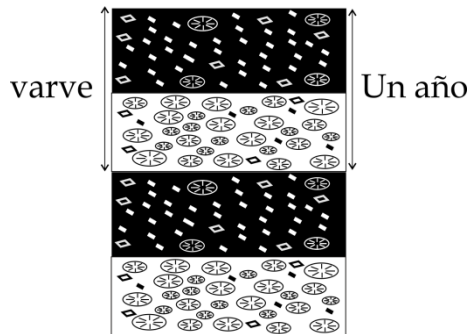


Rimoportula (sing.) Rimoportulae (pl.): Proceso tubular a través de la valva de

algunas diatomeas. En la cara interna de la valva la rimoportula tiene forma de un par de labios, mientras que en la cara externa puede ser una abertura redonda o un tubo que se extiende fuera de la valva. También llamada proceso labiado. Se diferencia del fuloportula por la ausencia de poros satelitales.



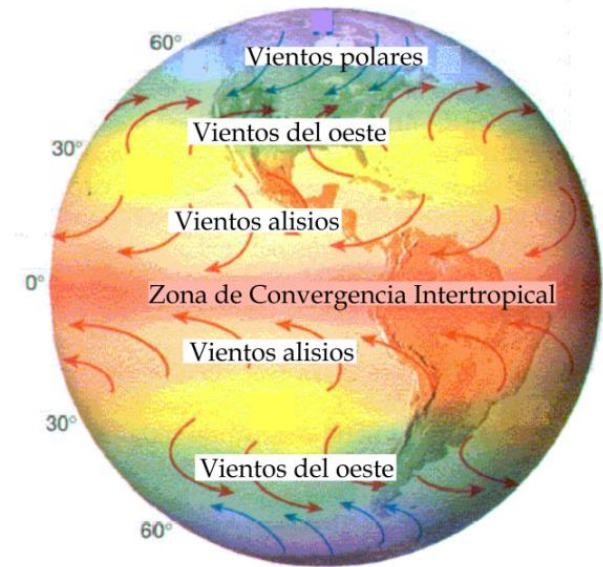
Varve: Dos láminas de diferente composición, textura y estructura que se depositan a lo largo de un ciclo anual.



Vientos alisios: Vientos que circulan entre los 30° N y S y el ecuador. Por el efecto coriolis, tienen una dirección noreste-suroeste en el hemisferio norte y sureste-noroeste en el hemisferio sur.

Vientos del Oeste: Vientos que circulan entre los 30° y los 60°N y S. Por efecto de coriolis, tienen una dirección suroeste-noreste en el hemisferio norte y noroeste-sureste en el hemisferio sur.

Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT): Ecuador climático, es la región del globo terrestre donde convergen los vientos alisios del hemisferio norte y hemisferio sur.



Circulación atmosférica general. Imagen modificada de <http://www.ux1.eiu.edu/~cfjps/1400/circulation.html>