



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

RECONSTRUCCIÓN ESTRATIGRÁFICA Y
PALEOAMBIENTAL EN EL PLEISTOCENO TARDÍO DE LA
CUENCA DE XOCHIMILCO, MÉXICO

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 :

SANDRA GARCÍA LEÓN

T U T O R

DRA. BEATRIZ ORTEGA GUERRERO

Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 2019





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.

A mis padres, a mis abuelos y a mis hermanos. . .

Agradecimientos

Quiero agradecer a la Dra. Beatriz, porque más que una tutora se convirtió mi segunda madre, me apoyó durante todo el camino, me permitió conocer y aprender tanto de su campo de estudio como de ella misma, me tuvo paciencia y me reprendió cuando lo merecía, siempre estaré agradecida y en deuda.

A mis padres por estar presentes en mis logros y caídas, por creer en mí y sentirse orgullosos de la persona en la que me he convertido, lo cual no sería posible si no me hubieran transmitido lo mejor de ellos. Gracias a la vida por permitirme conocer a mis abuelos y poder disfrutar muchos años a su lado, por enseñarme tanto y mostrarme cómo afrontar la vida sin miedo y con alegría.

A mis hermanas, Adriana, Daniela, Diana, por ayudarme a ver la vida con otros ojos, apoyarme en todas mis decisiones, por ser mis mejores amigas y nunca dejar que me rindiera.

Gracias a todos los que estuvieron presentes durante el camino y los que siguen conmigo, a mis compañeros de clase Diego, Paty, Viky, Itzel, que se convirtieron en parte importante de esta etapa y en amigos para toda la vida, a Benja por no dejar que me diera por vencida y brindarme todo el cariño y apoyo que necesité para finalizar esta tesis.

A los profesores Dr. Rodolfo Omar Arellano Aguilar, Dra. A.M. Lizeth Caballero García, Dra. Socorro Lozano García y Dr. Gabriel Vázquez Castro, cuyos comentarios y sugerencias contribuyeron a mejorar sustancialmente esta tesis. A todos ellos expreso mi profundo agradecimiento.

El trabajo desarrollado en esta tesis fue posible gracias al financiamiento de los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT IN107416 e IN105918. El proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IV100215 otorgó una beca para la conclusión de mis estudios.

En el Laboratorio de Paleoceanografía y Paleoclimas (I. Geofísica), a cargo de la Dra. Ligia Pérez Cruz, se llevó a cabo la determinación en escáner de FRX. En el Laboratorio de Paleoecología, Paleoclimatología y Cambio Climático (I. Geología), financiado por el proyecto UNAM-DGAPA PAPIIT IV100215, a cargo de la Dra. Socorro Lozano García, se llevó a cabo la determinación de C y N, con ayuda del Biol. Martín Hernández Vásquez.

El muestreo en el laboratorio fue asistido por el Lic. Marco A. Albán e Ing. Guadalupe Cruz.

Índice general

1. Introducción	3
1.1. Marco Teórico	3
1.2. Antecedentes	4
1.3. Justificación	5
2. Objetivos e hipótesis	7
2.1. Objetivos	7
2.1.1. Objetivo General	7
2.1.2. Objetivo Particular	7
2.2. Hipótesis	7
3. Metodología	9
3.1. Sitio de estudio	9
3.2. Descripción litológica	11
3.2.1. Macroscópica	11
3.2.2. Microscópica	11
3.3. Análisis Geoquímicos	11
3.3.1. Análisis con espectrometría de fluorescencia de rayos X (FRX)	11
3.3.2. Análisis elemental de C y N en el sedimento	11
3.3.3. Susceptibilidad Magnética	12
4. Resultados	13
4.1. Litología y descripción de facies	13
4.2. Asociación de facies	16
Unidad IV (Prof 29-47 m)	17
Unidad III (Prof 21.20-29 m)	18
Unidad II (Prof 16.4-21 m)	18
Unidad I (Prof 15- 16.4 m)	19
5. Análisis y discusión	21
5.1. Modelo de edad	21
5.2. Historia deposicional	24
5.2.1. Unidad IV (Prof. 29- 47 m).	24
5.2.2. Unidad III (Prof 21.20-29 m).	25
5.2.3. Unidades II y I (Prof 15-21 m).	27

6. Conclusiones**29**

Índice de figuras

3.1. Localización de la zona de estudio. a) Cinturón Volcánico Transversal en la parte central de México. b) Cuenca de México. C) Cuenca de Xochimilco dentro de Cuenca de México.	10
3.2. Equipo de perforación. a) Torre de perforación, b) Detalle del nucleador con tubo de PVC en el interior, c) Extractor con tubo TGC.	10
4.1. Litología, estructuras sedimentarias y componentes de la secuencia XOC16. Los géneros de diatomeas indicados son los más comunes observados en los frotis, si bien no los únicos.	14
4.2. Perfiles geoquímicos. Indicadores elegidos para la reconstrucción paleoclimática de la secuencia XOC16-I. Los resultados de susceptibilidad magnética (κ) se encuentran en unidades 10^{-6} SI. Ti y las relaciones (Fe/Ti, Ca/Ti y Si/Ti) se muestran en conteos por segundo (cps). Corg/N en unidades adimensionales, las regiones verticales corresponden a los límites de acuerdo a Mayers y Teranes (2001). CIT y COT se encuentran en porcentaje. Del lado derecho se muestran las unidades divididas por líneas punteadas.	16
4.3. Núcleo XOC16-I-53 donde pueden observarse la secuencia Larpao, Arclro y Larcp-go entre las que se observa la facies Lo, los contactos son difusos y se muestra la contracción de los sedimentos por pérdida de agua en los costados del tubo. . . .	17
4.4. Núcleo XOC16-I-53, pueden observarse los sedimentos laminados de la facies Larpao encontrados por arriba de 39.8 m de profundidad.	18
4.5. Núcleo XOC16-I-33 donde puede observarse la facies de Lodo micrítico (Lm) en láminas de 0.3-0.7 cm de espesor, seguido de la facies Od que se observa como sedimento arenoso y de la facies Larpao entre las que existen contactos abruptos. . . .	18
4.6. Núcleo XOC16-I-28 donde puede observarse la facies Largo que presenta concreciones de carbonatos y regiones en las que son comunes motas pardo rojizo. . . .	19

- 4.7. XOC16-I-25. Correspondiente a la profundidad 14.9-15.9 m la imagen muestra la facies Larcpgo donde se observan concreciones de carbonatos y la penetracion lateral de sedimentos arenosos, probablemente por la perturbación del sedimento original durante la perforación. 19
- 5.1. Comparacion entre el registro de XOC16-I y CHA08 (Avendaño Villeda, 2017) a partir de la localizacion de sedimentos laminados y el registro de Ca/Ti para obtener el modelo de edad de la secuencia XOC16-I. 22
- 5.2. Registro de Ca/Ti de la secuencia XOC16-I ajustada a la escala temporal de la insolacion de primavera promedio diurna a 20°N, al registro de paleotemperaturas superficiales del mar Caribe (SST) (Schmidt et al.,2006) y el delta de oxígeno medido en los núcleos de hielo de Vostok (Petit et al., 1999), en amarillo se marca la sección de los sedimentos laminados entre 44.8 y 39.8 m de profundidad. . . . 23
- 5.3. Modelo de depósito para las facies de la unidad IV (162,000-113,000 años). a) Fase inicial de la facies Larcpgo. Ambiente de baja energia con vegetacion terrestre y acuatica, se sugieren la presencia de un lago estratificado, relativamente profundo, donde existía escasa o nula bioturbacion con características anóxicas en la interfase agua/sedimento. b) Fase tardía del depósito de la facies Larcpgo. Disminucionen la la vegetación terrestre y el aumento en concentración iónica del agua, con precipitación de carbonatos, disminución en el nivel lacustre y condiciones anóxicas en el fondo del lago. c) Facies Arclo y Lo. Existió un cuerpo de agua más somero y salobre con aporte moderado de detritos, propiciando la proliferacion de ostrácodos en el fondo óxico. d) Facie Larcpao. Escaso aporte de detritos, probablemente por la combinación de la presencia de vegetación litoral y una reducida escorrentía. 26
- 5.4. Modelo de depósito unidad III (113,000-80,000 años). a) Se sugieren fluctuaciones entre niveles lacustres relativamente más altos, caracterizados por un bajo aporte de detritos, mayor preservación de la materia orgánica y condiciones anóxicas y niveles lacustres bajos en los que ocurrió un mayor arrastre de detritos, aumento de sílice biogénico y en la concentración iónica que dio como resultado la formación de ooze de diatomeas y la acumulacion de carbonatos. b) Ambiente tranquilo con episodios de alta energía que disturbaron la estratificación. 27

5.5. Modelo de depósito unidad II y I. (80,000-68,000 años). a) Se sugiere un ambiente de depósito palustre, con influencia de vegetación acuática y abundante bioturbación, con lixiviación y ocasional exposición subaérea. b) Lago somero de aguas relativamente concentradas, con condiciones anóxicas y la proliferación de materia orgánica de origen acuático. 28

Resumen

Las fluctuaciones climáticas y ambientales registradas en sedimentos continentales y marinos pueden ser analizadas a través de la medición de parámetros geoquímicos. Entre los métodos más utilizados, está la cuantificación de elementos mayores. La cuantificación de los elementos químicos puede proporcionar información sobre procesos erosivos, diagenéticos, caída de ceniza volcánica, intensidad del intemperismo, la extensión de cubierta vegetal, entre otros.

Este estudio presenta una aproximación de indicadores múltiples, integrando indicadores geoquímicos (Fe/Ti, Ca/Ti, Si/Ti, CIT, COT y C/N) y sedimentológicos con propiedades magnéticas (susceptibilidad magnética (κ)) analizadas en una secuencia de 32 m de longitud de sedimentos del lago de Xochimilco, en la Cuenca de México en la parte centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana.

La secuencia sedimentaria recuperada en el depocentro del lago de Xochimilco está formada mayormente por sedimentos clásticos en los que domina el limo de color pardo y gris, con cantidades variables de arcilla y arena, presentes de forma masiva o en bandas y láminas de 8 a < 1 cm de espesor. Se identificaron diez facies sedimentarias en la secuencia lacustre. Con base en sus componentes principales y las variaciones de los parámetros analizados la secuencia se dividió en cuatro unidades litoestratigráficas.

La edad de la secuencia se estimó con base en la correlación de un conjunto de sedimentos laminados descritos en el registro del lago de Chalco CHA08 y los encontrados en el registro de este trabajo, así como en la comparación del registro de Ca/Ti con la escala temporal de la insolación de primavera y los registros de paleotemperaturas, estimando el intervalo temporal de la secuencia de ca. 63,000 a 162,000 años, abarcando desde la parte media del Estadío Isotópico Marino (EIM) 6 hasta el inicio del EIM 4.

La interpretación de los parámetros analizados indica condiciones de un lago relativamente poco profundo y estratificado, con una disminución en la vegetación terrestre para el EIM 6 (frío), en la transición hacia el EIM 5 (cálido) y sus subestadios se muestran variaciones entre niveles lacustres relativamente más altos y niveles lacustres bajos con ambientes más secos, finalmente para la transición al EIM 4 (frío) muestra condiciones muy secas donde predominó un ambiente de depósito palustre.

Este trabajo es una contribución importante en la reconstrucción de las condiciones paleoambientales para la Cuenca de Xochimilco, que complementa los estudios previos llevados a cabo en la zona.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Marco Teórico

Por su naturaleza los lagos guardan un registro de las condiciones ambientales circundantes en sus sedimentos, la paleolimnología es la ciencia que estudia los sedimentos lacustres con el fin de reconstruir las condiciones ambientales pasadas (Cohen, 2003; Douglas, 2007). El relleno sedimentario de los lagos constituye un archivo de los procesos hidroquímicos, geológicos y biológicos actuantes que aporta entre otros aspectos, la información para descifrar la evolución de una cuenca, actividad tectónica y la variabilidad climática.

Los cambios en el registro sedimentario permiten establecer inferencias climáticas a una escala de tiempo que supera la información proporcionada por los documentos históricos (Piovano et al., 2002) y esos eventos paleoclimáticos pueden ser ubicados temporalmente con ayuda de estudios sobre las proporciones de isótopos de oxígeno en los foraminíferos tomados de muestras del fondo marino, como para ver los estratos, estos datos han revelado un patrón consistente que representa cambios en el sistema océano-atmósfera a través del tiempo. Cesar Emiliani (1955), designó los cambios principales en las relaciones isotópicas como etapas numeradas, que ahora se conocen comúnmente como Estadios Isotópicos Marinos (EIM) y sirven para deducir la temperatura y el clima del mundo en un determinado período del pasado.

Las fluctuaciones climáticas y ambientales registradas en sedimentos continentales y marinos pueden ser analizadas a través de la medición de parámetros geoquímicos. Según Fritz (2008), en los registros paleolimnológicos se deben utilizar diversas líneas de evidencia o indicadores para efectuar reconstrucciones paleoambientales y paleoclimática, tales como: propiedades petrofísicas, mineralogía, sedimentología, geoquímica orgánica, inorgánica y de isótopos estables, microfósiles, partículas carbonizadas, entre otras.

Los análisis geoquímicos en sedimentos lacustres son importantes para entender el pasado geológico de estos sistemas. Entre los métodos más usados está la cuantificación de elementos mayores utilizando escáneres de alta resolución. Este método puede proporcionar información sobre procesos erosivos, diagenéticos, caída de cenina volcánica, intensidad de intemperismo y extensión de cobertura vegetal, entre otros, ya que la abundancia de los elementos químicos en los sedimentos depende de factores como el tipo de roca fuente, el grado de intemperismo,

el grado de transporte, condiciones deposicionales y procesos diagenéticos (Croudace y Rothwell, 2015; Weltje y von Eynatten, 2004). Los estudios que utilizan escáneres de alta resolución y que proporcionan la espectrometría de fluorescencia de rayos X (FRX) representa una importante innovación en el análisis de los núcleos de sedimento (Croudace et al. 2015). Su impacto se basa en su capacidad para analizar de forma rápida, no destructiva y automática los núcleos, proporcionando información semicuantitativa para la obtención de perfiles elementales a lo largo del núcleo, típicamente entre los elementos Al y U, los cuales son utilizados para hacer correlaciones estratigráficas básicas que sirven para identificar eventos paleoclimáticos y paleoambientales (Croudace et al. 2015).

Otro análisis geoquímico utilizado para identificar eventos paleoclimáticos y paleoambientales es el análisis elemental de carbono y nitrógeno, ya que determina el contenido y origen de la materia orgánica del sedimento lacustre y aporta información sobre la productividad del lago. El contenido en C y N existente en el sedimento es función del aporte orgánico, de la tasa de sedimentación clástica, y del decaimiento bacteriano (Stein, 1991). La relación Corg/N es un indicador de la fuente de origen de esta materia orgánica, lo que completa la información derivada del análisis de FRX, mientras que el contenido de carbono orgánica total indica el porcentaje en peso de la materia orgánica preservada en el sedimento y el carbono inorgánico total representa el porcentaje en peso de carbonatos en el sedimento.

1.2. Antecedentes

La Faja Cinturón Transmexicana (CVT), es una provincia activa desde el Mioceno hasta el presente en la que se desarrollaron cuencas intermontanas (e.g. Gómez-Tuena et al., 2005); una de ellas es la Cuenca de México (CM) que se localiza en su porción centro-este ($19^{\circ}30'N$, $99^{\circ}O$, 9600 km^2 , 2240 msnm). La actividad volcánica asociada al desarrollo del campo volcánico de la Sierra Chichinautzin cerró el drenaje de esta cuenca hace 1.2 Ma (Arce et al., 2013), lo cual favoreció la acumulación de un importante espesor de sedimentos aluviales, fluviales y el desarrollo de un sistema lacustre (Pérez-Cruz, 1988; Campos-Enríquez et al. 1997; Arce et al., 2013), cuyas oscilaciones interestacionales e interanuales provocaron que, en algunas ocasiones, se extendiera formando un solo espejo de agua mientras que en otras se fragmentaba en cuerpos menores, determinados por la topografía interna de la cuenca: al norte, los lagos de Zumpango y Xaltocan; el lago central de Texcoco y, finalmente, los lagos del sur: Chalco y Xochimilco (Caballero, 1997).

La Cuenca de México ha sido objeto de numerosos estudios geológicos, debido en gran medida a la necesidad de conocer las características del subsuelo donde se ubica actualmente una de las aglomeraciones urbanas más grandes del mundo, la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (Herrera, 2011). Por otra parte, las estimaciones del aumento en la temperatura en los últimos 500 años (Ruiz-Angulo y López-Espinoza, 2015), y las proyecciones de cambio climático regional para los próximos años en la CM que indican una elevación en la temperatura y una disminución en la precipitación (Bando et al., 2010), son factores que han afectado y afectarán las actividades humanas en la región.

Hasta ahora, la subcuenca de Chalco es el área más estudiada dentro de la CM, debido a que los sedimentos lacustres tienen un espesor máximo estimado de 300 a 400 m (Urrutia y Chávez;1991; Lozano-García et al.,1993; Rodríguez-Chávez,2003). La parte superior de la

secuencia sedimentaria lacustre en Chalco ha sido descrita por varios autores (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Ortiz, 2007; Ortiz y Ortega, 2007; Herrera, 2011; Ortega-Guerrero et al., 2015), y en ella se han reconocido numerosos depósitos volcánicos (tefras) originados por la actividad explosiva en los alrededores de la cuenca (Siebe et al., 1996; Siebe y Macías, 2004), así como de centros eruptivos más distales (Bloomfield y Valastro, 1977; Arce et al., 2005).

Las tefras conservadas en la secuencia lacustre proporcionan información sobre la historia eruptiva de una región, los patrones de distribución y caída, y a la vez pueden constituirse en archivos de marcadores estratigráficos (tefraestratigrafía) y si es conocida su edad, como marcadores cronoestratigráficos (tefracronología). Lo anterior es de gran importancia para establecer correlaciones regionales, la frecuencia de la actividad volcánica en una región determinada y establecer la relación de procesos volcánicos con paleoclimas. Tefras colectadas en los sedimentos lacustres de las cuencas de Chalco y Texcoco han sido estudiadas a través de la caracterización geoquímica de sus vidrios de tefras, con el propósito de utilizar estos depósitos como marcadores estratigráficos regionales (Ortega y Newton, 1998).

Estos estudios han contribuido al conocimiento de la evolución limnológica (Bradbury, 1989, 1997; Caballero et al., 2010; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998), historia de la vegetación (Correa et al., 2013; Lozano y Ortega-Guerrero, 1994, 1998; Lozano et al., 1993; Lozano, 1996), y variaciones paleoclimáticas y paleohidrológicas (Ortega-Guerrero et al., 2000). Estos estudios muestran los cambios en el registro lacustre en escalas milenarias y sub-milenarias. Sin embargo, existen discrepancias en las interpretaciones ambientales de los registros de Chalco y otras regiones del centro de México sobre condiciones climáticas en periodos específicos, como el Último Máximo Glacial (UMG), y los mecanismos de forzamiento climático.

Un mejor conocimiento de las características geológicas y paleoambientales de la CM es necesario no sólo para establecer modelos más completos de su evolución, sino también para definir con mayor claridad y precisión los posibles escenarios en temas como el riesgo volcánico y sísmico, cambio climático y los aspectos derivados de éstos como modificación en la cubierta vegetal, procesos erosivos, el régimen hidráulico de la cuenca, etc. Una manera de contribuir a este conocimiento es a través del análisis del registro sedimentario lacustre.

Sin embargo, existen subcuencas dentro de la CM que no han sido revisadas a detalle, tal es el caso de la subcuenca de Xochimilco de la cual no se tienen estudios que indiquen las características detalladas de su registro sedimentario, su estilo deposicional y evolución espacio-temporal. Actualmente la información disponible en cuanto al análisis estratigráfico y sedimentológico de ésta subcuenca proviene de la descripción de muestras de canal de los pozos de agua perforados por CONAGUA (e.g. Ruvalcaba, 2009) y algunos otros trabajos que abarcan 18,000 y 5,000 años (Albarran, 2018; Reyes, 2017; Victoria, 2018) pero aún faltan estudios que permitan conocer la historia deposicional de la cuenca a una escala de tiempo mayor.

1.3. Justificación

El presente trabajo contribuye al conocimiento de la estratigrafía y la evolución ambiental de la Cuenca de Xochimilco, proporciona información para determinar las variaciones en la dinámica del depósito de los sedimentos entre las cuencas de Xochimilco y Chalco, así como

para robustecer el conocimiento sobre la evolución geológica del sur de la Cuenca de México, incluida la actividad volcánica explosiva e historia paleoambiental de la región.

Capítulo 2

Objetivos e hipótesis

2.1. Objetivos

2.1.1. Objetivo General

Elaborar una reconstrucción de las condiciones paleoambientales durante el Pleistoceno tardío, registradas en una secuencia sedimentaria recuperada del depocentro de la Cuenca de Xochimilco mediante la descripción de las facies sedimentarias así como la estimación del intervalo temporal de la secuencia.

2.1.2. Objetivo Particular

Identificar las litofacies representativas de los depósitos lacustres en Xochimilco con el fin de evaluar el origen de los componentes sedimentarios para realizar una reconstrucción de los eventos paleoambientales y paleoclimáticos integrando indicadores geoquímicos, sedimentológicos y de magnetismo de rocas.

2.2. Hipótesis

- A semejanza del registro sedimentario en Chalco, los sedimentos lacustres de Xochimilco son sensibles a fluctuaciones ambientales y climáticas en escalas milenarias y submilenarias.
- La dinámica de la sedimentación y las variaciones paleoclimáticas en el antiguo lago de Xochimilco pueden ser reconocidas a través de análisis geoquímicos.
- La comparación del registro sedimentario de la Cuenca de Xochimilco con las inferencias obtenidas de los estudios en el lago de Chalco puede mejorar el modelo de variaciones climáticas a escalas milenarias y submilenarias.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Sitio de estudio

El lago de Xochimilco ($19^{\circ}16'30.2''N$, $99^{\circ}5'30.2''O$) se encuentra situado dentro de la subcuenca endorreica de Xochimilco al SE de la CM (Figura 3.1), en la parte centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT). Cubre varias delegaciones de forma total o parcial dentro de la ciudad de México: Milpa Alta, Tláhuac, Xochimilco, Tlalpan, Coyoacán e Iztapalapa. Incluye la zona montañosa de las sierras de Las Cruces, Chichinautzin y Santa Catarina y las partes bajas que contienen a los humedales de Xochimilco y Chalco con un área aproximada de 42,232 hectáreas (Salazar, 2014). Las estructuras volcánicas que forman parte del parteaguas de la Cuenca de Xochimilco son: al Norte, el Cerro de la Estrella, al Noreste, la Sierra de Santa Catarina, al Sur, el Campo Volcánico Chichinautzin y al Este, la Sierra de las Cruces, en la que se encuentra el volcán Ajusco.

En el mes de mayo del año 2016 se realizó la perforación del pozo XOC16-I ($19^{\circ}17'47.69''N$, $99^{\circ}4.55'0.02''O$), dentro del vivero Nezahualcóyotl, ubicado sobre Canal de Chalco, colonia Ciénega Grande, en la delegación Xochimilco, de la Ciudad de México. Los núcleos de sedimento se colectaron con un muestreador TGC (Figura 3.2), que consiste de un tubo de acero en el que se colocan en el interior tubos de PVC de 10 cm de diámetro y 1m de longitud. Se obtuvieron 56 núcleos en los que la recuperación del sedimento con un promedio de recuperación del 85%. Las características de los sedimentos no permitieron el hincado del muestreador TGC en la parte superficial, por lo que para los primeros 15.15 m de profundidad se utilizó la técnica de penetración estándar, y a partir de esa profundidad se utilizó un muestreador TGC.

Posteriormente, todos los núcleos colectados fueron llevados al Instituto de Geofísica para ser abiertos y almacenados en el cuarto frío de la nucleoteca del mismo. Los núcleos obtenidos mediante el muestreador estándar (de 0 a 15 m de profundidad) no se incluyeron en este estudio debido a la deformación que sufrieron durante la recuperación.

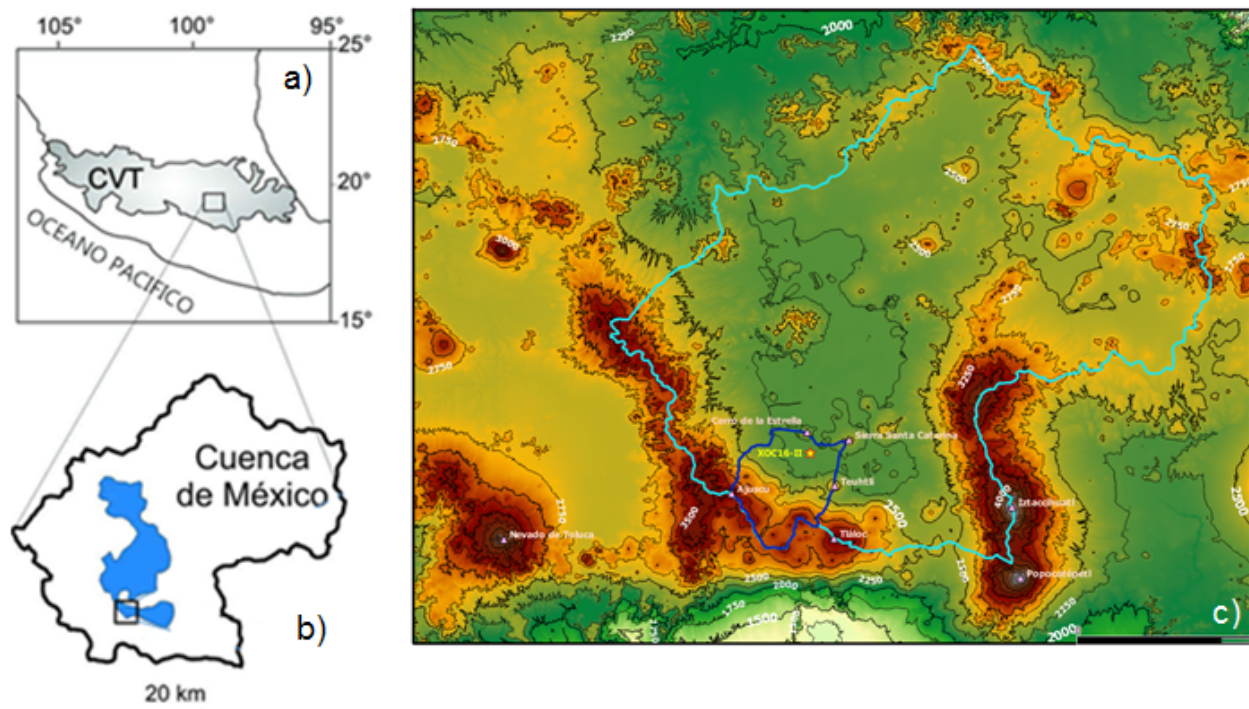


Figura 3.1: Localización de la zona de estudio. a) Cinturón Volcánico Transversal en la parte central de México. b) Cuenca de México. C) Cuenca de Xochimilco dentro de Cuenca de México.

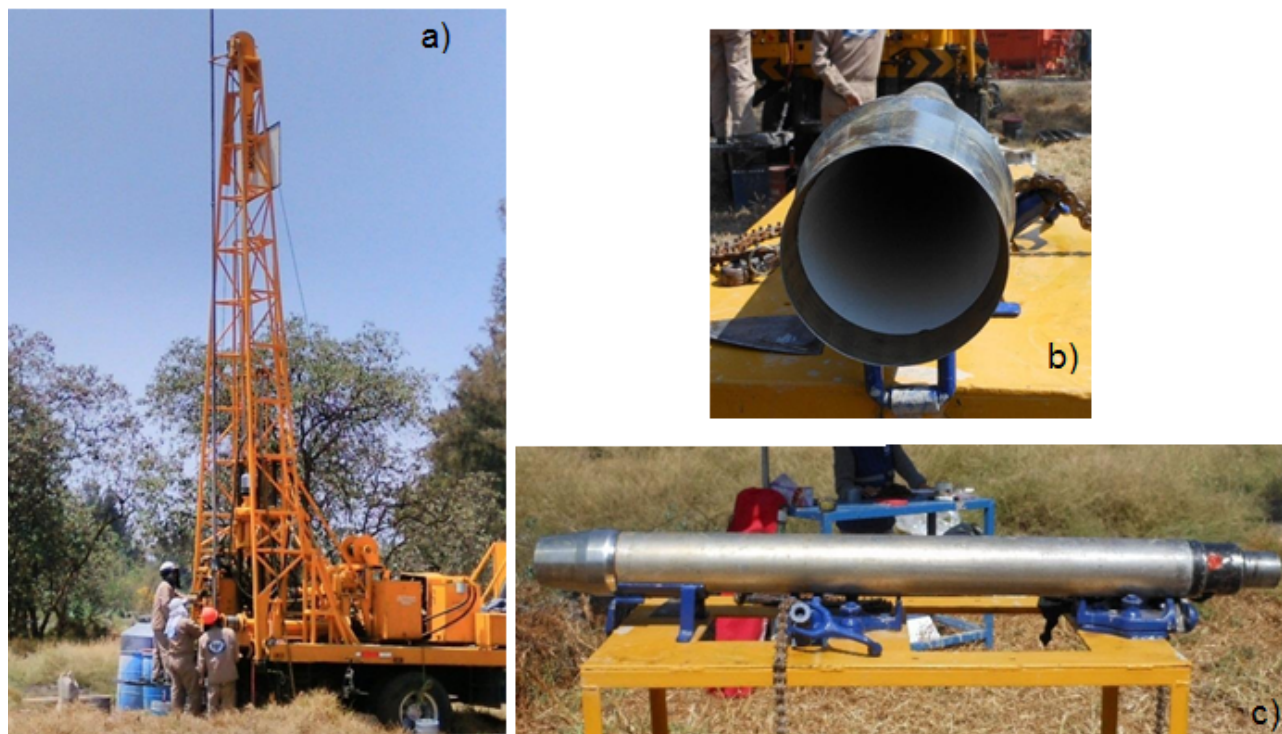


Figura 3.2: Equipo de perforación. a) Torre de perforación, b) Detalle del nucleador con tubo de PVC en el interior, c) Extractor con tubo TGC.

3.2. Descripción litológica

3.2.1. Macroscópica

Para la descripción del sedimento, se analizaron las siguientes características de los estratos: (1) color, textura y litología, (2) estructuras sedimentarias (espesor e inclinación, y relaciones de contacto), y (3) grado de alteración de la estratigrafía del núcleo por el proceso de extracción, según la clasificación de Schnurrenberger et al. (2003).

También se añadió una gota de ácido clorhídrico para determinar la presencia de carbonatos de calcio basado en la efervescencia del HCl con el material del sedimento.

3.2.2. Microscópica

Para complementar las descripciones se realizó la preparación de frotis a intervalos de 20 cm en cada núcleo, las muestras se montaron en portaobjetos diluyendo y esparciendo con gotas de agua destilada, posteriormente se secaron en una parrilla para retirar el agua y fijar, por último, se les colocó un cubreobjetos adherido con resina Norland optical adhesive de secado rápido con rayos UV.

Todas las muestras fueron observadas bajo el microscopio petrográfico para describir y determinar las características de los componentes presentes en ellas, utilizando como base la hoja de datos del anexo 1.

3.3. Análisis Geoquímicos

3.3.1. Análisis con espectrometría de fluorescencia de rayos X (FRX)

La composición elemental de la secuencia de sedimentos del lago de Xochimilco se obtuvo utilizando un escáner de fluorescencia de rayos X AVAATECH (Modelo AV60633, No. de Serie 033) con un tubo de rayos X Oxford Instruments y un detector de rayos X Canberra X-PIPS Silicon Drift Detector (SDD; Modelo con ventana); en el laboratorio de Paleoclimas y Paleoclimas del Instituto de Geofísica de la UNAM. Las mediciones se realizaron en 32 núcleos, del XOC16-I-25 al XOC16-I-56, los cuales abarcan del metro 15.95 al 46.95 a intervalos de 10mm. En la primer medición a 10 kv se midió Al, Si, K, Ca, Ti, Fe, Mn, S, P, Cl, Cr, Rh y en la segundo proceso de medida 30 kv se midió Sr, Rb, Zr, Zn, Pb, N, Cu, Ga, Y, Nb, Mo, Bi. Los resultados del análisis mediante fluorescencia de rayos X (FRX) se representan en conteos por segundo y se calcularon las relaciones entre algunos elementos.

3.3.2. Análisis elemental de C y N en el sedimento

La cantidad de carbono y nitrógeno de origen orgánico es una propiedad importante para determinar el contenido en materia orgánica del sedimento lacustre, y aporta información sobre

la productividad del lago. El contenido en C y N existente en el sedimento es función de la producción orgánica (autóctona y alóctona), de la tasa de sedimentación clástica, y del decaimiento bacteriano. La relación C/N es un indicador de la fuente de origen de esta materia orgánica (Stein, 1991). El contenido en C se puede representar como: a) CT (Carbono Total), b) COT (Carbono Orgánico Total), y c) CIT (Carbono inorgánico Total). Como sus nombres indican, el CT representa el contenido en C total (tanto de origen orgánico como inorgánico), mientras que el COT y el CIT representan, respectivamente, el contenido en C de origen orgánico e inorgánico. Se cumple que:

$$CT = COT + CIT$$

Las mediciones se realizaron en 32 núcleos, se muestrearon 2 cm^3 a intervalos de 20 cm cada núcleo, obteniendo así 131 muestras en total; las cuales fueron congeladas y posteriormente liofilizadas para poder deshidratarlas sin alterar sus componentes, finalmente se homogeneizó la muestra triturando con un mortero de ágata. La determinación de carbono y nitrógeno se realizó mediante la técnica de cromatografía de gases utilizando un analizador elemental Flash 2000 mediante la configuración de CN- soils en el Laboratorio de Paleoeología, Paleoclimatología y Cambio Climático en el Instituto de Geología de la UNAM.

3.3.3. Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética de un material es una medida de su capacidad de magnetizarse por un campo magnético externo (Dearing et al., 1996). La susceptibilidad magnética del sedimento refleja la presencia y concentración de minerales magnéticos, como óxidos de Fe (magnetita, hematita, goethita, entre otros).

Las mediciones se realizaron en los 32 núcleos, midiendo la susceptibilidad a intervalos de 2 cm utilizando un susceptibilómetro Bartington MS2 y un sensor MS2E, obteniendo así 1878 mediciones en total.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Litología y descripción de facies

La recuperación de los sedimentos durante el proceso de perforación los núcleos fue en general mayor al 90 % excepto en la sección XOC-16-I-38 (15.95-16.35 m de profundidad), donde se recuperaron sólo un 44 %, además algunas secciones presentan perturbaciones probablemente originadas por el proceso de perforación. La clasificación de los sedimentos lacustres se basó en la identificación y cuantificación de los componentes sedimentarios de acuerdo con el esquema propuesto por Schnurrenberger et al.(2003) y se identificaron 10 facies sedimentarias, las cuales se agruparon en cuatro categorías de acuerdo a sus componentes principales: clásticas, volcanoclásticas, biogénicas y químicas; dichas facies se describen en la tabla 4.1.

La secuencia sedimentaria recuperada está formada mayormente por sedimentos clásticos en los que domina el limo de color pardo y gris, con cantidades variables de arcilla y arena, presentes de forma masiva o en bandas y láminas de 8 a <1 cm de espesor. Esta fracción está compuesta esencialmente de fragmentos de silicatos tales como plagioclasa, anfíbol y minerales arcillosos, con contenido variable de restos biogénicos como diatomeas, ostrácodos y carbón. A lo largo de la secuencia se encuentran depósitos volcaniclásticos formados por ceniza fina a muy fina de 5 a 1 cm de espesor, en los que es abundante el vidrio y los silicatos.

Los componentes orgánicos están constituidos principalmente por restos de ostrácodos y diatomeas que en ocasiones se encuentran concentrados en oozes de diatomeas y lumaquelas de ostrácodos, que se presentan en láminas y bandas de 0.5 a 1.5 cm de espesor, las cuales representan menos del 5 % de la secuencia total. Los sedimentos químicos están presentes en su mayor parte como concreciones de carbonato dispersos en algunas secciones, y de manera más restringida como bandas o láminas de calcita micrítica de 0.3-0.7 cm de espesor.

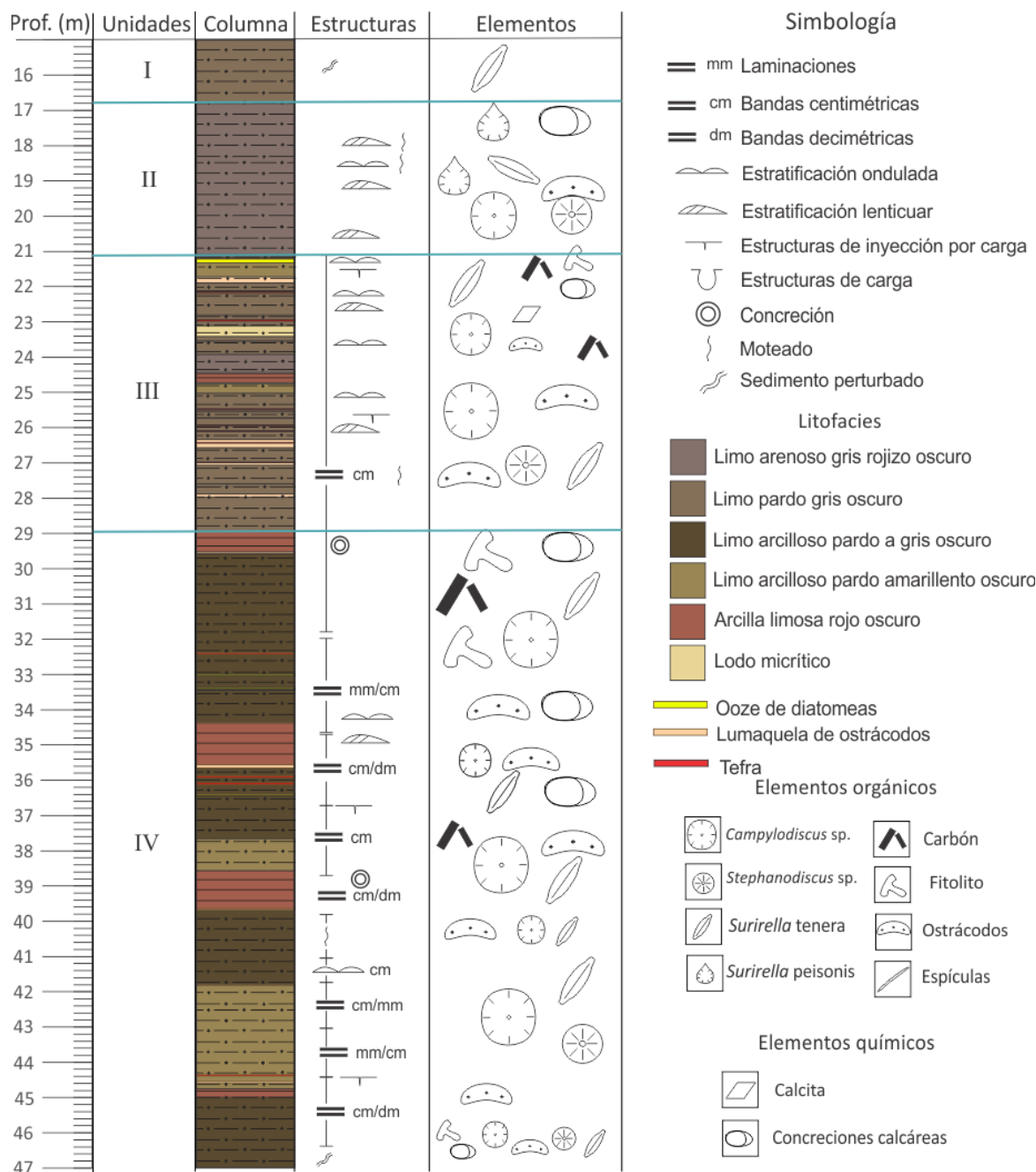


Figura 4.1: Litología, estructuras sedimentarias y componentes de la secuencia XOC16. Los géneros de diatomeas indicados son los mas comunes observados en los frotis, si bien no los únicos.

Tabla 4.1: Principales rasgos sedimentológicos y mineralógicos de las facies sedimentarias definidas para la secuencia lacustre recuperada en el núcleo XOC16-1.

Facies			Rasgos sedimentológicos
Clásticas	Largo	Limo arenoso gris rojizo oscuro	Limo arenoso gris rojizo oscuro (2.5YR 3/1), con cristales de plagioclasa y anfíbol, con motas rojas, presenta cantidades moderadas de diatomeas y en menor proporción de ostrácodos, escasas concreciones de carbonatos ovoides con diámetros menores a 1 cm.
	Lpgo	Limo pardo grisáceo oscuro	Limo pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2-3/2), feldespático, masivo, con abundantes ostrácodos y concreciones de carbonatos, y contenido moderado a abundante de diatomeas.
	Larcpggo	Limo arcilloso pardo a gris oscuro	Limo arcilloso de pardo a gris oscuro (2.5Y 2.5/1-3/2), feldespático, en bandas de 1 a 5 cm y láminas entre 0.5 y 1 cm. Presenta cantidades moderadas a abundantes de diatomeas, y en menor proporción de ostrácodos.
	Larcpao	Limo arcilloso pardo amarillento oscuro	Limo arcilloso de pardo grisáceo oscuro a pardo amarillento oscuro (10YR 4/2-4/4), feldespático, con tenues bandas (<5 cm espesor) y láminas (<1 cm espesor). Los estratos forman una secuencia casi rítmica de láminas pardo oliva (2-5 mm espesor), bandas pardo amarillento oscuro (1-4 cm espesor) y bandas pardo gris (2-3 m espesor), que en conjunto dan el color pardo amarillento oscuro. Contiene cantidades moderadas a abundantes de diatomeas y ostrácodos, escasas concreciones de carbonatos y fragmentos de carbón.
	Arclo	Arcilla limosa rojo oscuro	Arcilla limosa rojo oscuro (2.5YR 2.5/2), masiva a bandeada, en estratos de 5-8 cm de espesor. Cantidades variables de componentes biogénicos en los que dominan diatomeas y en menor cantidad ostrácodos.
Volcanoclásticas	Cgrc	Ceniza gris claro	Ceniza fina a muy fina gris claro (10YR 5/1), en láminas de 0.5 a 1 cm de espesor. Por el índice de color se infiere son de composición félsica.
	Cgro	Ceniza gris oscuro	Ceniza fina a muy fina gris obscuro (2.5YR 5/1), en láminas y bandas de 0.5 a 3 cm de espesor. Por el índice de color se infiere son de composición máfica.
Biogénicas	Od	Ooze de diatomeas	Ooze de diatomeas gris pardo, masivo, en capas de 7 a 35 cm de espesor. Las especies presentes son <i>Surirella peisonis</i> y <i>Campylodiscus clypeus</i> , en menor proporción <i>Surirella tenera</i> , la fracción mineral está conformada por fragmentos de silicatos.
	Lo	Lumaquela de ostrácodos	Lumaquela de ostrácodos de pardo a gris oscuro (7.5YR 4/1-4/2), en bandas de 2 a 1 cm de espesor, con diatomeas y espículas de esponja. La fracción mineral está conformada por cristales de plagioclasa y ferromagnesianos de tamaño arena.
Químicas	Lm	Lodo micrítico	Lodo micrítico blanco (10YR 8/1) en láminas de 0.3-0.7 cm de espesor, constituidas de microcristales de carbonato de calcio, probablemente calcita.

4.2. Asociación de facies

Los resultados de los análisis realizados y las unidades litoestratigráficas se muestran en la figura (4.2), y en la tabla (4.2) los intervalos de estos resultados por unidad.

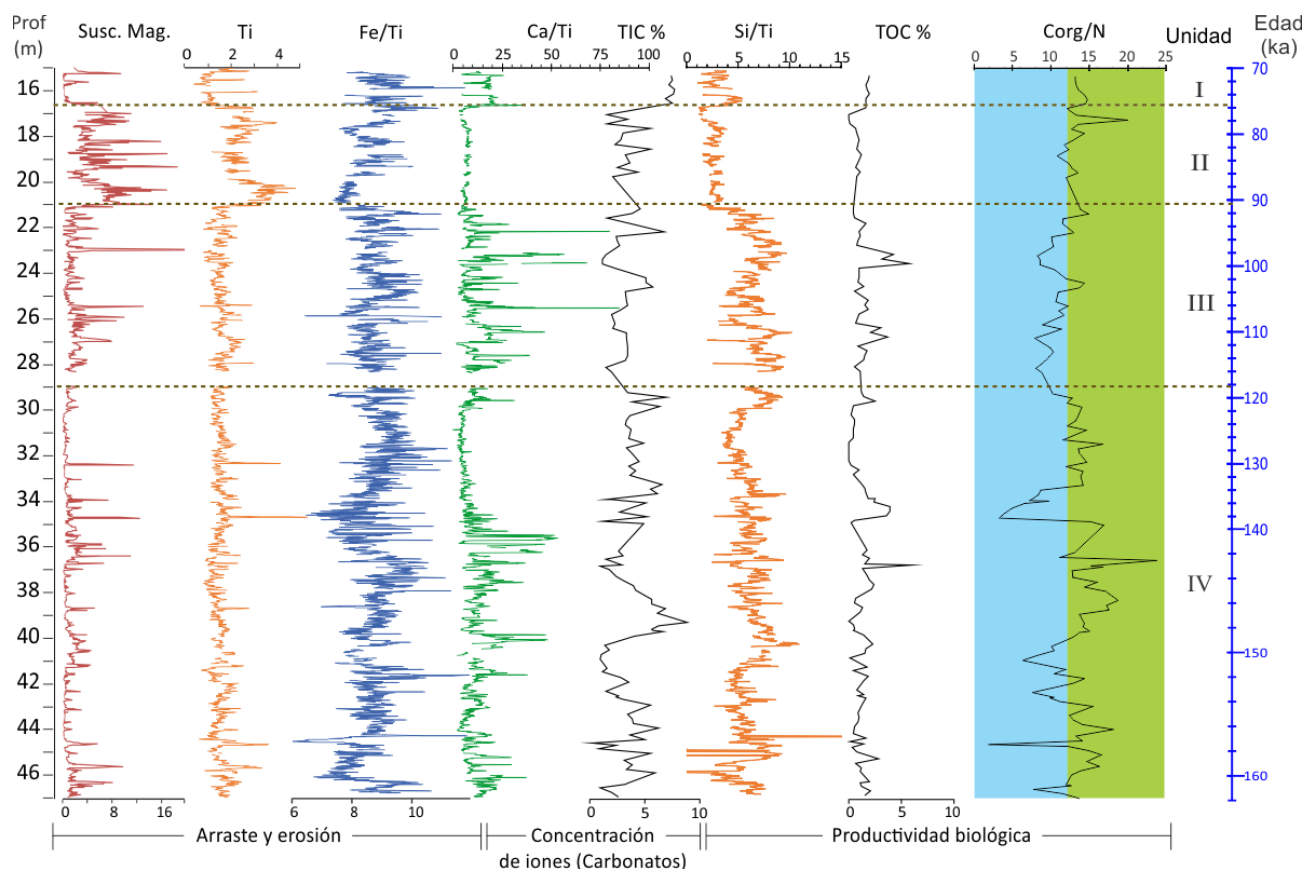


Figura 4.2: Perfiles geoquímicos. Indicadores elegidos para la reconstrucción paleoclimática de la secuencia XOC16-I. Los resultados de susceptibilidad magnética (κ) se encuentran en unidades 10^{-6} SI. Ti y las relaciones (Fe/Ti, Ca/Ti y Si/Ti) se muestran en conteos por segundo (cps). Corg/N en unidades adimensionales, las regiones verticales corresponden a los límites de acuerdo a Mayers y Teranes (2001). CIT y COT se encuentran en porcentaje. Del lado derecho se muestran las unidades divididas por líneas punteadas.

Tabla 4.2: Tabla comparativa de los valores promedio de los dos para la reconstrucción paleoclimática

Unidad	I	II	III	IV
κ	15.53-16.29	18.00-20.00	22.82-26.50	33.49-42.44
Ti	9067.50-12709.00	20571.25-31422.00	14248.00-18463.00	13535.25-17341.75
Fe/Ti	8.61-9.48	7.92-8.85	8.35-9.03	8.24-9.17
Ca/Ti	13.85-19.06	6.01-7.70	6.40-16.01	5.54-14.09
CIT	1.60-1.90	0.50-1.04	0.80-1.81	0.46-1.66
Si/Ti	2.42-3.75	2.24-3.09	5.56-7.52	4.98-6.81
COT	7.10-7.60	2.30-5.10	2.07-3.49	2.40-5.10
Corg/N	13.16-14.44	12.10-13.57	9.10-11.79	10.60-14.63

Unidades. κ 10^{-6} SI, Ti en cps, CIT y COT en %, cocientes Ca/Ti, Si/Ti, Fe/Ti y Corg/N son adimensionales.

Unidad IV (Prof 29-47 m)

Corresponde a la parte más profunda de la columna y es la unidad de mayor espesor, está compuesta de una secuencia casi rítmica de las facies Lpgo, Arclo y Larcpao (Figura 4.3), las cuales se encuentran dominadas por materiales clásticos finos, tales como limos arcillosos y arcillas limosas, y con frecuencia se encuentra la facies Lo entre ellas. En la parte inferior de la unidad (por debajo de 39.8 m de profundidad), la estructura del sedimento consiste en bandas que oscilan de centimétricas/decimétricas (entre 5 y 8 cm de espesor) a centimétricas/milimétricas (entre 5 y menos de 1 cm de espesor), y por arriba de 39.8 m de profundidad son únicamente centimétricas/milimétricas (Figura 4.4). Los planos de los estratos

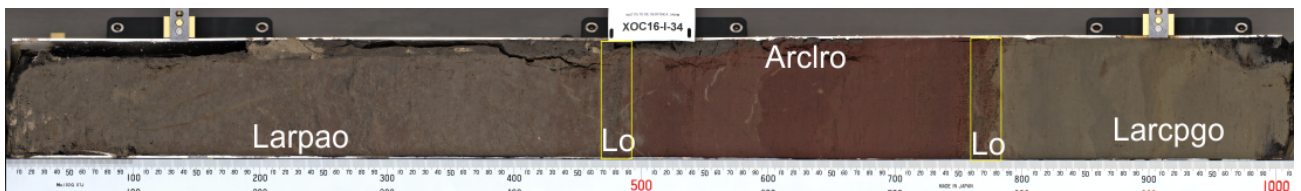


Figura 4.3: Núcleo XOC16-I-53 donde pueden observarse la secuencia Larpao, Arclo y Larcpgo entre las que se observa la facies Lo, los contactos son difusos y se muestra la contracción de los sedimentos por pérdida de agua en los costados del tubo.

son en general rectos y continuos, aunque localmente la estratificación es ondulada y lenticular. Los contactos entre las facies clásticas son graduales a lo largo de 2-3 cm, y entre las facies Larcpgo y Lo los contactos son rectos y abruptos. Localmente se observan estructuras de inyección por carga, asociados a depósitos de cenizas de caída (tefras) sobre sedimentos finos. En esta unidad se encuentran seis capas de tefras de espesores entre 3 y 5 cm.

En general la unidad muestra valores bajos de SM 68.55 a 147.48×10^{-6} SI con picos de hasta 1273×10^{-6} SI en las capas de ceniza, la relación Ca/Ti en general es alto en esta sección entre 5.54-14.09 y varía de manera cíclica siguiendo el patrón de la alternancia de sedimentos gruesos y finos, encontrándose los valores altos en las capas de sedimento más grueso (limo y

limo arenoso) y los valores más bajos en las facies Larcpgo, Larpao y Lo. La relación Si/Ti se comporta de manera similar a Ca/Ti pero con una variación menor en su amplitud. Por otra parte en las capas de sedimentos más finos se encuentran los valores de Corg/N por arriba de 10 mientras que los sedimentos más gruesos los valores son menores a 12.

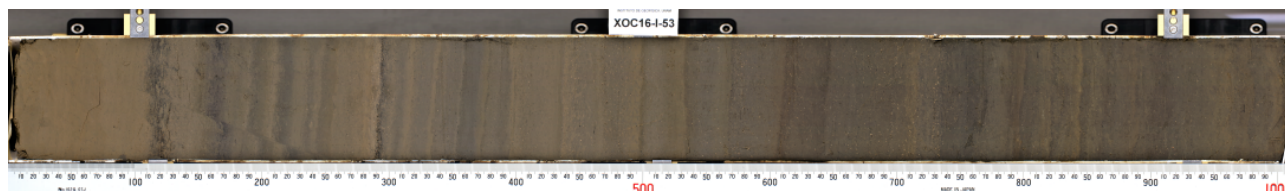


Figura 4.4: Núcleo XOC16-I-53, pueden observarse los sedimentos laminados de la facies Larcpao encontrados por arriba de 39.8 m de profundidad.

Unidad III (Prof 21.20-29 m)

Esta unidad presenta la mayor variedad de facies encontrada en toda la secuencia, y contiene el mayor espesor de depósitos biogénicos. Incluye las facies (de mayor a menor espesor acumulativo): Lpgo, Largro, Arclro, Larcpao, Lo, Od y Lm, (Figura 4.5) así como siete depósitos volcanoclásticos. Las facies biogénicas, Lo Od, constituyen el 14 % del espesor total de la unidad, y de ellas el mayor espesor corresponde a la primera, si bien las diatomeas son un componente abundante en todas las facies de la unidad. Los estratos son comúnmente irregulares, con contactos abruptos a difusos. En la parte inferior los estratos forman bandas centimétricas, localmente con secciones moteadas, y por arriba de 26.2 m de profundidad es común la estratificación ondulada y lenticular. Existen estructuras de inyección por carga, al igual que la unidad inferior asociados a depósitos de tefras sobre sedimentos finos. La susceptibilidad de esta unidad se encuentra entre $83.96-221.33 \times 10^{-6}$ SI con picos de hasta 3745.9×10^{-6} SI en las tefras, la relación Si/Ti es la más alta de la columna con valores entre 5.56-7.52, mientras que el Ca/Ti es de los valores bajos entre 6.4-16.01, así como de CIT 0.46-1.66 y la relación Corg/N 9.1-11.79.

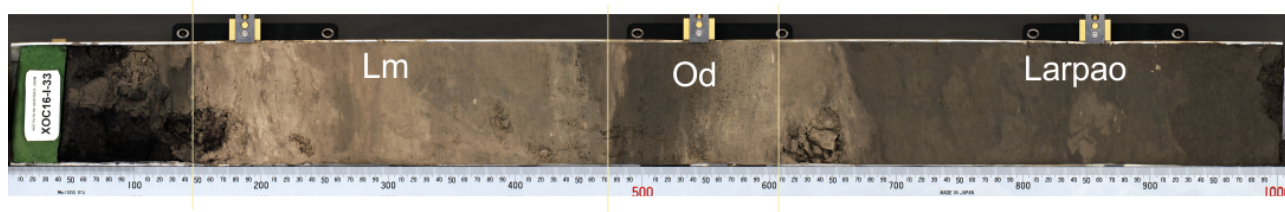


Figura 4.5: Núcleo XOC16-I-33 donde puede observarse la facies de Lodo micrítico (Lm) en láminas de 0.3-0.7 cm de espesor, seguido de la facies Od que se observa como sedimento arenoso y de la facies Larpao entre las que existen contactos abruptos.

Unidad II (Prof 16.4-21 m)

Es un paquete de la facies Largro (Figura 4.2), masivo y con estratificación lenticular y ondulada, con moteado frecuente. Los elementos biogénicos se componen principalmente de diatomeas, con presencia de algunos ostrácodos en su mayoría fracturados.

Esta unidad presenta los valores más altos de SM entre $307.87-733.63 \times 10^{-6}$ SI con valores que alcanzan 1895.9×10^{-6} mientras que el cociente de Si/Ti tiene los valores más bajos entre 2.24-3.09, los cuales pueden observarse en la Figura 4.2. El CIT se mantiene constante con valores bajos entre 0.5-1.04%, mientras que el Corg/N varía de 12.10-13.57.

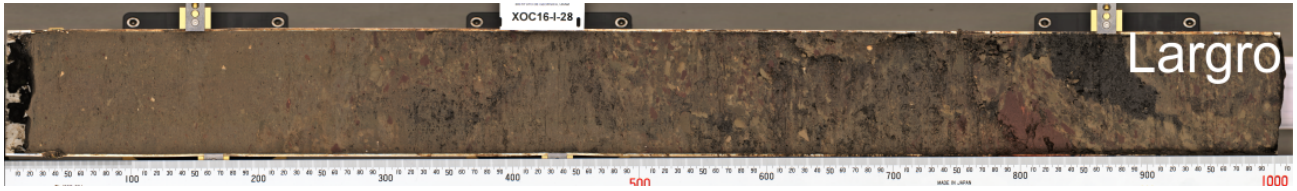


Figura 4.6: Núcleo XOC16-I-28 donde puede observarse la facies Largro que presenta concreciones de carbonatos y regiones en las que son comunes motas pardo rojizo.

Unidad I (Prof 15- 16.4 m)

Está constituida por un paquete masivo de la facies Largro altamente perturbado, con sedimento arenoso penetrante lateralmente, probablemente como consecuencia de la perforación. Presenta los valores más bajos de SM que van de 12.71 a 152.10×10^{-6} con picos de hasta 960.64×10^{-6} SI en las tefras, Si/Ti presentan pequeñas oscilaciones entre 2.42-3.75, así como de Fe/Ti con valores entre 8.61-9.48, por otro lado la relación Ca/Ti presenta valores altos entre 13.85-19.06, El COT tiene valores entre 7.1 y 7.6%, que son los valores más altos en toda la secuencia. Los valores de CIT son bajos 1.6-1.9%, y el Corg/N varía entre 13.16-14.44.

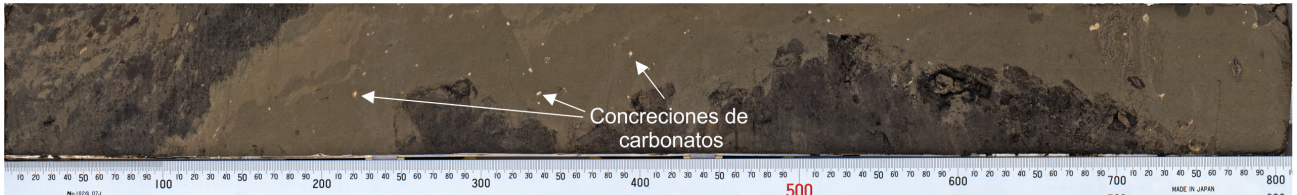


Figura 4.7: XOC16-I-25. Correspondiente a la profundidad 14.9-15.9 m la imagen muestra la facies Largro donde se observan concreciones de carbonatos y la penetración lateral de sedimentos arenosos, probablemente por la perturbación del sedimento original durante la perforación.

Capítulo 5

Análisis y discusión

5.1. Modelo de edad

Debido a que la secuencia descrita en este trabajo no cuenta con elementos que permitan una datación absoluta, se realizó una comparación entre la secuencia sedimentaria XOC16-I y las secuencias sedimentarias en las que existen fechamientos, dos de la Cuenca de Xochimilco (XOC16-II y XOC17-I) y otra de la Cuenca de Chalco (CHA08).

En un sitio a 2 m de distancia del sondeo XOC16-I, se perforó una secuencia corta de 2.47 m de longitud (XOC16-II), cuya temporalidad se estableció entre 5,000 y 18,000 años cal AP (Albarrán Santos, 2018; Ortega Guerrero et al., 2018). A 50 m del sitio de estudio del presente trabajo, se obtuvo la secuencia XOC17-I, en la que se fechó por ^{14}C un horizonte a 6 m de profundidad en ca. 35,000 años cal AP (Cruz Fitz, comunicación personal). Los hallazgos anteriores sugieren que la edad de los sedimentos analizados en este trabajo es más antigua que 35,000 años, y por tanto es muy poco probable que puedan ser fechados por ^{14}C , por lo que no se intentó datar materiales de este núcleo con ese método geocronológico.

A partir de una serie de núcleos perforados a una profundidad de 122 m en los sedimentos lacustres en la Cuenca de Chalco en la región sur de la Cuenca de México se obtuvo una columna estratigráfica que abarca los últimos ca. 150,000 años (Ortega-Guerrero et al., 2017). En esta secuencia (CHA08), se reconoció la presencia de sedimentos laminados entre 118 y 106 m de profundidad; por arriba de este nivel la estructura de los sedimentos cambia a bandas centimétricas y decimétricas, y posteriormente a sedimentos masivos (Figura 5.1). La edad de la transición a 106 m de profundidad se estima en ca. 130,000 años, que es el límite entre el Estadío Isotópico Marino 6 (EIM 6) y el EIM 5, de acuerdo a la cronología de Lisiecki y Reymo (2005). El intervalo de sedimentos laminados se caracteriza por bajos valores de Ca/Ti y por la dominancia de diatomeas de especies del género *Stephanodiscus*, características de aguas dulces y templadas a frías (Avendaño Villeda, 2017).

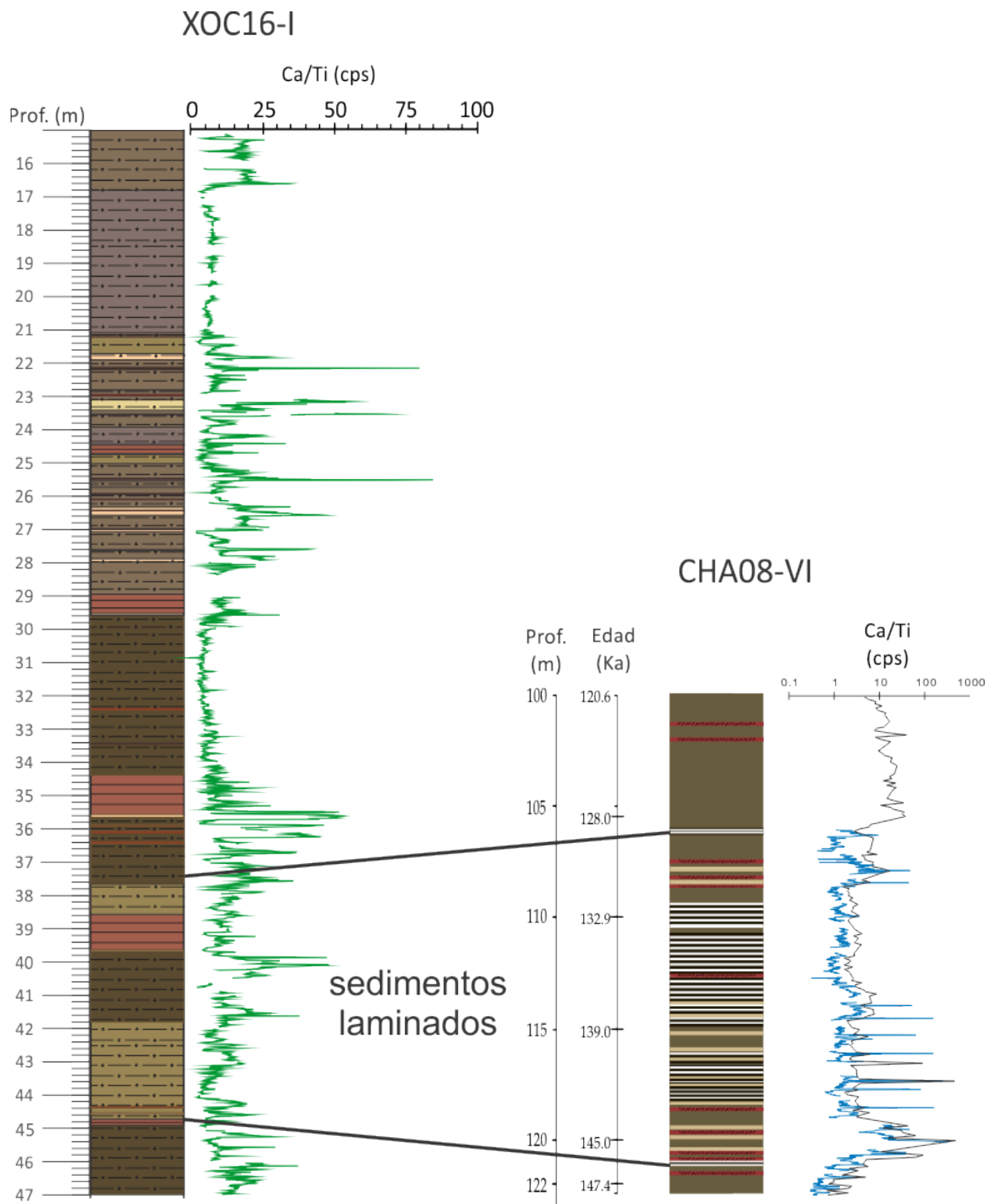


Figura 5.1: Comparación entre el registro de XOC16-I y CHA08 (Avendaño Villeda, 2017) a partir de la localización de sedimentos laminados y el registro de Ca/Ti para obtener el modelo de edad de la secuencia XOC16-I.

En el registro del sondeo XOC16-I, los sedimentos laminados se encontraron entre 44.8 y 39.8 m de profundidad, por arriba de esta profundidad también se reconoce el cambio en la estructura de los sedimentos a intercalaciones de bandas y láminas hasta 37.65 m de profundidad, y posteriormente masivos (Figura 5.1), a semejanza de lo identificado en los sondeos de CHA08. En este intervalo son también abundantes las diatomeas del género *Stephanodiscus*, así como son bajos los valores de la relación Ca/Ti (Figura 5.1). Por estas semejanzas, se considera en este trabajo que la edad del fin de la sedimentación laminar en XOC16-I (37.65 m de profundidad), podría corresponder temporalmente a una edad cercana a 130,000 años.

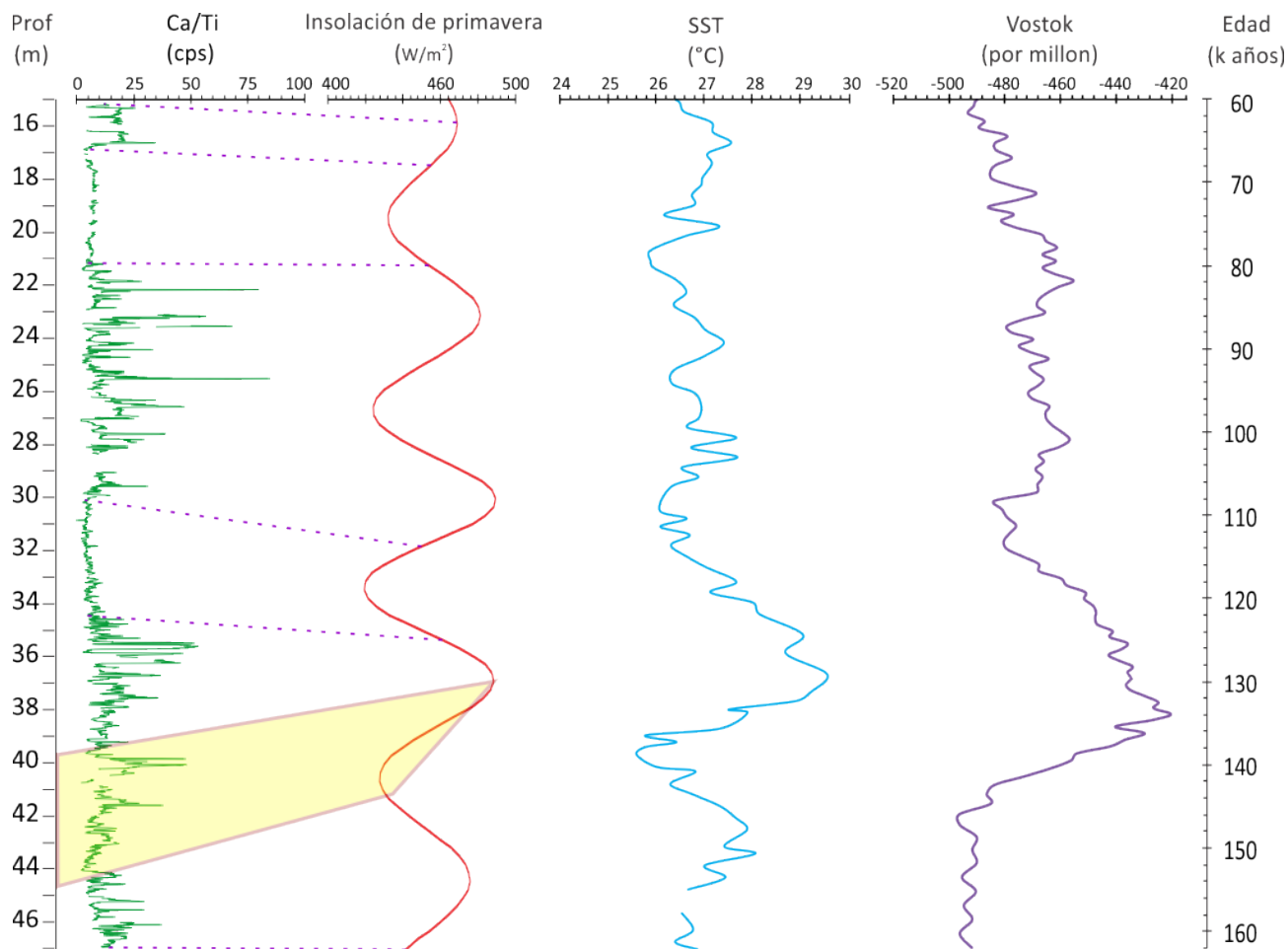


Figura 5.2: Registro de Ca/Ti de la secuencia XOC16-I ajustada a la escala temporal de la insolación de primavera promedio diaria a 20°N, al registro de paleotemperaturas superficiales del mar Caribe (SST) (Schmidt et al., 2006) y el delta de oxígeno medido en los núcleos de hielo de Vostok (Petit et al., 1999), en amarillo se marca la sección de los sedimentos laminados entre 44.8 y 39.8 m de profundidad.

Un intento de determinar la temporalidad de los registros sedimentarios consiste en comparar algún indicador o conjunto de indicadores climáticos con ciclos astronómicos, cuya periodicidad es bien conocida, ya que el impacto de los ciclos astronómicos en el clima de la Tierra se registra en sistemas sedimentarios terrestres y marinos. A la comparación de registros sedimentarios con ciclos astronómicos para la construcción de escalas temporales se le denomina “tuning”.

En los registros lacustres de Chalco se ha propuesto que el aumento en la relación Ca/Ti está asociado a condiciones de mayor evaporación y mayor concentración iónica en el cuerpo

lacustre, resultado de una mayor insolación durante la primavera boreal, que es cuando en el centro de México se presentan las más altas temperaturas en el año (Lozano-García et al., 2015; Ortega-Guerrero et al., 2017; Avendaño-Villeda et al., 2018).

Con base en lo anterior, se realizó la comparación de la relación Ca/Ti con la curva de insolación de primavera para la latitud 20°N (Laskar et al., 2004) (Figura 5.2). En esta comparación, y considerando que los bajos valores de Ca/Ti de los sedimentos laminados pueden corresponder a la etapa final del EIM 6, se estima que esta sección tiene una edad aproximada de 148,000 a 135,000 años, que es la edad del decremento en la curva de insolación de primavera boreal cuyo mínimo está centrado en 142,000 años. (p.e. Imbirie et al., 1984).

De esta manera, se estima que el máximo de Ca/Ti entre 37.6-34.7 m de profundidad, corresponde al máximo de insolación entre ca. 135,000-125,000 años (Figura 5.2). Los máximos de Ca/Ti entre 30 y 21.2 m de profundidad podrían abarcar los dos máximos de insolación entre 113,500 y 80,000 años. Las edades de la base y de la cima de la secuencia analizada son más inciertas de estimar, pero ésta podría abarcar entre ca. 162,000 y 63,000 años.

Las variaciones en la relación Ca/Ti son así mismo correlacionables con los registros de paleotemperaturas del sitio LR04 en el Caribe (Schmidt et al., 2006) y con los núcleos de hielo Vostok (Petit et al., 1999) (Figura 5.2). De acuerdo a la temporalidad de los estadios isotópicos marinos (EIM) definida por Lisiecki y Reymo (2005), la secuencia XOC16-I podría abarcar desde la parte media del EIM 6, el EIM 5 y el inicio del EIM 4.

5.2. Historia deposicional

5.2.1. Unidad IV (Prof. 29- 47 m).

Los sedimentos recuperados a mayor profundidad que corresponden a los sedimentos más antiguos, muestran un conjunto de condiciones que se repitieron de manera casi regular a lo largo de varias decenas de milenios. La base de la secuencia estimada en el modelo de edad es ca. 162,000 años AP, lo cual correspondería a la parte media del EIM 6 (191,000 a 130,000 años AP). La secuencia de eventos que se repitió en varios ciclos se describe a continuación.

a). Los análisis geoquímicos en los sedimentos de la facies Larcpgo muestran valores altos en la relación Fe/Ti, lo que puede indicar que los sedimentos se acumularon inicialmente en un ambiente lacustre de baja energía, por otra parte, los valores de Corg/N se mantienen entre 11 y 18 que caracteriza la presencia de vegetación tanto acuática como terrestre. La formación y preservación de la estratificación (bandas centimétricas) sugieren la presencia de un lago estratificado, relativamente profundo. La preservación de las bandas, el tono oscuro del sedimento y la conservación de la materia orgánica, indican un ambiente de depósito de baja energía y escasa o nula bioturbación, con características anóxicas en la interfase agua/sedimento (Figura 5.3a).

b) Posteriormente, en la fase tardía del depósito de la facies Larcpgo, ocurrió un aumento en los cocientes de Ca/Ti, Si/Ti y COT lo que sugiere un aumento en la erosión que también se infiere por el cambio a una estratificación en bandas centimétricas/decimétricas y el aumento en concentración iónica del agua que dio lugar a la precipitación de carbonatos (principalmente

calcita), así mismo los valores de Corg/N disminuyeron lo que indica una disminución en el aporte de materia orgánica terrestre (Figura 5.3b). Estas características indican la disminución en el nivel lacustre y un cambio a zonas de aporte más cercanas a la orilla. Las condiciones anóxicas en el fondo del lago pudieron resultar de la estratificación del cuerpo de agua inducido por una mayor salinidad en el hipolimnion.

c) En la facies arcilla limosa rojo oscuro (Arcro) disminuye el cociente Si/Ti y aparece la facies lumaquela de ostrácodos (Lo) lo que puede indicar indican una regresión progresiva que modificó el ambiente de depósito a una zona proximal. En este ambiente existió aporte moderado de detritos y el cambio en el estilo de la estratificación de láminas y bandas centimétricas por el desarrollo de bandas decimétricas onduladas y lenticulares o estratos masivos. Tanto la estructura del sedimento como el tono rojo indican la conversión del fondo en óxico y un cuerpo de agua más salobre, y por tanto la existencia de un lago más somero. En estas facies los ostrácodos fueron los principales productores de carbonato biogénico, que llegaron a formar lumaquelas, y que posteriormente fueron retrabajados por la acción de corrientes que también desarrollaron la estratificación ondulada y lenticular (Figura 5.3c).

d) El depósito de la facies limo arcillosos pardo amarillento oscuro (Larcpao) marca el retorno a facies más distales indicado por la disminución en los cocientes Ca/Ti y Si/Ti así como del aumento en el COT, con escaso aporte de detritos y el desarrollo y preservación de láminas. El aporte externo de partículas clásticas fue limitado, probablemente por la combinación de la presencia de vegetación litoral y una reducida escorrentía (Figura 5.3d).

Durante el tiempo de depósito de esta unidad, los eventos de sedimentación tuvieron diferente intensidad. En la base de la secuencia, entre ca. 162,000-148,000 años, prevalecieron condiciones de un lago relativamente poco profundo semejantes a la fase 2 arriba descrita (Figura 5.3b). Entre 148,000 y 142,000 años AP, fue dominante la sedimentación laminada de las facies Larcpao y Larcpgo, que sugieren la existencia del lago de mayor profundidad. Posteriormente y hasta ca. 135,000 años AP, domina la sedimentación de las facies Arcro y Lo, que indican una disminución en el nivel del lago, seguidas por un breve retorno a niveles más profundos durante la sedimentación de la facies Larcpao hasta ca. 135,000 años AP.

Los ciclos de sedimentación inferidos en la secuencia rítmica arriba descrita fueron alterados a partir de ca. 135,000 años AP (37.65 m de profundidad). Si bien continuó la alternancia de las facies, la estratificación es más gruesa y las concentraciones iónicas mayores indican un aumento marcado en la evaporación, y un resultante balance P/E más negativo (Figura 4.2). Estas condiciones prevalecen entre ca. 135,000 y 125,000 años AP, que corresponde a la transición del EIM 6 (frío) al EIM 5.5 (cálido) (Lisiecki y Reymo, 2005). Entre 125,000 y 113,000 años AP, el cambio a la sedimentación dominada por la facies Larcpgo y la preservación de la estratificación sugieren el retorno a condiciones templadas y a la recuperación en el nivel lacustre, que corresponden al cambio del EIM 5.5 al EIM 5.4 (relativamente templado).

5.2.2. Unidad III (Prof 21.20-29 m).

El contraste entre las características sedimentológicas de las facies que conforman esta unidad indica la existencia de variaciones de periodo relativamente corto en el ambiente de depósito. Cambios en κ y en las relaciones Fe/Ti, Ca/Ti y Si/Ti, y en COT indican fluctuaciones entre niveles lacustres relativamente más altos, caracterizados por un bajo aporte de detritos, mayor

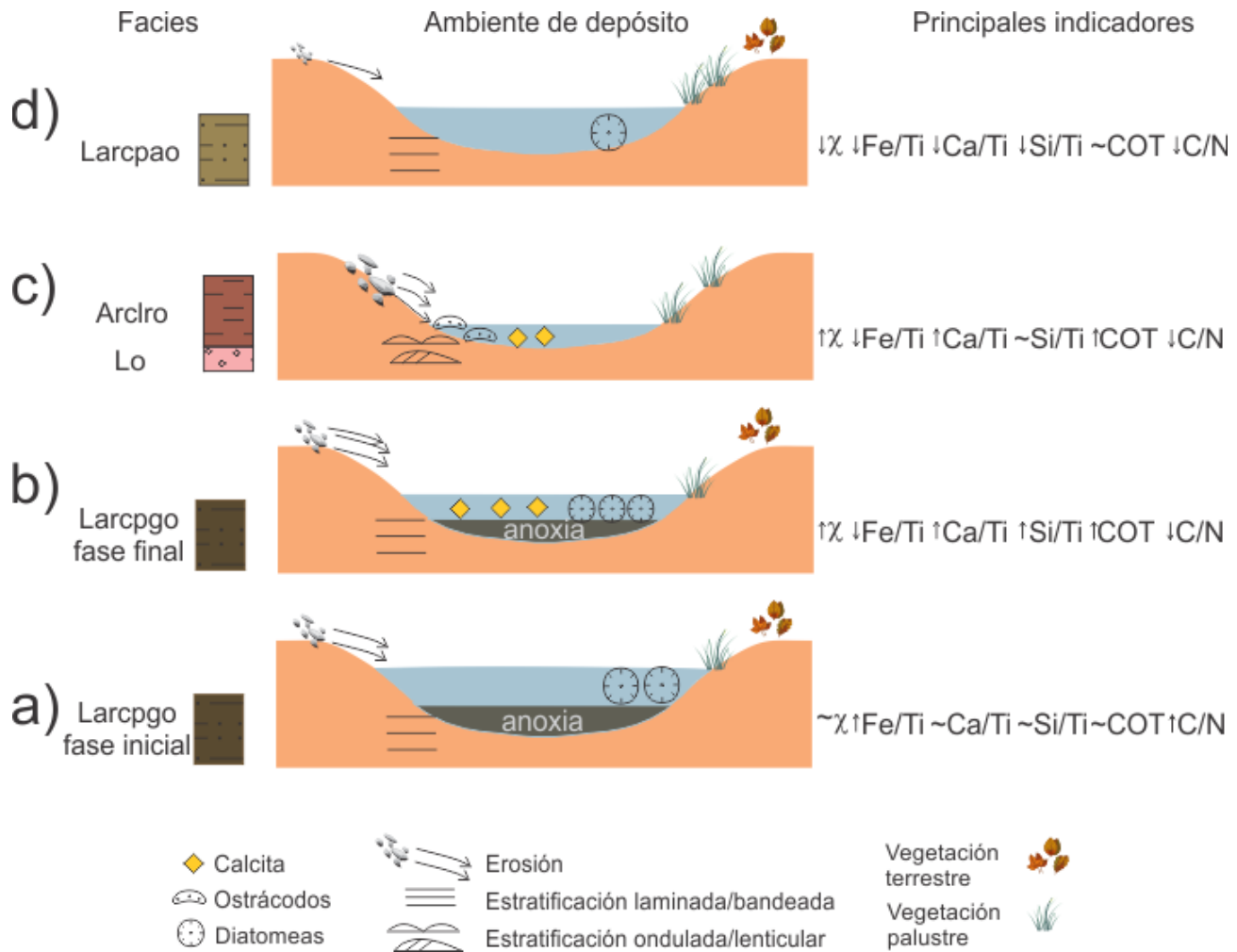


Figura 5.3: Modelo de depósito para las facies de la unidad IV (162,000-113,000 años). a) Fase inicial de la facies Larcpg. Ambiente de baja energía con vegetación terrestre y acuática, se sugieren la presencia de un lago estratificado, relativamente profundo, donde existía escasa o nula bioturbación con características anóxicas en la interfase agua/sedimento. b) Fase tardía del depósito de la facies Larcpg. Disminución en la vegetación terrestre y el aumento en concentración iónica del agua, con precipitación de carbonatos, disminución en el nivel lacustre y condiciones anóxicas en el fondo del lago. c) Facies Arclo y Lo. Existió un cuerpo de agua más somero y salobre con aporte moderado de detritos, propiciando la proliferación de ostrácodos en el fondo óxico. d) Facies Larcpar. Escaso aporte de detritos, probablemente por la combinación de la presencia de vegetación litoral y una reducida escorrentía.

preservación de la materia orgánica y las estructuras bandeadas resultado de condiciones anóxicas (Figura 5.4a), y niveles lacustres bajos en los que ocurrió un mayor arrastre de detritos, aumento de sílice biogénico y en la concentración iónica que dio como resultado la formación de ooze de diatomeas y la acumulación de carbonatos, que temporalmente favoreció el desarrollo de lodo micrítico y lumaquelas de ostrácodos. La presencia de bandas continuas y lenticulares en los sedimentos sugiere un ambiente tranquilo con episodios de alta energía que disturbaron la estratificación (Figura 5.4b). En esta unidad los depósitos de la actividad volcánica explosiva probablemente contribuyeron al florecimiento de las diatomeas y la precipitación de carbonatos. Esta unidad abarca parte del EIM 5.4, los EIM 5.3 (cálido) y EIM 5.2 (templado), y parte del EIM 5.1 (cálido).

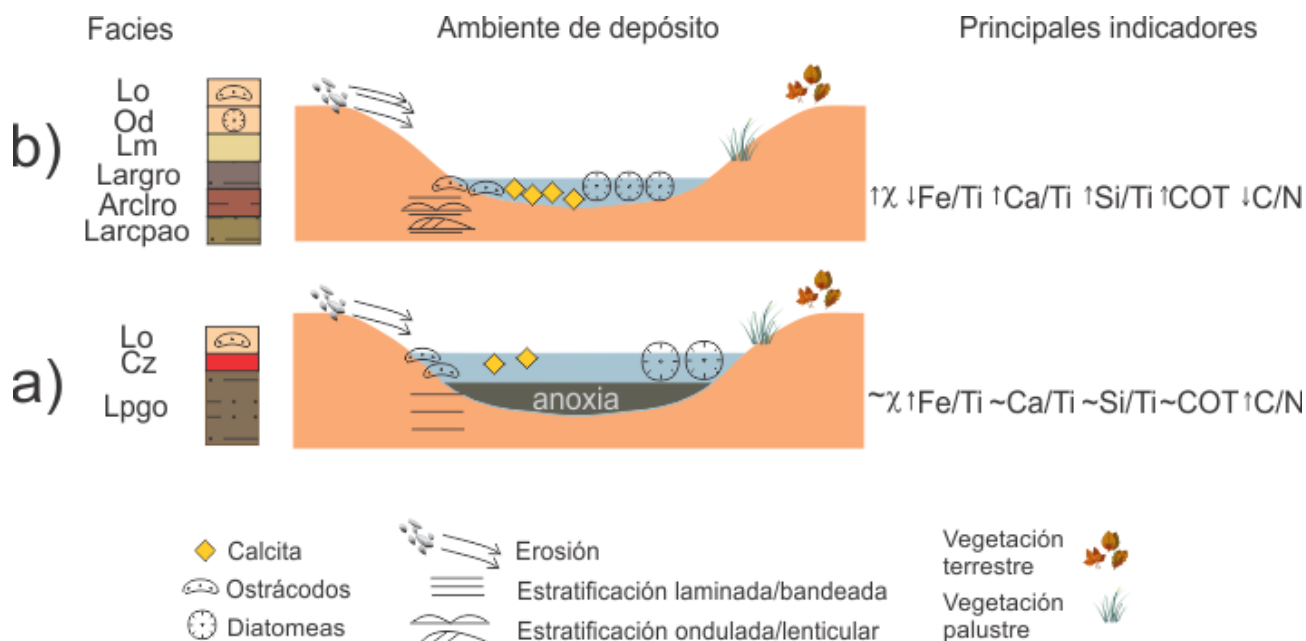


Figura 5.4: Modelo de depósito unidad III (113,000-80,000 años). a) Se sugieren fluctuaciones entre niveles lacustres relativamente más altos, caracterizados por un bajo aporte de detritos, mayor preservación de la materia orgánica y condiciones anóxicas y niveles lacustres bajos en los que ocurrió un mayor arrastre de detritos, aumento de sílice biogénico y en la concentración iónica que dio como resultado la formación de ooze de diatomeas y la acumulación de carbonatos. b) Ambiente tranquilo con episodios de alta energía que disturbaron la estratificación.

5.2.3. Unidades II y I (Prof 15-21 m).

El cambio de la unidad III a la unidad II está marcado por un abrupto incremento en los indicadores de aporte clástico y susceptibilidad magnética (κ) y Ti, y la drástica disminución de la mayor parte de los indicadores geoquímicos analizados (Fe/Ti, Ca/Ti, Si/Ti). La facies presente en la unidad II es el limo arenoso gris rojizo oscuro (Largro), y en ella la materia orgánica, de origen lacustre, presenta relativamente altos valores lo que sugiere el florecimiento de algas no silíceas. La estructura mayormente masiva del sedimento, en el que se preservó pobremente una estratificación ondulada y lenticular, con contactos abruptos e irregulares, así como la presencia de moteado, indica que el depósito tuvo lugar en un ambiente con abundante bioturbación, con lixiviación y ocasional exposición subaérea. Estas características sugieren la

existencia de un ambiente de depósito palustre, con influencia de vegetación acuática (Figura 5.5a). La temporalidad de esta unidad se estima de 80,000 a 68,000 años AP, que corresponde al fin del EIM 5.1 y la transición al EIM 4.

El contacto de la unidad II con el limo pardo gris oscuro (Lpgo) de la unidad I es muy irregular, probablemente por efecto de la perturbación de los sedimentos durante la perforación. En este depósito Lpgo no se observa ninguna estratificación, y los indicadores geoquímicos señalan un claro cambio en las características del ambiente de depósito. La disminución en el aporte de detritos, el incremento en Fe/Ti, Ca/Ti, Si/Ti y el COT que alcanza los valores más altos en toda la secuencia, revelan la recuperación del cuerpo lacustre, transformado a un lago somero de aguas relativamente concentradas, con condiciones anóxicas y la proliferación de materia orgánica de origen acuático (Figura 5.5b). Este cambio abrupto en las condiciones ambientales entre la unidad II y la unidad I se considera que representa el establecimiento de las condiciones secas del EIM 4 (71,000 a 57,000 años AP).

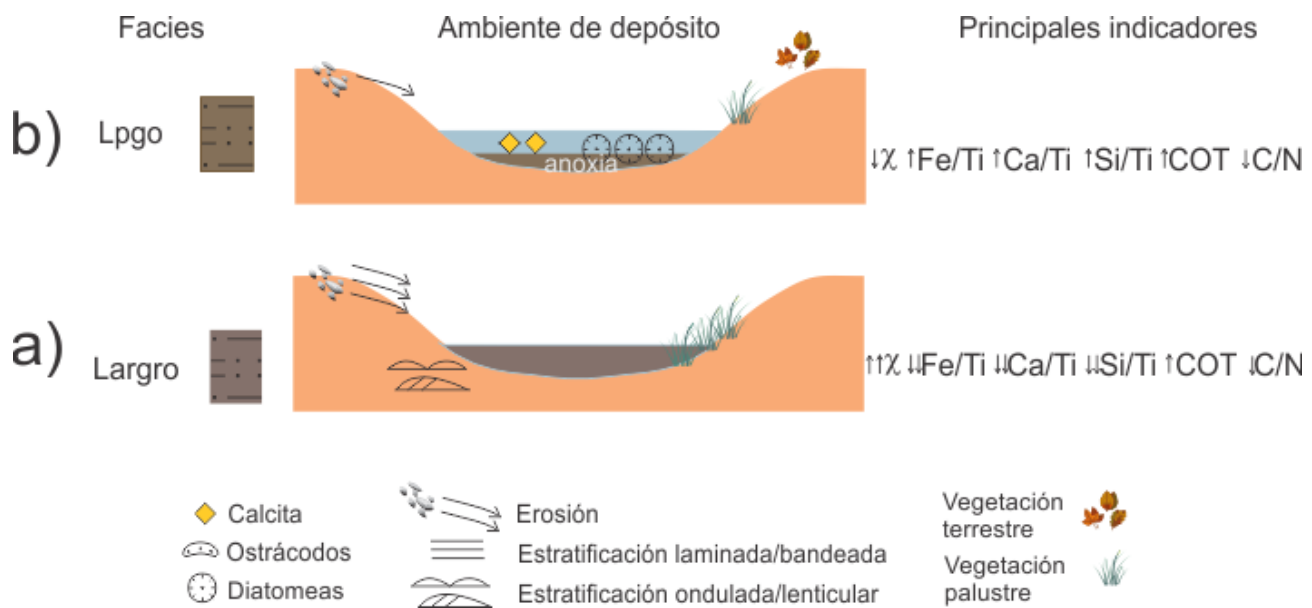


Figura 5.5: Modelo de depósito unidad II y I. (80,000-68,000 años). a) Se sugiere un ambiente de depósito palustre, con influencia de vegetación acuática y abundante bioturbación, con lixiviación y ocasional exposición subaérea. b) Lago somero de aguas relativamente concentradas, con condiciones anóxicas y la proliferación de materia orgánica de origen acuático.

Capítulo 6

Conclusiones

La secuencia sedimentaria recuperada en el depocentro del lago de Xochimilco en el sondeo XOC16-I entre 15 y 47 m de profundidad, está formada mayormente por sedimentos clásticos en los que domina el limo de color pardo y gris, con cantidades variables de arcilla y arena, presentes de forma masiva o en bandas y láminas de 8 a <1 cm de espesor.

Se identificaron diez facies sedimentarias en la secuencia lacustre, las cuales fueron descritas a partir de sus principales rasgos sedimentológicos y mineralógicos. Estas facies se agruparon en cuatro categorías de acuerdo a sus componentes principales: clásticas, volcaniclásticas, biogénicas y químicas.

La secuencia se dividió en cuatro unidades litoestratigráficas a partir principalmente de sus componentes, pero también de las variaciones de los parámetros analizados.

La edad de la secuencia se estimó con base en la correlación de un conjunto de sedimentos laminados descritos en el registro del lago de Chalco CHA08 y los encontrados en el registro de XOC16-I, así como de la comparación del registro de Ca/Ti con la escala temporal de la insolación de primavera y los registros de paleotemperaturas superficiales del mar Caribe y del delta de oxígeno en los núcleos de hielo de Vostok.

Se estima que el intervalo temporal de la secuencia sedimentaria recuperada es de ca. 63,000 a 162,000 años, abarcando desde la parte media del EIM 6 hasta el inicio del EIM 4.

A partir de las variaciones de las características litológicas y los parámetros analizados se infirieron las variaciones paleoambientales.

Los depósitos más antiguos recuperados muestran una secuencia rítmica en la sedimentación que indica variaciones en el nivel lacustre, en la concentración iónica del cuerpo de agua, en la intensidad de la erosión y en la vegetación terrestre y acuática.

La repetición de esta secuencia se interpreta como fluctuaciones de un lago estratificado relativamente profundo con fondo anóxico y poco aporte de detritos, a un lago somero con fondo óxico, de aguas con mayor concentración iónica, y con mayor aporte de detritos.

En la base de la secuencia, entre ca. 162,000-148,000 años (EIM 6), prevalecieron condiciones de un lago relativamente poco profundo, con una disminución en la vegetación terrestre y el

aumento en la concentración iónica del agua que dio lugar a la precipitación de carbonatos. Las condiciones anóxicas en el fondo del lago pudieron resultar de la estratificación del cuerpo de agua inducido por una mayor salinidad en el hipolimnion.

Entre ca. 148,000 y 142,000 años prevaleció un lago relativamente profundo, estatificado y de fondo anóxico cuya característica más sobresaliente es la preservación de la estratificación laminada, que disminuye de nivel posteriormente.

La transición del EIM 6 (frío) al EIM 5.5 (cálido) se ve marcada por el cambio en el estilo de la sedimentación de la secuencia rítmica entre ca. 135,000 y 125,000 años, donde pasa a una estratificación más gruesa y con concentraciones iónicas mayores que indica un aumento marcado en la evaporación.

Entre ca. 125,000 y 113,000 años la sedimentación dominada por la facies Larcpgo y la preservación de la estratificación que sugiere el retorno a condiciones templadas y a la recuperación en el nivel lacustre, que corresponde al cambio del EIM 5.5 al EIM 5.4 (relativamente templado).

Entre ca. 113,000-80,000 años periodo que abarca parte del EIM 5.4, los EIM 5.3 (cálido) y EIM 5.2 (templado), y parte del EIM 5.1 (cálido), existieron variaciones de periodo relativamente corto en el ambiente de depósito, fluctuaciones entre niveles lacustres relativamente más altos, con un bajo aporte de detritos, mayor preservación de la materia orgánica y condiciones anóxicas y niveles lacustres bajos con mayor arrastre detrítico, aumento de sílice biogénico y en la concentración iónica que dio como resultado la formación de ooze de diatomeas y la acumulación de carbonatos.

Durante el fin del EIM 5.1 y la transición al EIM 4 (frío), entre ca. 80,000 a 68,000 años, predominó un ambiente de depósito palustre, con influencia de vegetación acuática y abundante bioturbación, lixiviación y ocasional exposición subaérea.

Entre ca. 80,000 años y la cima de la secuencia (ca. 63,000 años), se infiere la existencia de un lago somero, de aguas relativamente concentradas, condiciones anóxicas y la proliferación de materia orgánica de origen acuático, el cual se considera que representa el establecimiento de las condiciones secas del EIM 4.

Este trabajo es una contribución importante en la reconstrucción de las condiciones paleoambientales para la Cuenca de Xochimilco, que complementa los estudios previos llevados a cabo en la zona.

Bibliografía

1. Albarrán Santos M.A. 2018. Historia paleoambiental de la cuenca de Xochimilco entre ca. 18 y 5 ka cal AP: magnetismo ambiental y geoquímica aplicados a la paleolimnología. Tesis licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 87 pp.
2. Arce, J.L., Cervantes, K.E., Macías, J.L., Mora, J.C., 2005, The 12.1 ka Middle Toluca Pumice: A dacitic Plinian-subplinian eruption of Nevado de Toluca in Central Mexico: *J Volcan Geoth Res* 147 (1–2), 125–143.
3. Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J.C., Benowitz, J.A., Macías, J.L., Ramírez-Espinosa, J., 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism. *Bull. Volcanol.* 75 (12), 774.
4. Avendaño-Villeda D.A, Caballero M., Ortega-Guerrero B., Lozano-García S., Brown E. 2018. Condiciones ambientales a finales del Estadio Isotópico 6 (EI 6: gt; 130000 años) en el centro de México: caracterización de una sección de sedimentos laminados proveniente del Lago de Chalco.
5. Avendaño-Villeda D.A., 2017. Reconstrucción paleolimnológica en el registro del lago de Chalco durante la transición del Estadio Isotópico Marino 6 a 5 (MIS 6 a MIS 5). Tesis licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 93 pp.
6. Bando Murrieta U., Garrido A., Altamirano del Carmen M.A., y Martínez Fernández J., 2010. Proyecciones de cambio climático para las cuencas de México, en: *Las cuencas hidrográficas de México. Diagnóstico y priorización* (ed. H. Cotler). INECC, SEMARNAT.
7. Bloomfield, K., Valastro, S., 1977, Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, Central Mexico: *Overseas Geology and Mineral Resources*, 46, 15 p.
8. Bradbury, J.P., 1989, Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de México: *Quat Sci Rev*, 8 (1), 75–100.
9. Bradbury, J.P., 1997. Sources of glacial moisture in Mesoamerica. *Quat Int* 43/44, 97-110.
10. 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 p.

11. Caballero, M., Lozano-Garcia, M.S., Vazquez, L., Ortega, B., 2010. Evidencias de cambio climático y ambiental en los registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 62, 359-377.
12. Caballero, M., Ortega, B., 1998, Lake levels since about 40000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City: *Quat. Res.*, 50 (1), 69–79.
13. 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 p.
14. Cohen, A.S., 2003, *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*: New York, Oxford University Press, 500 p.
15. Correa, A., Bush, M.B., Lozano, S., Sosa, S., 2013. Millennial-scale temperature change velocity in the continental northern Neotropics. *PLoS ONE* 8, e81958
16. Croudace, I. Rothwell, W. 2015. *Micro-XRF Studies of Sediment Cores, Applications of a non-destructive Tool for the Environmental Sciences*. New York: Springer.
17. Dearing, J. A., Dann, R. J. L., Hay, K., Lees, J. A., Loveland, P. J., Maher, B. A. y O'Grady, K. 1996. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophysical Journal International*, 124, 228–240 p.
18. Douglas, M.S.V., 2007, *Paleolimnology*, in Elias, S.A. (ed.), *Encyclopedia*
19. Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology* 63, 538–578.
20. Gómez-Tuena, Arturo, Orozco-Esquivel, Ma. Teresa, Ferrari, Luca. 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283 p.
21. Figueroa, M.G., Linares, F., Ferrara, M. J. y castro J. (ed.) *Manejo integral de la cuenca de Xochimilco y sus Afluentes*. UAMX. México; 103-111 p.
22. Fritz, S.C., 2008, *Deciphering climatic history from lake sediments*: Journal
23. Herrera, D., 2011, *Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del Cuaternario tardío en la cuenca de Chalco, México*: México, D.F., UNAM, tesis de maestría, 122 p.
24. INEGI 2001: http://www.inegi.org.mx/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/integracion/pais/aeum/2001/AEEUM%202001%20%28parte%201%29.pdf
25. Imbrie, John D; Hays, James D; Martinson, Douglas G; McIntyre, Andrew; Mix, Alan C; Morley, Joseph J; Pisias, Nicklas G; Prell, Warren L; Shackleton, Nicholas J 1984: Stacked and smoothed oxygen-isotope record as a function of age in the SPECMAP time scale (SPECMAPstack). PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.56063>
26. Laskar, J.; Robutel, P.; Joutel, F.; Gastineau, M.; Correia, A. C. M.; Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, v.428, p.261-285.

27. Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records: *Paleoceanography*, 20(1), 1-17.
28. Lozano-García, S., 1996. La vegetación Cuaternaria en el Centro de México: Registros Palinológicos e Implicaciones Paleoclimáticas. *Boletín de la Sociedad Botánica de México* 57, 79–102.
29. Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., 1994. Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 177–191 p.
30. Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico: correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99, 77–93 p.
31. Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Caballero, M., Urrutia, J., 1993. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research* 40, 332-342.
32. Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco lake, central Mexico: *Quaternary Research*, 40.
33. Lozano-García, M.S.; Ortega-Guerrero B.; Roy, P. D.; Beramendi-Orosco, L. amp; Caballero, M. 2015. Climatic variability in the northern sector of the American tropics since the latest MIS 3. *Quaternary Research*, Volume 84, Issue 2, 262-271 p.
34. Meyers, P. A. y Teranes, J. L. (2001). Sediment Organic Matter, en Last, W. M. y Smol, J. P. (Eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
35. Ortega, B., Lozano M.S., Caballero M., Herrera D.A. 2015. Historia de la evolución deposicional del lago de Chalco, México, desde el MIS 3. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 67(2), 185-201.
36. Ortega, B., Lozano M.S., Herrera, D., Caballero, M., Beramendi, L., Bernal, J. P., Torres, E., Avendaño, D. 2017. Lithostratigraphy and physical properties of lacustrine sediments of the last ca. 150 kyr from Chalco basin, central México, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 79, 2017, 507-524 p.
37. Ortega, B., Newton, A.J., 1998. Geochemical characterization of Late Pleistocene and Holocene tephra layers from the Basin of Mexico, Central Mexico. *Quat. Res.* 50, 90-106.
38. Ortega, B., Thompson, R., Urrutia, J., 2000. Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. *J. Quat. Sci.* 15, 127-140.
39. Ortiz D. 2007. "Fracturamiento en el acuitardo lacustre que cubre al acuífero regional de la ciudad de México: origen, dinámica e implicaciones". Tesis doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México, México.

40. Ortiz D., Ortega 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*, Instituto de Geografía, UNAM. 64; 26-42.
41. Pérez-Cruz, G.A., 1988, Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, 83 p.
42. 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*, 429-436 p.
43. Piovano, E., Ariztegui, D., Damatto-Moreira, S., 2002, Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (Central Argentina): A sedimentary model for a highly variable saline lake: *Sedimentology*, 49, 1371-1384.
44. Reyes Corona, I.Y. 2017. Estratigrafía y ambientes de depósito de los sedimentos del Pleistoceno Tardío de la cuenca de Xochimilco, México. Tesis de Licenciatura. Instituto Tecnológico Superior de Venustiano Carranza, Puebla.
45. 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 p.
46. Ruiz A. y López E.D., 2015. Estimación de la respuesta térmica de la cuenca lacustre del Valle de México en el siglo XVI: un experimento numérico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 67, 2, 215-225.
47. Ruvalcaba, A. Modelación matemática del comportamiento hidrogeológico de la zona lacustre de Xochimilco, México. Tesis de Maestría. México, D.F.: Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, 2009, 107 pp.
48. Schnurrenberger D., Russell J., Kelts K., 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components". *J. of Paleolimnology*, 29, pp. 141-154.
49. Schmidt, M. W., Vautravers, M. J., and Spero, H. J. 2006, Western Caribbean sea surface temperatures during the late Quaternary, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q02P10, doi:10.1029/2005GC000957. *transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227–283 p.
50. Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzner, J., 1996. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: past key to the future? *Geol.* 24, 399–402.
51. Siebe, C., Macías, J.L., 2004. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlan stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *Field Guide Penrose Conference Neogene–Quaternary Continental Margin Volcanism. Geol. Soc. Am.*, 78 pp.
52. Stein, R. 1991. Accumulation of organic carbon in marine sediments. *Springer-Verla, Berlin*, 34, 217 pp.

53. Torres R.E., Lozano-Garcia S., Priyadarsi R., Ortega B., Beramendi L., Correa Metrio A., Caballero M. 2015. Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands. *J. Quat. Sci.* 30 (1), 88-99.
54. Urrutia-Fucugauchi, J., Chávez-Segura, R.E., 1991, Gravity modeling of lake basin structure: the lakes of Xochimilco and Chalco, southern basin of Mexico (resumen), USA Society of Exploration Geophysicist Annual Meeting Proceedings, Expanded Abstracts Book, 61.
55. Victoria Cervantes, S. P. 2018. Geoquímica y propiedades magnéticas de los sedimentos lacustres de la subcuenca de Xochimilco y sus implicaciones paleoambientales. Tesis licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. 74 pp.
56. Weltje, G.J. and von Eynatten, H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology* 171, 1-11 pp.