



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Geología

Estratigrafía y análisis paleoclimático y paleoambiental del Cuaternario tardío en la cuenca de Xochimilco, centro de México.

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
Maestro en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A:

GUADALUPE VIANEY CRUZ FITZ

Director de Tesis:

Dra. Beatriz Ortega Guerrero

Instituto de Geofísica



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.

Agradecimientos

A la Dra. Beatriz Ortega Guerrero, directora de tesis; todo mi cariño y gratitud por su paciencia, sus consejos, su entrega al mostrarme y explicarme el mundo de los sedimentos lacustres. Gracias por haber dicho sí, cuando le pedí me incluyera en su grupo de estudiantes.

A los profesores Dres. Elsa Arellano Torres, Margarita Caballero Miranda, Ana Moreno Caballud y Lorenzo Vázquez Selem, por sus comentarios y sugerencias que mejoraron sustancialmente este trabajo. A todos ellos expreso mi profundo agradecimiento.

A la Dra. Socorro Lozano García, responsable del Laboratorio de Paleoecología, Paleoclimatología y Cambio Climático del Instituto de Geología de la UNAM, financiado por el proyecto UNAM-DGAPA PAPIIT IV100215, en donde se llevó a cabo la determinación de C y N y FRX, con ayuda de la Dra. Susana Sosa, del Biol. Martín Hernández Vásquez, del Lic. Marco Albán Albarrán Santos y del alumno Claudio Salinas Orta.

A la Dra. Ligia Pérez Cruz y a su alumna M.C. Mariana Sánchez del Laboratorio de Paleoceanografía y Paleoclimas del Instituto de Geofísica de la UNAM, por las facilidades brindadas para la medición de FRX.

A la Dra. Lizeth Caballero, por siempre mostrar disponibilidad para ayudarme con la descripción de tefras.

A los chic@s que estuvieron presentes en esta etapa de mi vida profesional: Sandy, Marcos, Lore, Aldrin, Maripili, Wen, Alex, Claudio, Rodrigo, Yos, Jorge, gracias a todos y cada uno de ustedes porque con su ayuda, también con sus pláticas y comentarios facilitaron y alegraron mis días en el laboratorio. De forma especial le doy las gracias sin orden de importancia a Diana, Yaz, Marco (men), Jhoana, Rubén (zuzu) y Pepe (tío), gracias por el apoyo en la identificación de diatomeas y sedimentos, así como en la preparación de muestras, también por los ánimos, las risas, las lágrimas y todo lo compartido, definitivamente mis días fueron mejores a su lado.

A mis compañeros de maestría Tanis, Luz, Ray, Liz, Paola y Angie, gracias por compartir días y noches de estudio, estrés, fiesta y risas (México los echa y echará de menos).

A la Sra. Aida Sáenz, gracias por estar en ese rinconcito con su sonrisa facilitándonos los trámites administrativos.

A Araceli Chamán, gracias por siempre estar al pendiente y tratar que todo marche en orden con nuestros trámites del posgrado.

La realización de esta tesis fue posible gracias al financiamiento de los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT IN107416 e IN105918. El CONACyT otorgó una beca para la realización de los estudios de maestría.

Dedicatoria

Gracias a Dios y la vida por darme la oportunidad de hacer algo bueno con mis días.

A la mujer que más amo y admiro en este mundo mi mamá, gracias por darme la vida, todo tu amor y apoyo, también por los regaños y consejos, ves... ¡¡ya la terminé (la tesis)!!. Te amo má.

A la persona que me ha mostrado más fortaleza y valentía cuando se trata de mí, mi papá, gracias por siempre apoyarme y confiar en mí, también por animarme a echarle ganas a todo lo que me proponga. Te amo pá.

A lo mejor que me han dado mis papás, mis hermanos, gracias por mostrarme que la vida es fuerte, pero siempre se puede salir adelante. Gracias por hacerme saber que siempre estaremos el uno para el otro y por apoyarme en mis ideas, aunque no les cuadren del todo.

A mi tío Alejo hasta el cielo, porque siempre “acarreábamos piedras” a la casa y me decías que yo iba a estudiar “las piedras”.

A mis sobrinos, que me han hecho mis días desde que llegaron a mi vida con sus “primeros pininos” hasta sus “descabelladas travesuras”.

A ti Daniel, por las aventuras que he compartido contigo, porque me escuchas y animas a seguir adelante con mis sueños. Sobre todo, porque mi vida es más bonita desde el momento que me tomaste de la mano ☺.

“Si hacemos el bien por interés seremos astutos, pero nunca buenos “.
Cicerón

Contenido

Agradecimientos	2
Dedicatoria	3
Resumen	6
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN	8
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	13
1.2 JUSTIFICACIÓN	14
1.3 HIPÓTESIS	15
1.4 OBJETIVOS	16
1.4.1 Objetivos generales	16
1.4.2 Objetivos específicos	16
1.5 LOCALIZACIÓN	17
CAPÍTULO II ÁREA DE ESTUDIO	18
2.1 CLIMA	18
2.2 GEOLOGÍA	21
2.2.1 Cinturón Volcánico Transmexicano	21
2.2.2 La Cuenca de México	24
2.2.3 La subcuenca de Xochimilco	28
2.2.4 Volcanismo explosivo en la parte sur de la Cuenca de México	31
CAPÍTULO III MARCO TEÓRICO	32
3.1 ANTECEDENTES	32
CAPÍTULO IV METODOLOGÍA	34
4.1 COLECTA DE SEDIMENTOS	34
4.2 DESCRIPCIÓN DE SEDIMENTOS	36
4.2.1 Descripción estratigráfica	36
4.2.2 Preparación de frotis / Identificación de unidades sedimentarias	37
4.3 ANÁLISIS FÍSICOS Y GEOQUÍMICOS	38
4.3.1 Susceptibilidad magnética	38

4.3.2	Análisis geoquímicos	38
4.3.2.1	Fluorescencia de Rayos X (FRX)	38
4.3.2.2	Determinación de C y N	40
4.4	CRONOLOGÍA	42
4.4.1	Fechaientos por ^{14}C	42
4.4.2	Tefracronología	43
CAPÍTULO V RESULTADOS		45
5.1	FACIES Y COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA XOCHIMILCO	45
5.2	ANÁLISIS GEOQUÍMICOS	60
5.3	CRONOLOGÍA Y MODELO DE EDAD	67
CAPÍTULO VI DISCUSIÓN		70
6.1	MECANISMOS DE FORZAMIENTO CLIMÁTICO Y CORRELACIÓN CON OTROS REGISTROS	80
CAPÍTULO VII CONCLUSIONES		90
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		94

Resumen

La cuenca del lago Xochimilco, ubicada en la parte sur de la Cuenca de México, representa un sitio ideal para aumentar el conocimiento de la historia deposicional y paleoclimática de la parte central de México durante el Cuaternario tardío. Es por ello que en el año 2017 se colectó una secuencia sedimentaria lacustre casi continua de 15.3 m de longitud.

A lo largo de toda la secuencia se realizaron análisis sedimentológicos macroscópicos como: textura, color, estructuras sedimentarias primarias. Al microscopio petrográfico se observaron los componentes sedimentarios que se agruparon en tres categorías: clásticos, biogénicos y autigénicos. Así mismo, se llevaron a cabo análisis geoquímicos que permitieron cuantificar algunos elementos mayores (Ti, Fe, K, Zr, Mn, Si, Ca, Sr) y medir las concentraciones de carbono orgánico total (COT), carbono inorgánico total (CIT) y nitrógeno (N). Con la cuantificación de los elementos mayores y de las concentraciones anteriores se calcularon las relaciones Mn/Ti, Si/Ti, COT/N, Ca/Ti. De igual forma, se obtuvo un registro casi continuo de datos físicos de susceptibilidad magnética.

A partir de las características sedimentológicas, estratigráficas y la composición de los sedimentos se identificaron 13 facies sedimentarias. Diez de ellas caracterizadas como facies clásticas; una facies volcánico-clástica representada por nueve depósitos de caída y/o retrabajados, en donde dos de ellos son marcadores tefraestratigráficos ampliamente documentados. Las facies biogénicas consisten de ooze de diatomeas y lumaquelas de ostrácodos. También están presentes ocasionalmente minerales autigénicos, como calcita (CaCO_3) y vivianita ($\text{Fe}^{+2,3}(\text{PO}_4)^2 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

La escala temporal de esta secuencia fue establecida a partir de un fechamiento indirecto, un fechamiento de radiocarbono y por la tefracronología de dos depósitos volcánicos de caída conocidos como Pómez Tutti Frutti (PTF) y Pómez Toluca Superior (PTS). Se estima que la secuencia sedimentaria analizada abarca el intervalo entre aproximadamente 78,500 y 5,000 años cal AP.

De acuerdo a las facies identificadas y el modelo de edad propuesto, se dividió la historia deposicional de la cuenca de Xochimilco en ventanas temporales de

acuerdo a la extensión de los estadios isotópicos marinos (MIS, *marine isotopic stage*) 1, 2, 3, 4 y final del 5. Se reconocieron una serie de fluctuaciones climáticas que alternan entre condiciones secas y relativamente más húmedas. Los periodos relativamente más húmedos corresponden a la transición MIS 5-MIS 4, parte inicial del MIS 3, la deglaciación (ca. 18,000 a 11,650 años cal AP), y en el Holoceno medio (entre ca. 7,400 y 5,000 años cal AP). Las condiciones más secas en el registro se infieren durante la mayor parte del MIS 4 (ca. 66,500 y 46,500 años cal AP), la parte final MIS 3 y la parte inicial del MIS 2 (ca. 46,500 a 27,500 años cal AP), durante el último máximo glacial (ca. 23,000 a 18,00 años cal AP), y posteriormente al depósito de la PTS (ca. 12,300 años cal AP) y durante el Holoceno temprano, hasta ca. 7,400 años cal AP.

Esta relación sugiere que las variaciones en la secuencia sedimentaria lacustre de la cuenca Xochimilco fue muy sensible a variaciones ambientales relacionadas con fluctuaciones climáticas globales de escalas milenarias, en particular a la insolación de primavera y verano, a la actividad volcánica (especialmente la explosiva) y el posible impacto de la actividad humana durante el Holoceno.

La secuencia de la subcuenca Xochimilco constituye un importante registro paleoclimático continuo en el centro de México que puede correlacionarse con cambios climáticos globales.

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

El periodo Cuaternario que abarca los últimos ~2.58 Ma (Comisión Internacional de Estratigrafía, 2018), es caracterizado por notables fluctuaciones climáticas entre climas fríos (glaciales) alternados con fases relativamente cálidas (interglaciales) (Fig. 1). Estas oscilaciones, han sido identificadas en diversos registros paleoclimáticos del mundo, por ejemplo, en las relaciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$, medidas en las testas de foraminíferos bentónicos presentes en los sedimentos marinos (p. ej. isla de San Andrés en Colombia, Paiba-García, 2016), en espeleotemas (p. ej. Mina de Naica en México, Gázquez et al., 2013) y en los núcleos de hielo colectados en los grandes casquetes (Antártida (p. ej. Federova. 2003 y Groenlandia (Dansgaard et al., 2004); así como en las variaciones del volumen de hielo existente en estos; también en las reconstrucciones de la insolación (p. ej. Paillard et al., 1996); en los registros de paleotemperaturas de la superficie del mar (p. ej. Las paleotemperaturas superficiales del mar Caribe (Schmidt et al., 2006) y en los patrones de circulación oceánica, a través de sondeos de sedimentos marinos y corales (Croudace et al., 2006); asimismo en sedimentos lacustres.

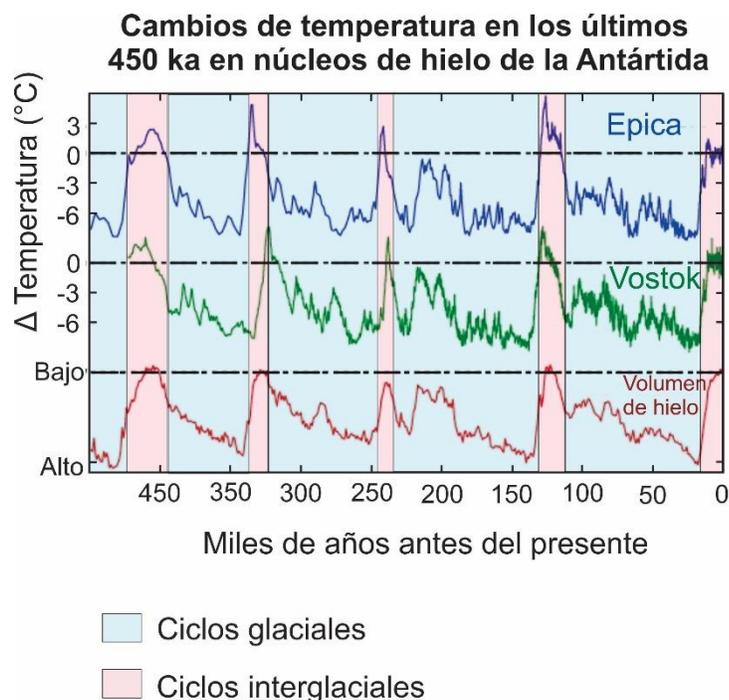


Figura 1.- Diagrama de las oscilaciones climáticas de periodos fríos (glaciales) y fases relativamente cálidas durante los últimos 450 ka A.P. Modificado de Federova, 2003.

Los cambios climáticos se pueden clasificar de acuerdo con su temporalidad como ciclos mayores y menores. Los ciclos mayores duran entre 10, 000 y 100,000 años y están influenciados por los parámetros orbitales: precesión de los equinoccios (23/19,000 años), inclinación del eje terrestre (~41,000 años) y la excentricidad de la órbita terrestre (~100,000 años) (Milankovitch, 1941). Por otra parte, los ciclos climáticos de menor duración, como son los milenarios, submilenarios, decadales e incluso de menor temporalidad son forzados por la dinámica interna del sistema climático y/o actividad solar, estos ciclos son relativamente cortos y pueden o no ser periódicos (por ejemplo, vulcanismo).

Algunos de los modos y eventos de variabilidad climática suborbital más estudiados de corta duración están determinados por la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Lamb y Pepler, 1987); los eventos Heinrich (Heinrich, 1998); los eventos Dansgaard-Oeschger (DO) (Dansgaard et al., 1993); el evento Bølling/Allerød. La NAO está relacionada a cambios sensibles en la velocidad promediada del viento, así como su dirección sobre el océano, y a cambios asociados en las trayectorias de las tormentas de invierno y sus efectos sobre el océano y la variabilidad atmosférica en el sector del Atlántico Norte (Lau y Nath, 1991). Los eventos Heinrich (H) son identificados en núcleos marinos por seis capas (H1-H6) con altas concentraciones de detritos transportados por hielo (de tamaño grande) durante el último ciclo glacial (Wisconsin), que en el Atlántico Norte son resultado de las descargas masivas de icebergs desde la capa de hielo Laurentide a través del estrecho de Hudson, y que tienen una duración entre 1,000 y 2,000 años. Los eventos H están vinculados a cambios climáticos fríos y abruptos en el hemisferio norte. Ocurrieron durante períodos de frío extremo en el Atlántico Norte, seguidos por rápidas tendencias de calentamiento. Una gran afluencia de agua derivada del hielo en el Atlántico Norte acompañó estos eventos, y parece que se produjo una importante reorganización de la circulación oceánica profunda (Hemming, 2004). Los eventos Dansgaard-Oeschger (DO), son oscilaciones del sistema climático, donde el clima cambió entre un clima glacial frío (estadial), que en ocasiones coincide con los eventos

Heinrich y un clima glacial "cálido" (interestadial). Tales eventos ocurrieron 24 veces durante el glacial Wisconsin (115-10,000 años AP) (Björck et al., 1998). La magnitud del calentamiento en Groenlandia se estima en aproximadamente 10-15 ° C, según los datos de los testigos de hielo de Groenlandia. Los registros de sedimentos oceánicos muestran una oscilación de 1,500 años (Bond y Lotti, 1995) durante el período glacial Wisconsin. Se considera que estos ciclos en algunas ocasiones pueden coincidir con los ciclos Bond (Bond y Lotti, 1995).

La última deglaciación (18,500-11,000 años) experimentó un calentamiento global natural y se vio afectada por varios cambios climáticos abruptos. Cambios particularmente notables ocurrieron en la región del Atlántico Norte donde el clima superficial experimentó enfriamiento durante el evento H1 (~17,000 años), seguido de un calentamiento abrupto llamado Bølling/Allerød (14,500 años). Este periodo cálido es interrumpido por tres períodos fríos: el Oldest Dryas (14,700-14,500 años) (en el norte de Europa), Older Dryas (13,800 años) y el Younger Dryas (12,900-11,650 años). Estos cambios climáticos abruptos fueron acompañados por grandes cambios en la circulación meridional del Atlántico (AMOC) (Liu et al., 2009).

Las variaciones en los niveles lacustres están asociadas a variaciones climáticas, por lo que pueden servir como registros de oscilaciones naturales a diferentes intervalos de tiempo (p. ej. interestacionales e interanuales, decadales, seculares, milenarias, etc.) de los cambios climáticos y ambientales ocurridos en su entorno. En ambientes volcánicos y tectónicos activos, la sedimentación lacustre también puede estar influenciada por fenómenos asociados a estos procesos, ya que pueden modificar el espacio en donde se acumulan los sedimentos, y ejercer un control en el volumen y tipo de material detrítico disponible para su remoción superficial (Ortega-Guerrero et al., 2015).

Cada lago es único en el contexto general de su ubicación y a las características que presenta internamente en sus componentes, litología y estructuras. En el territorio mexicano, se encuentran numerosas cuencas lacustres, y gran parte de ellas se ubican en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), entre ellas la cuenca de México (CM). La CM tiene una altura de 2240 m snm con un área

de 9,600 km², en la cual se han acumulado sedimentos volcaniclásticos y lacustres de al menos 300 m de espesor (Pérez-Cruz, 1988; Arce et al., 2015; Lozano-García et al., 2017). La CM se encuentra constituida por las siguientes subcuencas: Zumpango y Xaltocan al norte, Tecocomulco al noreste, Texcoco al centro, Xochimilco al suroeste y Chalco al sureste. En sus registros lacustres se encuentra la historia de la actividad volcánica (especialmente la explosiva), tanto de los aparatos del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin, como de estructuras más distantes, como la Sierra Nevada y el Nevado de Toluca, que han producido erupciones plinianas que originaron el depósito de piroclastos en amplias regiones (Arce et al., 2005; Arana-Salinas et al., 2010; Rueda et al., 2013, Ortega-Guerrero et al., 2018).

En particular en la cuenca de Chalco se llevaron a cabo estudios para conocer la historia de la evolución deposicional que han proporcionado información sobre los cambios climáticos y ambientales ocurridos en esta región en los últimos ca. 150, 000 años (Herrera-Hernández, 2011; Lozano-García et al., 2015; Ortega-Guerrero et al., 2015; Avendaño-Villeda, 2017). Y recientemente, el proyecto MexiDrill, que busca (entre otros objetivos) conocer la historia paleoambiental desde el inicio de la sedimentación lacustre en esta subcuenca (Lozano-García et al., 2017).

En contraste, si comparamos el número de investigaciones que se han desarrollado en la cuenca de Chalco, la cuenca de Xochimilco ha sido poco estudiada. La estratigrafía de la cuenca de Xochimilco es conocida sólo en términos generales (Ruvalcaba, 2009; Pérez-Cruz, 1988) y en la actualidad, sólo se han realizado estudios paleoambientales y paleoclimáticos que ocurrieron durante el depósito de sedimentos durante el Cuaternario tardío (Reyes-Corona, 2017; Albarrán-Santos, 2018; García-Léon, 2018).

En este sentido, el presente estudio plantea como objetivo principal caracterizar los eventos deposicionales más importantes de la subcuenca Xochimilco a partir de una secuencia sedimentaria lacustre y volcaniclástica intercalada, con la finalidad de elaborar un modelo de la historia deposicional y correlacionarlo con oscilaciones climáticas globales, como los eventos H (Heinrich, 1998); los

eventos DO (Dansgaard et al., 1993); el evento Bølling/Allerød (Liu et al., 2009), stadíos e interestadíos isotópicos marinos (MIS) (Lisiecki y Raymo, 2005), entre otros. Esta secuencia tiene una longitud de 15.3 m; que a diferencia de los estudios previos realizados en el área de estudio, este registro probablemente abarca hasta el MIS 5 de la historia deposicional de la subcuenca Xochimilco.

El principal aporte de este estudio radica en proporcionar información acerca de las características geológicas, las condiciones paleoambientales asociadas con los sedimentos lacustres de la subcuenca Xochimilco, en el centro de México, durante el Cuaternario tardío.

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En México son numerosos los estudios paleoambientales realizados en secuencias sedimentarias lacustres, principalmente en cuencas del CVTM, desde la región occidental [p. ej. Santa María del Oro (Rodríguez et al., 2015) y Zirahuén (Vázquez-Castro et al., 2010)] hasta el extremo oriental [p. ej. Los Tuxtlas (Caballero et al., 2006)]. Sin embargo, hay algunas otras cuencas que han sido poco estudiadas. Tal es el caso de la subcuenca Xochimilco sobre la cual surgen interrogantes acerca de las características de su registro sedimentario, el estilo deposicional y su evolución espacio-temporal.

En la subcuenca Xochimilco existe un estudio estratigráfico y de magnetismo ambiental a detalle de los primeros 2.46 m, con un enfoque paleoclimático y paleoambiental y con una escala temporal que abarca entre ~18,000 y ~5,000 años cal AP (Reyes-Corona, 2017; Albarrán-Santos, 2018). De manera más general en otro sitio de la subcuenca Xochimilco, se realizó un estudio estratigráfico y geoquímico de 15 a ~47 m de profundidad, que posiblemente abarca de 57, 000 a los últimos ~ 162, 000 años (García-Léon, 2018).

Con el propósito de analizar y reconstruir las condiciones climáticas y ambientales en la subcuenca Xochimilco, se realizaron análisis sedimentológicos (a macro y microescala), geoquímicos y físicos, así como determinaciones cronológicas a lo largo de una secuencia lacustre de 15.3 m de profundidad y cuya escala temporal abarca los últimos ~80,000 años.

1.2 JUSTIFICACIÓN

Actualmente, la información disponible de la estratigrafía y sedimentología de la subcuenca Xochimilco es limitada, ya que proviene de la descripción de muestras de canal de los pozos de agua perforados por CONAGUA (p. ej. Ruvalcaba, 2009). Dado que la información resulta muy fragmentada y general, no se conoce claramente su evolución geológica y las características de su registro paleoambiental.

En el año 2017 se perforó un pozo en la cuenca de Xochimilco (XOC17-I), en el cual se recuperaron 53 m de sedimentos. En el presente trabajo se estudiará la parte superior de dicha secuencia; es decir los primeros 15.3 m.

El análisis a detalle de los sedimentos de la cuenca de Xochimilco ayudará no solo a identificar las características vinculadas a la dinámica del depósito de los sedimentos en el área, sino también permitirá robustecer el conocimiento sobre la evolución geológica del sur de la cuenca de México -incluida la actividad volcánica explosiva de los estratovolcanes Iztaccíhuatl, Popocatépetl y Nevado de Toluca-, y la historia paleoambiental de la región durante el Cuaternario tardío.

1.3 HIPÓTESIS

Las variaciones en la sedimentación lacustre pueden estar asociadas a distintos factores, aunque generalmente se relacionan con oscilaciones climáticas, y procesos volcánicos y tectónicos activos (Ortega-Guerrero et al., 2015). Los sedimentos de Xochimilco, a semejanza de otras secuencias lacustres, preservan características distintivas que pueden ser utilizadas para reconocer los ambientes y procesos deposicionales, y a partir de ellos construir un modelo de depósito determinado por cambios o variaciones ambientales. En los depósitos lacustres de la subcuenca Xochimilco pueden estar presentes marcadores estratigráficos bien reconocidos, como la pómez Tutti Frutti y la pómez Toluca superior, entre otros, que podrán ayudar a establecer un control cronológico de la secuencia analizada.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 El objetivo general del presente estudio es establecer la sucesión estratigráfica representativa de los 15.3 m superiores de depósito lacustre en Xochimilco, de acuerdo con los componentes de los depósitos lacustres.

1.4.2 Dentro de los objetivos particulares están:

- Identificar las facies sedimentarias, y realizar la integración del análisis estratigráfico y sedimentológico de una secuencia lacustre casi continua, obtenida a través de la perforación de un núcleo.
- Elaborar una reconstrucción de la estructura de los sedimentos lacustres. En esta reconstrucción, se pretende evaluar el impacto de la actividad volcánica en el sistema lacustre.
- Por último, describir la evolución de la subcuenca Xochimilco que contribuya al conocimiento de la evolución del sur de la cuenca de México.

1.5 LOCALIZACIÓN

La CM se encuentra en la parte central del CVTM, ubicada entre los 19°00'-20°15' latitud norte y 98°12'-99°30' longitud oeste, con un área aproximada de 9,600 km². Al SO de la CM se encuentra la subcuenca Xochimilco, entre los 19°15' 11" y 19°15' 19" N y 98°58"-99°10" O (Fig. 2). La máxima elevación corresponde a la cima del volcán Ajusco con 3 930 m snm. La zona lacustre tiene una altitud promedio de 2 200 m snm, con una elevación máxima de 3,930 m sanm que corresponde al volcán Ajusco. La subcuenca Xochimilco tiene una extensión territorial de 480 km², de los cuales la planicie lacustre abarca 130 km². Por su territorio corren los ríos Santiago y Tepapantla y los canales de Xochimilco (UNESCO, 2011).

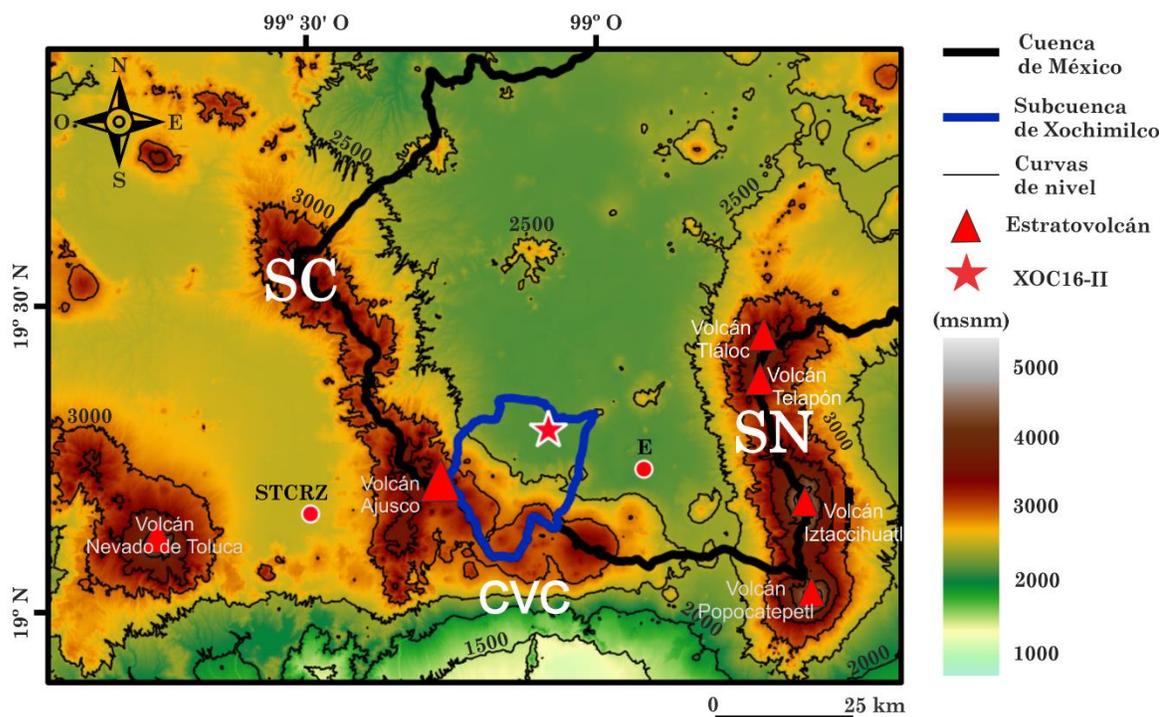


Figura 2.- CM y área de estudio con los estratovolcanes que limitan la zona. Modificado de Albarrán-Santos (2018).

CAPÍTULO II ÁREA DE ESTUDIO

2.1 CLIMA

El territorio mexicano está caracterizado por tener un amplio rango de climas controlados por la zona intertropical de convergencia (ZITC), que es una franja de baja presión atmosférica que marca el ecuador meteorológico con respecto a la precipitación (Torres et al., 2015). En general el clima del centro de México tiene mayor precipitación durante el verano boreal, cuando la ZITC se encuentra ubicada al norte y los vientos alisios del este de baja altitud traen la humedad del Atlántico, también por la circulación del monzón mexicano desde el Pacífico tropical hacia el centro de México. (Magaña et al., 1999). La migración hacia el sur de la ZITC durante el invierno genera menos actividad convectiva y disminuye la cantidad de lluvia en la región. Las tormentas tropicales y huracanes también son una fuente de humedad importante hacia finales de verano y principios del otoño (Fig. 3). El invierno se distingue por el movimiento de masas de aire polar sobre la Mesa Central y la vertiente del Golfo de México, provocando un claro descenso en la temperatura, y causa que los inviernos en la parte central y en la vertiente del Golfo de México sean más fríos que los de la vertiente del Pacífico. El valor de la temperatura media anual está definido por las variaciones altitudinales, los valores por encima de 26 °C se encuentran en la porción SO de la FVTM, y hasta por debajo de 2 °C en las montañas más altas (Caballero et al., 2010).

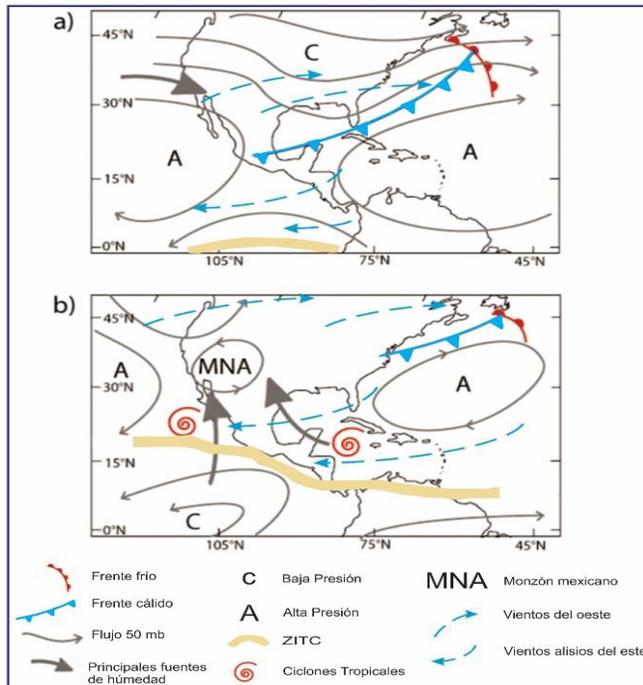


Figura 3.- Modelo climático que representa las principales características de la circulación atmosférica en México: a) En invierno cuando la posición de la ZITC se encuentra hacia el sur y predominan los sistemas de alta presión del Pacífico y del Atlántico, las condiciones son relativamente secas para la mayor parte del país y b) Durante verano cuando la ZITC alcanza su posición más norteña e influyen los vientos alisios del este provenientes del Atlántico y el Caribe, las condiciones son húmedas. Se presenta el monzón mexicano en el suroeste; mientras que en el suroeste se generan tormentas tropicales, que cada año afectan la vertiente del golfo. Imagen modificada de Metcalfe et al., 2006.

En particular en la subcuenca Xochimilco la temperatura media anual es de 16.5° C, para los meses más fríos varía entre 11 y 12.5 °C y alrededor de 20 °C en los meses más calurosos; en donde los meses más fríos son noviembre, diciembre, enero y febrero; por el contrario, los meses más cálidos son mayo, junio, julio y agosto (Fig. 4). La primavera es la etapa más cálida y seca del año (Hernández-Cerda et al., 2007).

En el área de estudio de acuerdo con la clasificación de Köppen, modificada por García (1988), el clima es C(W2) (w) b (i'), templado subhúmedo con lluvias en verano, de humedad media. La precipitación total anual es de 807.2 mm; en meses secos es de 6.6 mm y en los meses lluviosos de 172 mm; los meses con mayor precipitación son junio, julio y agosto.

A inicios del siglo XX, los tipos de vegetación que predominaban eran bosque de pino, bosque de encino, pastizal, vegetación acuática, matorral serófilo, pastizales y tierras de cultivo (INEGI, 1998).

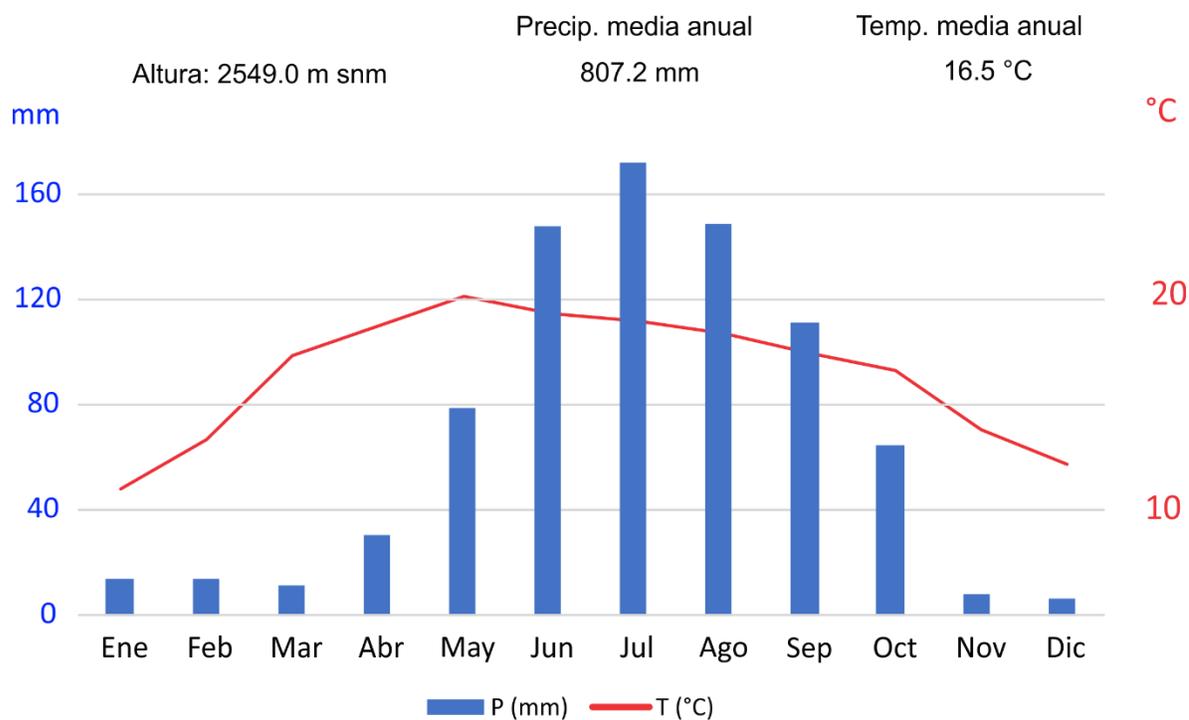


Figura 4.- Climograma de la estación San Gregorio Atlapulco (Xochimilco). Datos obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional, estación 00009042, periodo: 1971-2000, latitud: 19°13'00" N., longitud: 099°05'00" O, altura: 2,549 m snm.

2.2 GEOLOGÍA

2.2.1 Cinturón Volcánico Transmexicano

El CVTM es considerado el mayor arco continental Neógeno de América del Norte, desarrollado por la subducción de las placas de Cocos y Rivera debajo de la Norteamericana. El CVTM se extiende por la parte central del país (entre las latitudes 18° 30' N y 21° 30' N) y está constituido por campos monogenéticos, estratovolcanes y mesetas volcánicas cuya distribución está controlada por la tectónica regional (Johnson y Harrison, 1990; Ferrari et al., 1999; 2001).

El CVTM (Fig. 5) suele dividirse en tres porciones de acuerdo con su geología y tectónica (Gómez-Tuena et al., 2005): 1) una porción occidental entre la costa del golfo de California y la unión triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); 2) una porción central comprendida entre esta estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende; 3) una porción oriental entre este sistema de fallas y el golfo de México.

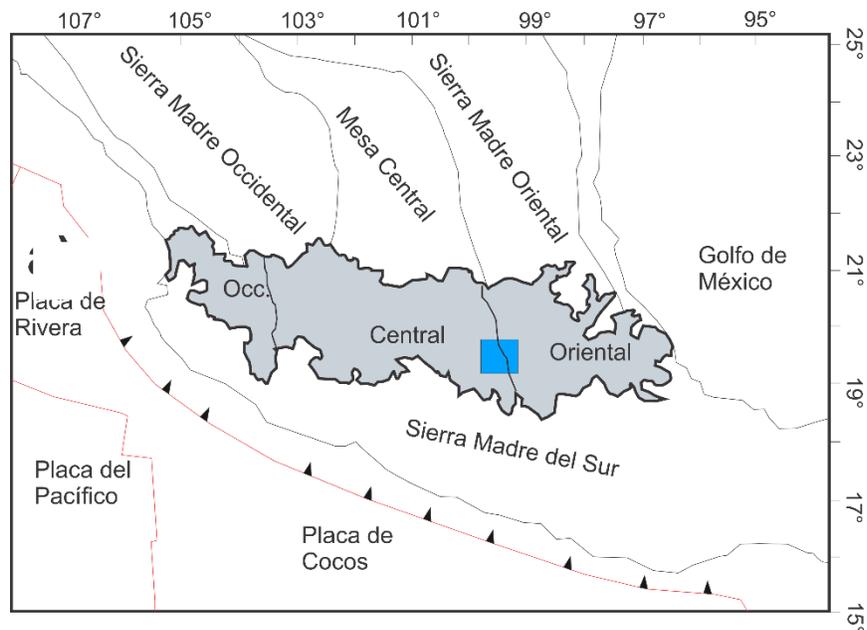


Figura 5.- Localización geográfica del CVTM y de las importantes provincias magmáticas de México: occidental (Occ.), central y oriental. También se observa la posición que ocupa el CVTM con respecto a las placas oceánicas de Cocos y Rivera. Imagen modificada de Gómez-Tuena et al., 2005.

El desarrollo de CVTM remonta al Mioceno temprano, como resultado de la rotación en sentido antihorario del arco volcánico de la Sierra Madre Occidental (SMO). El inicio del CVTM se puede distinguir por un cambio a una orientación E-O del magmatismo, pero también por un cambio en el estilo y composición del volcanismo dominante. Es decir, de silíceo y explosivo en la SMO, a intermedio y efusivo en el CVTM (Ferrari et al., 1999).

La actividad volcánica del CVTM ha sido dividida en cuatro episodios principales, de acuerdo con la distribución espacial y composición de vulcanismo (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012) (Fig. 6):

1) Episodio de magmatismo intermedio del Mioceno temprano-medio. En el sector central del arco, en correspondencia del frente actual, se emplazaron domos riolíticos y flujos de lava intermedia. Sucesivamente, el magmatismo migró hacia el norte, formando estratovolcanes y cuerpos intrusivos andesíticos-dacíticos distribuidos a lo largo de los sectores central y oriental, a una distancia máxima de 450 km desde la trinchera.

2) Episodio máfico del Mioceno medio-tardío. Una provincia de efusiones máficas se emplazó al norte y sureste del evento previo, desarrollándose de costa a costa, con volúmenes que disminuyen progresivamente hacia el sureste.

3) Episodio silíceo-bimodal del Mioceno tardío-Plioceno temprano. Domos riolíticos e ignimbritas extruidas a través de calderas se emplazaron al sur de la provincia máfica; a partir del Plioceno, el magmatismo empezó a migrar hacia la trinchera, y rocas máficas alcalinas sódicas se emplazaron en asociación bimodal con las riolitas.

4) Desarrollo de un arco plio-pleistocénico con estilos eruptivos y composiciones marcadamente variables. En varias regiones se emplazaron lavas alcalinas sódicas y potásicas en conjunto con el magmatismo calcoalcalino dominante. Se construyeron numerosos campos volcánicos monogenéticos, como el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin y los centros eruptivos de la Cuenca Serdán Oriental (CSO); así como los grandes estratovolcanes que

definen el frente activo del arco mexicano (Colima, Tancítaro, Nevado de Toluca, Popocatepetl, La Malinche, Pico de Orizaba).

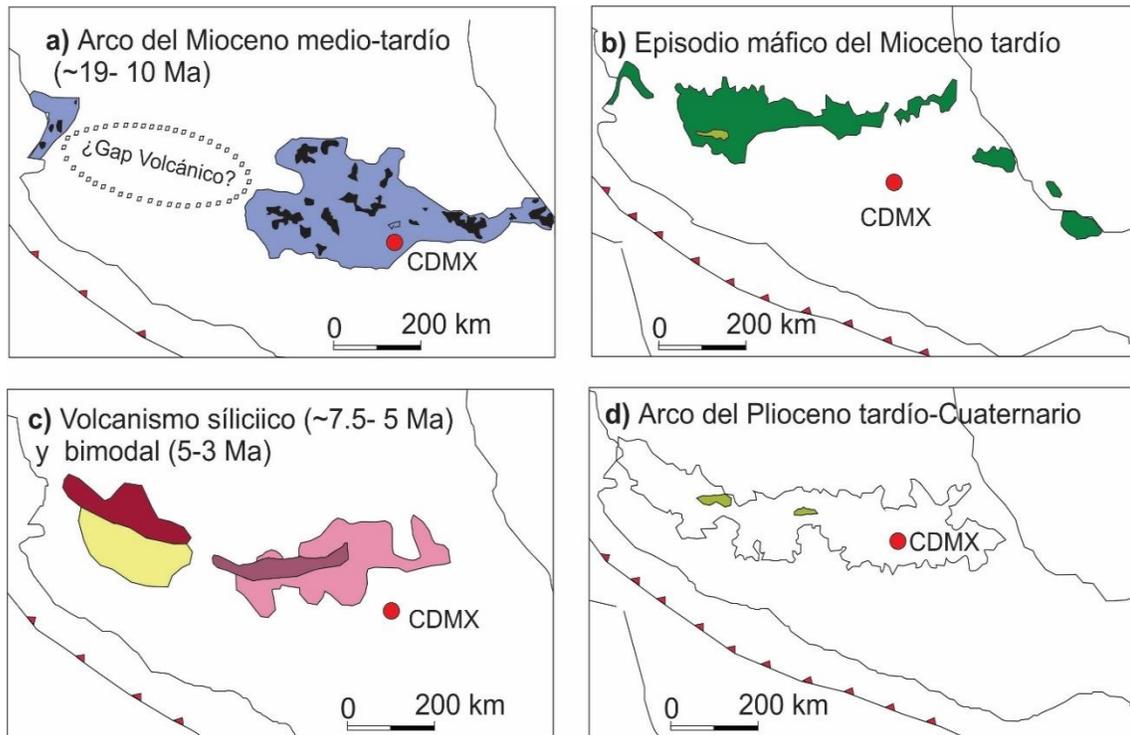


Figura 6.- Evolución magmática del CVTM. a) Arco del Mioceno medio-tardío (~19-10 Ma), b) episodio máfico del Mioceno tardío, c) Volcanismo siliciico (~7.5-5 Ma) y bimodal (5-3 Ma) y d) Arco del Plioceno tardío-Cuaternario. Imagen modificada de Gómez-Tuena et al., 2005.

2.2.2 La Cuenca de México

La CM se encuentra en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano, ubicada entre los 98°12'-99°30' longitud oeste y 19°00'-20°15' latitud norte, con un área de aproximada de 9,600 km² de los cuales, 2, 400 km² corresponden a la moderna área metropolitana. La CM está limitada al norte por la Sierra Tepozán y Sierra Pachuca, al este por la Sierra Nevada, la Sierra Calpulalpan y la Sierra de Tepozán, al sur por la Sierra Chichinautzin, y al oeste por la Sierra las Cruces y la Sierra de Monte Bajo. Alberga en su interior algunos conjuntos volcánicos de diversas dimensiones, como las Sierras de Guadalupe y de Santa Catarina (de Cserna et al., 1988; Lugo-Hubp et al., 1994; Zamorano-Orozco et al., 2002; García-Palomo et al., 2008) (Fig. 9)

La CM fue constituida por un sistema fluvial que drenaba hacia el sur, convirtiéndose en una cuenca endorreica por el emplazamiento del Campo Monogénico de la sierra Chichinautzin (CMSC), hace aproximadamente 0.78 a 0.79 Ma (Mooser et al., 1974; Urrutia-Fucugauchi y Chávez-Segura, 1991). Sin embargo, Arce et al. (2013), a través de dataciones de 40Ar/39Ar, proponen el inicio del emplazamiento del CMSC hace 1.2 Ma.

La captación de agua producto de la escorrentía, manantiales y el aporte de sedimentos propició el desarrollo de un sistema lacustre que durante el siglo XVI tuvo un área total de 1500 km² (Ezcurra, 1990b; Jazcilevich et al., 2000; Endfield, 2008); mientras que la profundidad promedio era de 1.5 m (Niederberger, 1987). Las continuas modificaciones antropogénicas (cambio de uso de suelos y los cambios en la cobertura) realizadas sobre el sistema lacustre, por los asentamientos humanos de los aztecas (1325 dC), la colonia (1521-1810) y etapas posteriores, han generado que actualmente sólo se conserve el 1.33 % de la superficie original (Musset, 1991). Actualmente sólo existen relictos de los lagos Zumpango y Xaltocan al norte, Tecocomulco al noroeste, Texcoco en el centro, Xochimilco al suroeste y Chalco al sureste (Fig. 9).

El paquete sedimentario de la cuenca está constituido principalmente por arenas, limos y arcillas lacustres que se encuentran interdigitados con flujos de

lava producto de la actividad efusiva, cenizas volcánicas y materiales piroclásticos resultado de las diversas erupciones volcánicas explosivas, y sedimentos fluviales y aluviales (Arce et al., 2015).

La estratigrafía que se conoce hasta ahora de la parte sur de la CM, es la obtenida a través de perforaciones profundas en las cuencas de Texcoco y Xochimilco, comenzando con la del pozo Texcoco-I en 1967, hecha a una profundidad de 2068 m (Oviedo de León, 1967), se continuó con la perforación de los pozos: Roma, Mixhuca, Tulyehualco-I y Copilco, con profundidades entre 2250 m y 3200 m, en 1986 (Pérez-Cruz, 1988). El Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACMEX) dependiente del Gobierno de la Ciudad de México, llevó a cabo la perforación del pozo San Lorenzo Tezonco (SLT) de 2000 m de profundidad (Arce et al., 2013a, 2015) (Fig. 7). Las rocas más antiguas reconocidas en la cuenca de México a través de los pozos profundos Tulyehualco y Mixhuca son calizas cretácicas. A las calizas las sobreyacen grandes paquetes de rocas volcánicas (presentes en todos los pozos) del Cenozoico en donde se han propuesto cuatro episodios volcánicos principales: a) vulcanismo del Oligoceno; b) coladas basálticas y andesíticas del Mioceno inferior (23.3 a 21.7 Ma); c) lavas andesíticas del Mioceno medio (~15 a ~9 Ma); d) lavas máficas del Pleistoceno al reciente (Ferrari et al., 2002). Por encima de estas cuatro unidades volcánicas se registran espesores variables de sedimentos lacustres. El espesor de los sedimentos del pozo Texcoco-I es de 482 m de arcillas lacustres (Hiriart y Graue, 1969; Marsal y Graue, 1969). Para el Mixhuca 300 m y en los pozos Copilco y Roma alrededor de 100 m (Pérez-Cruz, 1988). Para el pozo SLT se reportan sedimentos lacustres en los primeros 70 m y otro depósito lacustre más entre 590 y 604 m de profundidad (Arce et al., 2013) (Fig. 7). Otro tipo de estudios que se han realizado a mayor detalle en la cuenca de México han involucrado perforaciones en la planicie lacustre, con profundidades entre 521 y ~ 3 m. Estos estudios han proporcionado datos sobre la estratigrafía del Holoceno y Pleistoceno tardío (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Herrera-Hernández, 2011; Lozano-García et al., 2017; Ortega-Guerrero et al., 2017), así como información paleoclimática-ambiental, incluyendo dataciones por el método de radiocarbono

y Th / U. Las edades reportadas de los sedimentos colectados en estos pozos varían entre 10 mil años antes del presente (AP) para los sedimentos que tienen una profundidad de ~ 3 m, y entre 150 mil años AP para los que tienen ~ 120 m de profundidad, lo cual representa una constreñida pero detallada parte de toda la estratigrafía que se ha reportado en los pozos profundos, la cual resulta muy fragmentada. De acuerdo con estos estudios, una secuencia sedimentaria lacustre de 300 m de espesor en la zona de Chalco, sugiere que los sedimentos de la cuenca podrían preservar el registro sedimentario y climático de los últimos 300,000 años (Lozano-García et al., 2017).

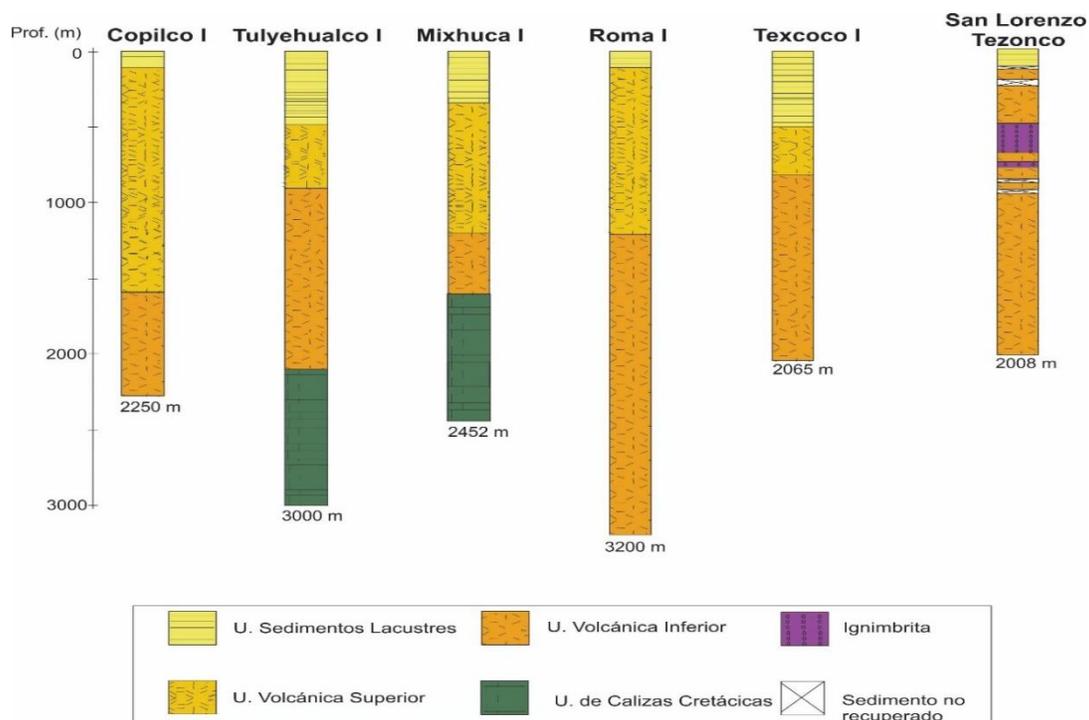


Figura 7.- La estratigrafía de la CM obtenida a través de perforaciones profundas a; entre 2 y 3.2 kilómetros de profundidad. La litología del pozo de San Lorenzo Tezonco se simplificó para homologar la litología reportada en las otras perforaciones. Imagen modificada de Pérez-Cruz, 1988 y Arce et al., 2013a, 2015.

Sondeos de métodos eléctricos transitorios (TEM) y magnetotelúricos (MT) han permitido observar variaciones en la composición de los sedimentos lacustres en Chalco (Bücker et al., 2017) Entre 100-200 m de profundidad, se ha detectado un aumento en la resistividad asociado a material volcanoclástico y/o a la presencia de sedimentos lacustres finamente laminados. Mientras que existe

otro incremento entre 300-400 m de profundidad relacionado con el límite inferior de los depósitos de sedimentos lacustres y la presencia de depósitos volcanoclásticos y coladas de basalto (Lozano-García et al., 2017). Asimismo, la información obtenida a través de un estudio de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) con el método de polo-dipolo con una máxima profundidad de exploración de 100 m, llevado a cabo en la colecta de un núcleo somero (XOC16-I) en el lago de Xochimilco muestra un cambio en la resistividad del sedimento a los ~47 m de profundidad, asociado al incremento de materiales volcanoclásticos (Fig. 8) (Bücker et al., 2017).

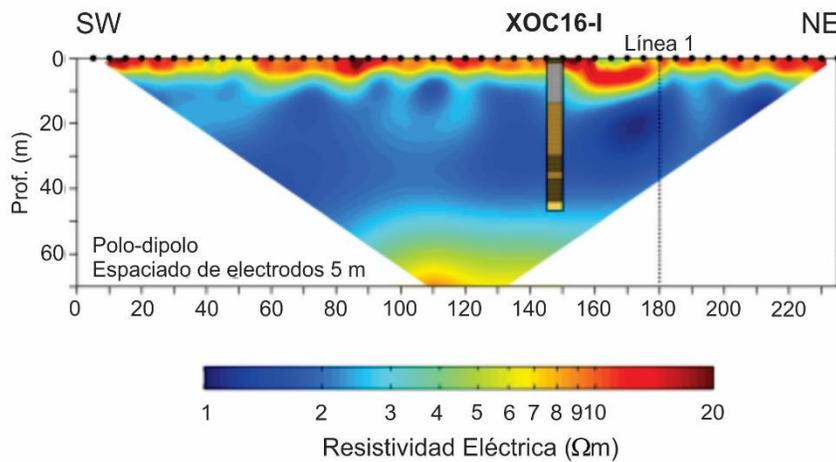


Figura 8.- Modelo y columna estratigráfica preliminar obtenidos a través de un estudio de tomografía de resistividad eléctrica con el método de polo-dipolo que se llevó a cabo en la colecta del núcleo XOC16-I en el lago de Xochimilco. Imagen modificada de Bücker et al. (2017).

2.2.3 La subcuenca Xochimilco

Se encuentra en la parte SW de la CM, ubicada entre los 19°19' latitud norte y 99°08' longitud oeste, con un área aproximada de 480 km², de los cuales 130 km² corresponden a la planicie lacustre. La subcuenca Xochimilco está limitada al norte por cerro la Estrella y sierra Santa Catarina, la Sierra Nevada al este, las sierras del Ajusco y sierra Las Cruces al oeste y la sierra Chichinautzin al sur

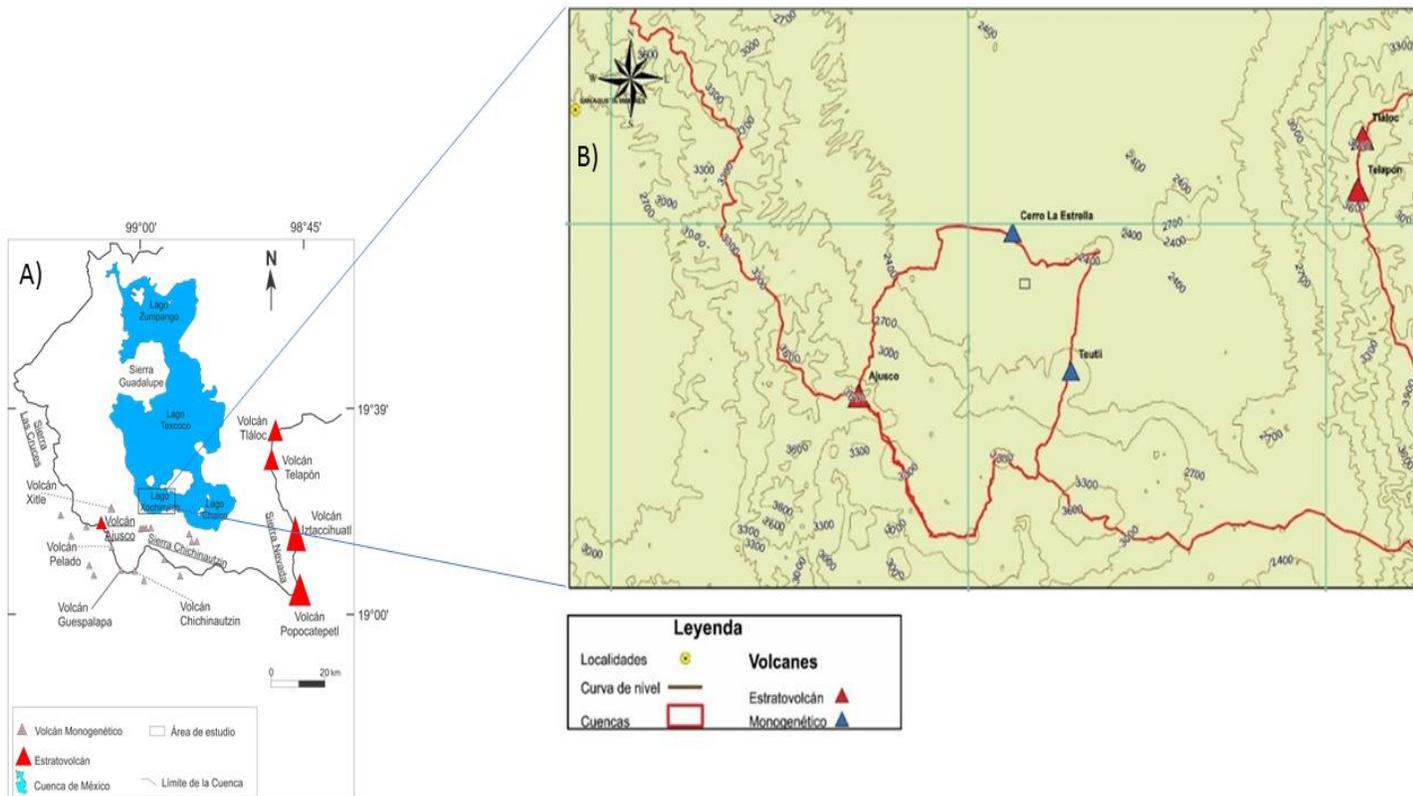


Figura 9.- A) Ubicación de la CM (Siebe et al., 2004). B) Ubicación de la subcuenca Xochimilco. Imagen Modificada de la carta geológica 1:250000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2002.

Sierra Santa Catarina

La sierra Santa Catarina tiene una extensión longitudinal de 12 km y transversal de hasta 6 km, está compuesta por siete estructuras volcánicas orientadas de este a oeste; Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecón, Tecuatzi, Mazatepec, Santa Catarina y La Caldera. Estos edificios volcánicos incluyen conos de escoria y ceniza con flujos de lava asociados, un domo (Tecuatzi) y un maar (La Caldera). Los conos tienen alturas relativas de 60 a 310 m de altura, de acuerdo con los límites de la unidad volcánica con la planicie lacustre (Lugo-Hubp et al., 1994).

La edad de las estructuras volcánicas de la Sierra de Santa Catarina no ha sido bien definida, aunque de acuerdo con su morfología se argumenta que dicha sierra podría ser más joven que 20 mil años (Lugo-Hubp et al., 1994). Los primeros intentos en determinar la edad absoluta se llevaron a cabo por Layer et al. (2009b), mediante fechamientos radiométricos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, estos autores proponen que podría tratarse de volcanes del Holoceno. El único análisis geoquímico que se ha reportado de Santa Catarina proviene de una bomba volcánica, tomada del volcán Yuhualixqui, muy cerca del cono de este nombre, de composición en el límite andesítico-basáltico y andesítico (57 % en peso de SiO_2) (Arce et al., 2015).

Sierra Nevada

Esta sierra se encuentra en la porción oriental de la CM con una orientación N-S, tiene 45 km de largo y divide el parteaguas entre la cuenca de México al oeste y la cuenca de Puebla-Tlaxcala al este. Está constituida al sur por algunos de los estratovolcanes más altos de México como el Popocatepetl (5,452 m snm) y el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (5,230 msnm). El sector norte lo conforma el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón, con una orientación NE-SW (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011). Sus productos son de composición basáltica, andesítica, y en menor proporción de composición dacítica y escasa la riolítica (Cadoux et al., 2011; Macías et al., 2012).

Sierra Las Cruces

La Sierra de Las Cruces (límite occidental) tiene una longitud de 110 km, y un ancho variable entre 47 km en su parte norte y 27 km en su porción sur (García-Palomo et al., 2008; Arce et al., 2008). Su actividad volcánica ocurrió entre 3.7 y 0.7 Ma (Moose, 1963; Mora-Álvarez et al., 1991; Romero-Terán, 2001; Osete et al., 2000; González-Torres et al., 2015), lo que la caracteriza como la sierra más antigua en la CM. La sierra se distingue por la presencia de derrames de lava, extrusión de domos, emplazamiento de flujos piroclásticos, flujos de detritos y lodo, así como depósitos de avalanchas de escombros (García-Palomo et al., 2008).

Campo Volcánico Chichinautzin

El Campo Volcánico Chichinautzin se encuentra ubicado en el límite sur de la CM y está constituido por 221 estructuras volcánicas formadas entre el Pleistoceno y el Holoceno. La actividad volcánica se caracteriza por conos de escoria con flujos de lava asociados, volcanes tipo escudo y domos de lava de composición calciocalina-alkalina heterogénea, basáltica, traquibasáltica, andesítica y dacítica. Sus productos forman una franja irregular en dirección E-O, desde las faldas del volcán Popocatepetl hasta las faldas del Nevado de Toluca (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Siebe et al., 2004) y ocupan un área de ~2,680 km² (Arce et al., 2013a).

El intervalo de edades para la formación de las estructuras volcánicas de Chichinautzin es muy amplio, desde 1.2 Ma (Arce et al., 2013b), hasta 1600 años A.P., (Siebe, 2000), este último corresponde con la edad del volcán Xitle (volcán más joven), con extensos derrames de lava basáltica emplazados hacia el norte del volcán, alcanzando la zona donde actualmente se encuentra la Ciudad Universitaria de la UNAM (Arce et al., 2013).

2.2.4 Volcanismo explosivo en la parte sur de la CM

La historia de la actividad volcánica explosiva en la parte sur de la cuenca de México se preserva, al menos parcialmente, en las 18 capas individuales de ceniza identificadas en el lago de Chalco (Ortega-Guerrero et al., 2015) y hasta ahora en 2 capas reconocidas en los sedimentos lacustres del lago Xochimilco (Reyes-Corona, 2017). Se ha estimado que en los últimos 25 ka al menos 14 volcanes monogenéticos se han formado en la Sierra Chichinautzin, en tanto que en el mismo intervalo de tiempo han ocurrido al menos 7 erupciones plinianas del Popocatepetl y 2 del Nevado de Toluca. Dicha actividad volcánica, tiene un lapso de recurrencia de < 1050 años (Siebe et al., 2004, 2005). Sin embargo, Ortega-Guerrero et al. (2015), a través del análisis de la estratigrafía y de dataciones de ^{14}C en sedimentos lacustres del lago Chalco, indican un periodo de recurrencia de actividad explosiva de ca. 1600 años.

CAPÍTULO III MARCO TEÓRICO

3.1 ANTECEDENTES

Dentro de los primeros trabajos para definir la estratigrafía y edad de la sucesión volcánica y sedimentaria de la cuenca de México, están los publicados por Fries (1956, 1960), Bloomfield (1975), Martín del Pozo (1982) y Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989). Bradbury (1989), Lozano-García et al. (1993), Caballero y Ortega Guerrero (1998) y Lozano-García y Ortega-Guerrero (1998), expusieron que los sedimentos preservan indicadores de cambios ambientales y definieron las variaciones en los niveles lacustres y el cambio de la vegetación como el resultado de fluctuaciones climáticas en las secuencias lacustres de las sub-cuencas de Texcoco y Chalco, que corresponden a sedimentos de la parte final del Pleistoceno y el Holoceno. Más tarde, en la cuenca de Chalco se llevaron a cabo otros estudios sobre la historia de la evolución deposicional que han proporcionado registros de los cambios climáticos y ambientales ocurridos en los últimos 150 mil años (Herrera- Hernández, 2011; Lozano-García et al., 2015; Ortega-Guerrero et al., 2015; Avendaño-Villeda, 2017). Y recientemente, el proyecto MexiDrill busca (entre otros objetivos) conocer la historia paleoambiental desde el inicio de la sedimentación lacustre en esta subcuenca (Lozano-García et al., 2017).

En los registros lacustres del lago Chalco se encuentra también la historia de la actividad volcánica, especialmente la actividad volcánica explosiva, tanto de los aparatos del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin, como de estructuras más distantes, como la Sierra Nevada y el Nevado de Toluca, que han producido erupciones plinianas que originaron el depósito de piroclastos en amplias regiones (Arce et al., 2005; Arana-Salinas et al., 2010; Rueda et al., 2013; Ortega-Guerrero et al., 2018).

En contraste con el número de investigaciones relacionadas con la cuenca de Chalco, la cuenca de Xochimilco ha sido poco estudiada. La estratigrafía de la cuenca de Xochimilco es conocida sólo en términos generales (Ruvalcaba, 2009) y en la actualidad sólo se han realizado estudios paleoambientales y

paleoclimáticos a lo largo del depósito de sedimentos en el Cuaternario Tardío (Reyes-Corona, 2017; Albarrán-Santos, 2018; García-Léon, 2018).

En este sentido, el presente estudio plantea, caracterizar detalladamente los eventos deposicionales más importantes del área y estudiar las secuencias sedimentarias lacustres y volcanoclásticas intercaladas, con la finalidad de elaborar un modelo de la historia deposicional y de sus condiciones paleoambientales.

CAPÍTULO IV METODOLOGÍA

Para llevar a cabo el presente trabajo y cumplir con los objetivos se desarrolló un plan de trabajo dividido en las siguientes etapas:

4.1 COLECTA DE SEDIMENTOS

La colecta de sedimentos consistió en la perforación del núcleo XOC17-I, que de acuerdo con la TRE realizada con anterioridad en la cuenca Xochimilco para el núcleo XOC16-I, se llevó a cabo en un sitio cercano al depocentro de la cuenca Xochimilco en las coordenadas: 19° 17' 48. 89" N, de latitud y 99° 4' 55. 99" W (Fig. 9). Este núcleo alcanzó una profundidad máxima de 69.65 m de los cuales se recuperaron los primeros 15.30 m (analizados en el presente trabajo) de sedimentos con un intervalo sin recuperación de 28.7 m, debido a que sólo se realizó perforación de avance puesto que esta sección fue colectada en el núcleo XOC16-I, y a partir de los 44 metros de profundidad se continuó con la recuperación hasta los 69.65 m; obteniendo un total de recuperación de sedimentos de 40.95 m.

El núcleo XOC17-I se colectó con una máquina perforadora Mobile Drill B-61, en la que se utilizó un muestreador TGC con un tubo interior de PVC (para protección por oxidación) de 1 m de longitud; el cual fue útil en los sedimentos más débiles o de consistencia blanda. En los sedimentos con mayor dureza o mejor compactados se colectaron con un nucleador tipo Shelby de 1.10 m de longitud (tubos de acero afilados o dentados), recubiertos en su interior con pintura aislante para evitar (en lo posible) alteración por oxidación (Fig. 10). Las secciones recuperadas en el tubo Shelby son de 1.0 m de longitud, los restantes 10 cm fueron colectados de la zapata y conservados en bolsas de plástico. A continuación, se describe cómo se realizó la perforación:

De 0.0 a 15.30 m de profundidad se extrajeron muestras inalteradas con muestreador TGC y tubo interior de PVC.

De 15.30 a 44.0 m se realizó únicamente perforación de avance con broca tricónica de 5 7/8 diámetro.

Por último, de 44.0 m a 69.95 m se extrajeron muestras prácticamente inalteradas con muestreador TGC y tubo Shelby dentado, sólo la muestra extraída de 63.7 a 64.6 m se extrajo con tubo PVC.

Para la estabilización de las paredes del barreno se empleó un polímero biodegradable y bentonita.



Figura 10.- Metodología utilizada para la extracción del núcleo XOC17-I: a) máquina perforadora Mobile Drill B-61; b) muestreador TGC con un tubo interior de PVC; c) nucleador tipo Shelby (tubos de acero dentado).

4.2 DESCRIPCIÓN DE SEDIMENTOS

Una vez colectados los tramos del núcleo, éstos fueron seccionados longitudinalmente en mitades. Los sedimentos colectados en tubos de acero fueron trasvasados a mitades de tubos de PVC con la rotulación y orientación pertinente en cada tramo, para evitar confusión y contaminación por la oxidación de la tubería, también, para conservar la dirección (Fig. 11). Cada parte se colocó en una caja de plástico (etiquetada) y está a su vez en un estante ubicado dentro de un refrigerador, para evitar la alteración y contaminación del sedimento. Las mitades del núcleo seccionado se categorizaron en dos: 1) Trabajo, para muestreos posteriores (frotis, C, N, entre otros) y 2) Archivo, fotografías y fluorescencia de Rayos X (FRX).

4.2.1 Descripción estratigráfica

Los trabajos iniciales consistieron en la caracterización macroscópica de componentes, características texturales y estructurales. La descripción se realiza a partir de propiedades físicas y la descripción detallada de las diferentes facies directamente en el sedimento. En particular, se puso especial interés en las siguientes características: color (tabla Munsell), textura del sedimento, composición de los sedimentos (clásticos, autigénicos, biogénicos y volcániclasticos), espesor de cada unidad diferenciable y de todo el conjunto; tipo de contacto entre unidades de acuerdo con la clasificación propuesta por Vera (1994), características geométricas mayores (planas e irregulares), estructuras sedimentarias: estratificación, laminación, manchas y motas, gradación, etc. Los estratos y las láminas se describieron de acuerdo con el espesor de los mismos según McKeen y Weir (1953) e Ingram (1954). Se determina como estrato aquella capa sedimentaria mayor a 1 cm y lámina a la capa inferior al centímetro, que se puede distinguir dentro de un estrato; responde, no sólo al concepto de “menor espesor” sino al de una “subdivisión” del estrato (Vera, 1994).



Fig.11.- Se muestra un ejemplo de cómo se disectan los tramos de sedimento del núcleo XOC17-I, para llevar a cabo las descripciones pertinentes.

4.2.2 Preparación de frotis / Identificación de unidades sedimentarias

Se realizaron 80 frotis, las muestras de sedimento para la realización de los frotis se tomaron en función de los estratos identificados. Se colocaron en un portaobjetos y se dispersaron con la ayuda de un palillo de madera y una o dos gotas de agua destilada y se secaron en una lámpara de rayos UV durante 5 minutos. Posteriormente la muestra se cubrió con un cubreobjetos pegado con resina Norland optical adhesive 61; con la ayuda de una lámpara de rayos UV durante 15 minutos.

La identificación de componentes se realizó de acuerdo con la propuesta por Schnurrenberger et al., 2003, que se divide en clásticos, biogénicos y químicos. Lo anterior proporciona información para caracterizar y describir las unidades sedimentarias en un núcleo antes de cualquier análisis geoquímico o mineralógico. Cada frotis se analizó con un microscopio petrográfico, para identificar, describir y cuantificar las fases minerales más abundantes, su tamaño, forma y distribución; así como los componentes biogénicos presentes en la muestra (p. ej. diatomeas, ostrácodos, carbón, componentes autigénicos / químicos, alteración de minerales y cementantes), también se identificaron componentes autigénicos / químicos, constituidos por deformación y alteración

de minerales, crecimiento de minerales autigénicos (p. ej. Calcita, vivianita y pirita) y formación de cementantes.

4.3 ANÁLISIS FÍSICOS Y GEOQUÍMICOS

4.3.1 Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética (SM), es un indicador de las variaciones en la concentración de minerales ferrimagnéticos, que a su vez están relacionadas con los eventos volcánicos, la intensidad de la erosión (p. ej. transporte de minerales ferrimagnéticos a la cuenca). La SM puede ser influida por efectos de dilución (por la presencia o dominio de componentes no magnéticos en los sedimentos), y por la neoformación de minerales de Fe.

Este parámetro magnético fue medido en el núcleo XOC17-I por unidad de volumen (k), de forma directa en los sedimentos. Se utilizó un sensor Bartington MS2E, midiendo en una superficie plana de los núcleos en intervalos de 2 cm. Se expresa en unidades de volumen del SI.

4.3.2 Análisis geoquímicos

La abundancia de los elementos químicos en los sedimentos lacustres depende entre muchos factores del tipo de la roca fuente, el grado de intemperismo, el tipo de transporte, ambiente de depósito y diagénesis (Weltje y von Eynatten 2004). El análisis geoquímico elemental de los sedimentos ayuda a identificar diferentes fuentes de material detrítico (von Eynatten et al., 2003), así como las condiciones paleoclimáticas asociadas a éstos.

4.3.2.1 Fluorescencia de rayos X (FRX)

Es un método analítico que proporciona el contenido de elementos mayoritarios y traza. Es decir, permite una medición cuantitativa de la composición geoquímica elemental del sedimento y de rocas, de una manera rápida (ya que requiere muy poca preparación de la muestra), no es destructivo, es fiable y resuelve el muestreo a escala submilimétrica. Proporciona límites de detección

a nivel de sub-ppm; también puede medir concentraciones porcentuales simultáneamente.

Este procedimiento analítico se realizó para el núcleo XOC17-I utilizando el equipo Avaatech XRF Core Scanner (Fig. 12), en el Laboratorio de Paleooceanografía y Paleoclimas, ubicado en el Instituto de Geofísica de la UNAM.



Figura 12.- Etapas realizadas en el análisis de FRX. A) preparación de los sedimentos para ser analizados. B) toma de fotografías de alta resolución de los sedimentos. C) medición de los elementos mayores y traza con el equipo Avaatech XRF Core Scanner.

Las variaciones en la concentración de los elementos Fe, Ca, Si, K y Ti, están relacionadas con la entrada de sedimentos terrígenos (detríticos), derivados principalmente de los silicatos y óxidos terrígenos; mientras que el Si también puede ser de origen biogénico y el Ca de origen autigénico (Gebhardt et al. 2008). El Fe y el Mn son sensibles a los procesos redox, es decir, pueden recristalizar y formar nuevos minerales por procesos diagenéticos y/o liberarse en ambientes anóxicos (Cohen, 2003). Así mismo, el Ca y el K pueden removerse de los minerales detríticos primarios (i. e. silicatos) y de ceniza volcánica, en la interfaz agua-sedimento (Mason y Moore, 1982). Por el contrario, el Ti es insensible a procesos redox, por lo que es una mejor opción para medir los flujos de sedimentos terrígenos, particularmente como lluvia y precipitación (Haug et al., 2001). Mientras que la relación elemental Si/Ti, está relacionada con la presencia de sílice biogénico y la relación Ca / Ti, se interpreta como presencia de minerales autigénicos de Ca, en ambientes de mayor evaporación respecto a la precipitación. La relación Mn / Ti, indica las condiciones óxicas del ambiente (Tabla 1).

4.3.2.2 Determinación de C y N.

La proporción de carbono y nitrógeno de origen orgánico es una propiedad importante para definir el contenido en materia orgánica del sedimento lacustre. La cantidad de C y N presente en el sedimento está determinada por la producción orgánica (autóctona y alóctona), de la tasa de sedimentación clástica, y del decaimiento bacteriano. La relación COT/N es un indicador de la fuente de origen de la materia orgánica (Stein, 1991).

El C inorgánico, puede ser tanto de origen alóctono como autigénico. Esto dependerá de la naturaleza de las rocas que constituyen la cuenca, y de las características fisicoquímicas de sus aguas para que se propicie la precipitación autigénica de C inorgánico. El N se sedimenta en lagos a partir de la materia orgánica terrestre y de la derivada del lago (lacustre). La materia orgánica acuática del fitoplancton es mucho más rica en N, y tiene relaciones COT/N mucho más bajas (< 10), que la materia orgánica terrestre, que tiene covariaciones relativamente altas (> 10), es decir, el sedimento con mayor COT/N se relaciona con la contribución de materia orgánica terrestre; mientras que los valores menores en la relación COT/N representan la entrada de material orgánico lacustre (Cohen, 2003) (Tabla 1). Es decir, relación COT/N proporciona información sobre la productividad del lago entre la dominancia de plantas terrestres y el fitoplancton.

Para llevar a cabo el análisis de C y N orgánicos, se tomaron 6 cm³ de sedimento a intervalos de 10 o 20 cm; las muestras tomadas se colocaron en un congelador común. Posteriormente, se secaron las muestras en una liofilizadora. Las muestras liofilizadas se molieron (un gramo) para enviarlas al Laboratorio de Paleoecología, Paleoclimatología y Cambio Climático ubicado en el Instituto de Geología de la UNAM.

Tabla 1. Elementos químicos y relaciones elementales y su interpretación ambiental.

Elemento o relación elemental	Interpretación Ambiental	Ejemplos de referencias
Ti	Sugiere erosión y aporte detrítico por corrientes fluviales. Insensible a procesos de óxido-reducción. En ocasiones utilizado para inferir cambios en la precipitación.	Peterson et al., 2000. Metcalfe et al., 2010.
Fe	Indica aporte detrítico de sulfuros, óxidos o carbonatos de Fe.	Kr et al., 2011.
K	Se interpreta como aporte detrítico derivado principalmente de los silicatos y óxidos terrígenos. Relacionado con el depósito de tefras.	Vogel et al., 2010.
Zr	Aporte detrítico procedente de cenizas volcánicas y/o de erosión de metasedimentos.	Vogel et al., 2010.
Si	Indica Si de aporte detrítico, autigénico y biogénico.	Moreno et al., 2011
Ca	Indica Ca de origen detrítico, autigénico y biogénico.	Foerster et al., 2012.
Sr	Indica Sr de aporte detrítico y biogénico. El Sr es un metal alcalinotérreo fijado por organismos calcificantes al mismo tiempo que Ca. Por esta razón, el Sr puede ser un marcador de origen biogénico.	Martin-Puertas et al., 2011
Si/Ti	Indicador de productividad silíceo biogénica dentro del lago, principalmente se relaciona con diatomeas. Aunque la relación Si/Ti también puede estar influenciada por otros organismos como son los fitolitos y espículas de esponja.	Brown, 2011.
Ca/Ti	Sugiere Ca de origen autigénico, derivado de precipitación de carbonatos dentro del lago (p.ej. calcita y aragonita); y biogénico, es decir, organismos con estructuras carbonatadas (p. ej. ostrácodos y carofitas). También se relaciona con episodios en donde la evaporación es mayor que la precipitación de agua, generando la saturación de sales carbonatadas en el lago.	Scholz et al., 2007.
CIT (%)	Indica sedimentos enriquecidos en carbonatos. Representa los carbonatos de origen detrítico, autigénico y biogénico.	Lozano et al., 2015. Albarrán-Santos, 2018.
COT (%)	Refleja el contenido de materia orgánica contenida en el sedimento.	Cohen, 2003 Albarrán-Santos, 2018.
COT/N (%)	Indica una fracción de las contribuciones relativas de la vegetación terrestre y fitoplancton (lacustre) a la materia orgánica (m. o.) del sedimento. Los límites establecidos son: m. o. lacustre menor a 10 %; m.o mixta (mezcla de lacustre y terrestre) entre 10 y 20%; m.o. terrestre mayor a 20 %.	Meyers e Ishiwatari, 1995. Albarrán-Santos, 2018.
Mn/Ti	Oxigenación de la columna de agua. Altamente sensible a redox.	Moreno et al. 2007.

4.4 CRONOLOGÍA

4.4.1 Fechamiento por ^{14}C

El método de radiocarbono es un método radiométrico que ha sido utilizado en las ciencias de la Tierra, para fechar muestras cuaternarias. Este permite calcular la edad de residuos orgánicos que contengan suficiente carbono y que no excedan los 55,000 años, ya que en temporalidades mayores el número de átomos de ^{14}C en la muestra es muy pequeño y el fechamiento podría ser erróneo. Es decir, el límite de la técnica es alcanzado y se tienen que utilizar otras técnicas para fechar (Arnold y Libby, 1949). El fechamiento de materiales entre 55,000 y 70,000 años A.P. está limitado por problemas asociados con la contaminación de muestras con pequeñas cantidades de carbono moderno, ya sea durante el procesamiento de la muestra antes de la medición; debido a la contaminación de la muestra con carbono moderno en el sedimento o suelo; o por la producción de ^{14}C *in situ* en la muestra por bombardeo de rayos cósmicos (Trumbore, 2000).

Para realizar este método, se colectaron seis muestras de 10 cm³ de sedimento cada una y se prepararon los concentrados de polen (gracias al apoyo de la Dra. Sosa) en el Laboratorio de Paleoecología, Paleoclimatología y Cambio Climático ubicado en el Instituto de Geología de la UNAM, de las cuales, sólo una fue candidata para fecharse por ^{14}C AMS en el laboratorio Beta Analytic Inc. Posteriormente se colectó una muestra de 17 g de sedimento a granel con abundantes ostrácodos, para fecharse mediante el mismo método de fechamiento, para rectificar la edad obtenida de la muestra mencionada con anterioridad. La conversión de las edades radiocarbono a edades calendario se realizó utilizando la curva de calibración IntCal 13 (Reimer et al., 2013).

4.4.2 Tefracronología

Las secuencias lacustres en entornos volcánicos activos preservan el registro de los productos de caída de la actividad volcánica explosiva (tefra) de fuentes proximales y distales (Lowe, 2011). El reconocimiento inequívoco de una tefra en diversos sitios permite utilizarla como marcador isócrono, asimismo permite reconstruir la dispersión de la tefra (Ortega et al., 2018). Para utilizar la tefracronología, es necesario caracterizar la capa de tefra marcadora mediante el análisis de sus características físicas como el color, la estructura, el tipo de contactos superiores e inferiores, el grosor y sus componentes (Fisher y Schmincke, 1984; Lowe, 2011; Ortega-Guerrero et al., 2018). En este trabajo la caracterización de las tefras se realizó mediante el análisis de sus características físicas mencionadas con anterioridad y por la observación de componentes a simple vista y en microscopios estereográficos y petrográficos.

La descripción física y el análisis de las características petrográficas de los depósitos volcánicos de caída (tefra) presentes en la secuencia sedimentaria del lago Xochimilco, permitió reconocer dos tefras marcadoras ampliamente documentadas. Una de ellas se correlacionó con una tefra de una erupción pliniana del Nevado de Toluca, conocida como “Pómez Toluca Superior” con una edad de ca 12,320 años cal AP (Arce et al., 2003); y la otra se correlacionó con una erupción pliniana del volcán Popocatepetl, conocida como “Pómez Tutti Frutti” de ~ 17,070 años cal AP (Siebe et al., 1996; Sosa-Ceballos et al., 2012). Estos marcadores estratigráficos en la secuencia lacustre del lago Xochimilco, permiten también calcular la tasa de sedimentación entre ambos depósitos de caída volcánica.

El depósito de la “Pómez Toluca Superior” (PTS) representa la última erupción pliniana del Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974; Macías et al., 1997; Capra et al., 2006; Arce et al., 2013a), y está constituida por varias caídas piroclásticas, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas generados por la explosión de un magma dacítico rico en gas con una edad de ca. 12,300 años cal AP (Arce et al., 2003). De acuerdo con los autores mencionados con anterioridad, el depósito de caída de tefra PTS fue producto de una erupción

pliniana que produjo cuatro columnas que alcanzaron altitudes de entre 24 y 42 km y dispersaron tefra predominantemente hacia el NE y E hacia la CM. La capa de caída más gruesa atribuida a la Pómez Toluca Superior por Arce et al. (2003), ha sido identificado en varios sitios en la cuenca del Chalco y Xochimilco a partir de comparaciones estratigráficas, compositivas y texturales (por ejemplo, Bloomfield y Valastro, 1977; García-Bárcena, 1986; Lozano-García et al., 1993; Ortega-Guerrero et al., 2018; Albarrán-Santos, 2018). Los fragmentos encontrados en el depósito de caída de la PTS, en clastos de líticos juveniles y accidentales están compuestos por cristales de plagioclasa, hornblenda, enstatita y en menor proporción biotita.

La erupción pliniana "Pómez Tutti Frutti" (PTF) del volcán Popocatepetl data ca. 17,070 años cal AP, emitió una secuencia compleja de depósitos piroclásticos de caída y flujo, dispersos principalmente hacia el NO del volcán (Siebe et al., 1996; Sosa-Ceballos et al., 2012; Ortega-Guerrero et al., 2018). Los depósitos de caída de TFP están constituidos por clastos de pómez color naranja lechosa y fragmentos líticos de rocas volcánicas, granodioritas y metamórficas (Sosa-Ceballos et al., 2012), que también han sido reconocidos en la Cuenca de México (Mooser, 1963; Lambert, 1986; Lozano-García et al., 1993; Ortega-Guerrero y Newton, 1998). En los núcleos lacustres de Chalco, la PTF tiene un espesor variable entre 35 y 38 cm (Ortega-Guerrero et al., 2015), mientras que en la cuenca de Xochimilco se han reportado espesores variables de entre 10 y 17 cm (Albarrán-Santos, 2018). Esta tefra fue nombrada como "Tlapacoya 2" por Ortega-Guerrero y Newton (1998), aunque en este trabajo también se la conoce por su nombre más común de "Pómez Tutti Frutti".

CAPÍTULO V RESULTADOS

5.1 FACIES Y COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA

XOCHIMILCO

La secuencia estratigráfica de la cuenca de Xochimilco, recuperada en la campaña de barrenación 2017, muestra importantes variaciones sedimentológicas. Se identificaron trece facies en los 15 m superiores, a partir de la identificación de los componentes y los parámetros analizados. Las facies sedimentarias identificadas se clasificaron en tres categorías principales, de acuerdo con sus componentes: facies clásticas; facies volcanoclásticas y facies biogénicas (Tabla 2; Fig. 13 y 14). Las facies clásticas son las más abundantes e incluyen arcilla, limo y arena. Estas facies están compuestas predominantemente de fragmentos de silicatos, entre ellos plagioclasa y feldespato y en menor proporción, olivino, piroxeno, anfíbol, vidrio volcánico y minerales arcillosos, que forman parte de la fracción de tamaño arcilla. Contienen proporciones variables de componentes biogénicos, tales como: frústulos de diatomeas, espículas de esponja, fitolitos, materia orgánica amorfa, partículas de carbón, valvas de ostrácodos y raíces (facies 1 a 11). La estructura de los sedimentos varía de masiva a bandeada. Estas facies están asociadas al aporte detrítico por corrientes fluviales superficiales y por deflación de depósitos volcanoclásticos y suelos expuestos en la cuenca, que se depositan en el lago. También están presentes ocasionalmente minerales autigénicos, como calcita (CaCO_3) y vivianita ($\text{Fe}^{+2,3} (\text{PO}_4)^{2-} \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Las facies volcanoclásticas (facies 11), particularmente abundantes en los 6 m superiores, incluyen depósitos de caída (tefras), algunos de los cuales han sido reconocidos y descritos anteriormente, y depósitos volcanoclásticos retrabajados. Estos depósitos suman 9 capas individuales que varían de 2 a 24 cm de espesor, aunque también se encuentran componentes volcanoclásticos diseminados en sedimentos lacustres en secciones de 10 a 30 cm de espesor. Incluyen depósitos de lapilli de pómez y ceniza, masivos a bandeados (Fig. 13, Tabla 1). Los depósitos identificados de erupciones documentadas fueron identificados como Pómez Toluca Superior (PTS), procedente del Nevado de

Toluca con una edad de ca 12,320 años cal AP (Arce et al., 2003) y la Pómez Tutti Frutti del Popocatépetl de ~ 17,070 años cal AP (Siebe et al., 1996; Sosa-Ceballos et al., 2012)

Las facies biogénicas incluyen lumaquela de ostrácodos en las que hay granos de arena media a gruesa como componente minoritario (facies 13), en láminas difusas de < 1 cm de espesor, que en conjunto forman estratos de 4 a 10 cm. Dentro de este grupo también existen ooze de diatomeas (facies 12), constituidos de láminas difusas de color gris claro y gris oscuro, menores a 0.5 cm de espesor, que forman estratos de 10 y 6 cm de espesor. En estos se identificaron géneros de diatomeas tales como: *Fragilaria*, *Cocconeis* y *Cymbella*, que son características de lagos de agua dulce (Ortega-Guerrero et al., 2018). Localmente también se identificó la presencia de *Epithemia* spp., característica de aguas alcalinas.

A mayor profundidad (>13 m) también se identificaron con mayor frecuencia frústulas de diatomeas de los géneros *Anomoenoneis*, *Campylodiscus*, *Surirella*, relacionados con ambientes de aguas salobres (D.A. Avendaño-Villeda, Com. Personal, 2019). Las facies biogénicas representan menos del 5% de la totalidad de la secuencia.

No se identificaron facies químicas, estos componentes se presentan de forma minoritaria en las facies clásticas y volcaniclásticas.

Tabla 2. Características sedimentológicas y parámetros composicionales (CIT, COT, N, relación COT/N, SM) de las 13 facies identificadas en la secuencia sedimentaria analizada del núcleo XOC17-I.

Facies	Rasgos Sedimentológicos	Parámetros composicionales
Clásticas	1.- Arena limosa pardo grisáceo (2.5Y5/2) a gris (5Y6/1), masiva. Presenta locales laminaciones difusas y no paralelas. Fracción clástica (> 60 %) de plagioclasa y en menor contenido anfíbol y vidrio volcánico. Componentes biogénicos (<40 %) de frústulos de diatomeas rotos y completos, espículas de esponja, fitolitos, materia orgánica (m.o.) amorfa, carbón, concreciones calcáreas y valvas de ostrácodos, que aumentan su contenido en las laminaciones.	CIT= de 0 a 1.46 % COT= de 0.10 a 8.73 % N= de 0 a 0.59 % COT/N= de 0 a 16.64 SM 1.37 - 69.83 10 ⁻⁵ SI.
	2.- Limo arcilloso pardo oscuro (2.5Y 2.5/1) a negro (5Y 2.5/2), masivo, con motas de color gris (2.5Y 5/1) y gris claro (2.5Y7/1). Componentes clásticos abundantes (> 75 %), fracción observable al microscopio que consta de plagioclasas y escasos cristales de anfíbol. Componentes biogénicos (< 25 %) de frústulos de diatomeas de los géneros <i>Rhopalodia</i> , <i>Fragilaria</i> , <i>Epithemia</i> y <i>Cocconeis</i> ; espículas de esponjas, m.o. amorfa, valvas de ostrácodos y carbón.	CIT= de 0 a 0.04 % COT= de 6.33 a 11.50 % N= de 0.40 a 0.64 % COT/N= de 13.38 a 24.53 SM 0.75 - 56.32 10 ⁻⁵ SI.
	3.- Arcilla limo arenosa pardo oscuro (2.5Y3/2) a gris oscuro (5Y4/1), masiva. Componentes clásticos observables al microscopio (> 55 %) de plagioclasa, anfíbol y vidrio volcánico. Fracción biogénica (< 45%) constituida por valvas de ostrácodos, carofíceas, frústulos de diatomeas, espículas de esponja, m.o. amorfa, carbón y	CIT= de 0.23 a 2.67 % COT= de 0.71 a 4.38 % N= de 0.06 a 0.32 % COT/N= de 10.21 a 16.22 SM 2.05 - 99.78 10 ⁻⁵ SI.

	ocasionales concreciones calcáreas y quistes. Fracción autigénica constituida por ocasionales cristales de calcita y calcita micrítica.	
	4.- Arcilla limosa pardo oscuro (2.5Y5/1) a gris claro (2.5Y7/1), masiva. Fracción visible al microscopio constituida por componentes clásticos (> 60 %) de plagioclasa, ocasionales cristales de piroxeno y vidrio volcánico. Componentes biogénicos (< 35 %) de diatomeas; espículas de esponja, fitolitos, carbón y valvas de ostrácodos.	CIT= de 0.53 a 1.25 % COT= de 1.53 a 5.50 % N= de 0.11 a 0.36 % COT/N= de 11.57 a 17.14. SM 4.16 – 24.41 10 ⁻⁵ Sl.
	5.- Arcilla limosa pardo grisáceo (2.5Y4/2) a gris oscuro (5Y4/1), masiva. Componentes clásticos (> 55 %) de plagioclasa y biotita. Porción biogénica (< 45 %) de abundantes valvas de ostrácodos y carofíceas; en menor proporción frústulos de diatomeas de los géneros <i>Campylodiscus</i> y <i>Anomoeoneis</i> , espículas de esponjas, m.o. amorfa y carbón; componentes diagenéticos (<1 %) de calcita.	CIT= de 0.56 a 1.45 % COT= de 1.66 a 2.40 % N= de 0.09 a 0.16 % COT/N= de 14.52 a 18.81 SM 8.88 – 66.12 10 ⁻⁵ Sl.
	6.- Arcilla limosa pardo amarillento (2.5Y5/2) a gris oscuro (2.5Y4/1), masiva, moteada, con intercalaciones locales de la facies 12b. Presenta partículas tamaño arena (ceniza?) diseminadas. Componentes clásticos (> 55 %) de feldespatos y plagioclasas. Componentes biogénicos (< 43 %) de frústulos de diatomeas de los géneros <i>Cymbella</i> , <i>Fragilaria</i> , <i>Rhopalodia</i> , <i>Epithemia</i> y <i>Cocconeis</i> , espículas de esponjas y carbón.	CIT= de 0.00 a 0.07 % COT= de 0.20 a 0.93 % N= de 0.0 a 0.04 % COT/N= de 0 a 21.43 SM 3.89 - 51.63 10 ⁻⁵ Sl.
	7.- Arcilla pardo olivácea (2.5Y 4/3), masiva. Componentes clásticos (> 55 %) observables al	CIT= de 0.0 a 1.34 % COT= de 3.36 a 7.06 % N= de 0.19 a 0.35 %

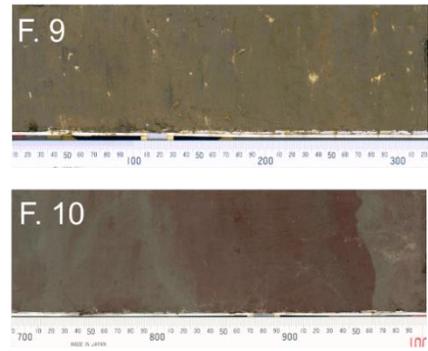
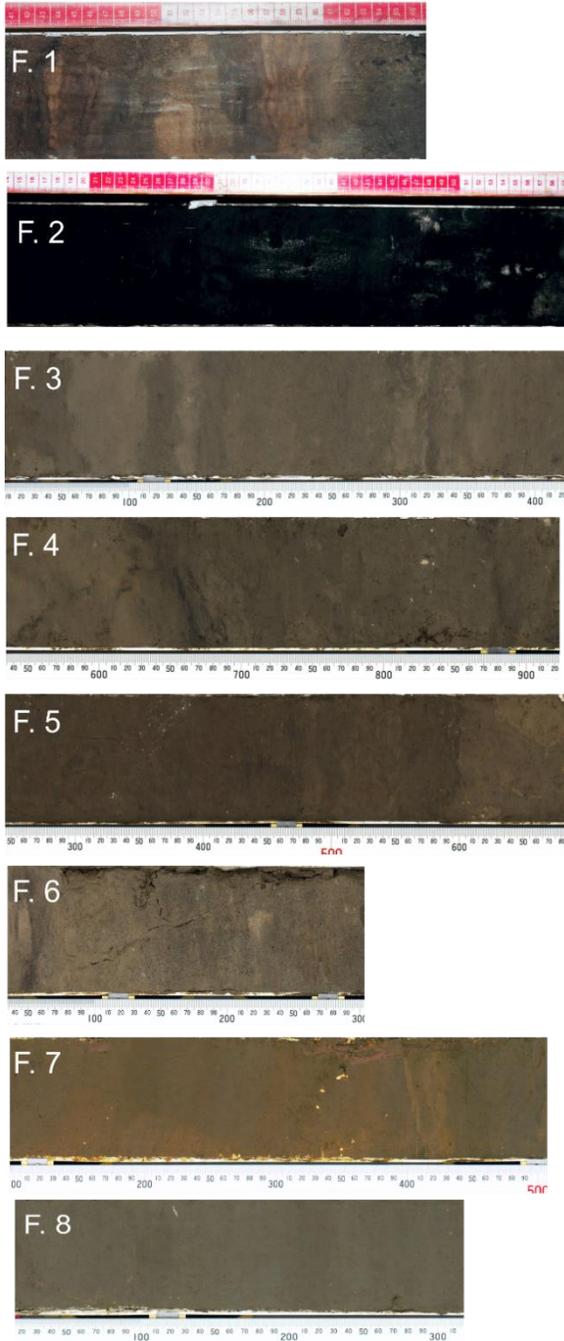
	<p>microscopio de plagioclasas y ocasionales cristales de biotita. Fracción biogénica (< 40 %) constituida de frústulos de diatomeas de los géneros <i>Rhopalodia</i>, <i>Fragilaria</i>, <i>Epithemia</i> y <i>Cocconeis</i>; espículas de esponjas, valvas de ostrácodos, ocasionales carofíceas, carbón y m.o. amorfa. Porción autigénica (< 2%) de ocasionales cristales de vivianita.</p>	<p>COT/N= de 14.35 a 20.46 SM 0.55 – 78.00 10⁻⁵ SI</p>
	<p>8.- Arcilla gris (2.5Y5/1) a gris muy oscuro (2.5Y3/1), masiva. Componentes clásticos (> 55 %), fracción que es visible al microscopio de plagioclasa y ocasional vidrio volcánico. Fracción biogénica (< 40 %) constituida mayormente por frústulos de diatomeas de los géneros <i>Cocconeis</i> y <i>Epithemia</i>; cantidades menores de espículas de esponja, fitolitos, y ocasionales carofíceas, quistes, valvas de ostrácodos y fragmentos de otros artrópodos.</p>	<p>CIT= de 0.25 a 0.59 % COT= de 3.32 a 5.56 % N= de 0.18 a 0.40 % COT/N= de 13.92 a 19.22 SM 1.00 – 35.06 10⁻⁵ SI.</p>
	<p>9.- Arcilla pardo gris (2.5Y5/2) a gris oscuro (5Y4/1), masiva. Constituida por componentes clásticos (>65 %) observables al microscopio de plagioclasa y ocasional biotita. Componentes biogénicos (<35%): carofíceas, valvas completas y fragmentadas de ostrácodos, frústulos de diatomeas de los géneros <i>Campylodiscus</i>, <i>Cyclotella</i>, <i>Surirella</i> y <i>Anomoeoneis</i>, espículas de esponjas, carbón y m.o. amorfa. Componentes autigénicos ocasionales (< 5 %) de calcita.</p>	<p>CIT= de 0.31 a 1.45 % COT= de 2.47 a 5.79 % N= de 0.16 a 0.34 % COT/N= de 14.33 a 17.89 SM 1.07 - 29.71 10⁻⁵ SI.</p>
	<p>10.- Arcilla pardo rojizo oscuro (2.5YR2.5/3), masiva. Componentes clásticos identificados al microscopio de</p>	<p>CIT= de 0.12 a 1.56 % COT= de 1.43 a 7.83 % N= de 0.10 a 0.51 %</p>

	plagioclasa y escasos piroxenos. Componentes biogénicos de valvas de ostrácodos, frústulos de diatomeas de los géneros <i>Anomoeoneis</i> y <i>Surirella</i> , fitolitos, m.o. amorfa y carbón.	COT/N= de 13.71 a 18.58 SM 1.40 – 72.08 ⁻⁵ SI
Volcaniclásticas	11a.- CPGO ceniza pardo gris oscuro (2.5Y 4 / 1) y gris claro (2.5Y 7/1), con estructura irregular y de grano medio, de 0.48 m a 0.56 m de profundidad. Compuesta de plagioclasa y vidrio volcánico.	SM 49.28 - 36.39 10 ⁻⁵ SI
	11b.- Pómez Toluca Superior (PTS) (Arce, 2013). Ceniza, color gris claro (2.5Y 5/2) y pardo grisáceo (2.5Y 5/2), de grano medio a grueso. Presenta gradación normal, en la que los 5 cm inferiores están constituidos por ceniza gruesa gris claro, sobreyacidos por ceniza gruesa gris obscuro, y a éstos a su vez los sobreyace ceniza fina gris claro. Conformar el depósito piroclástico más grueso en la secuencia analizada, encontrada entre 1.16 y 1.4 m de profundidad. Consiste en cristales de plagioclasa, anfíbol, vidrio volcánico y fragmentos de pómez. Edad de ca. 12,320 años cal AP.	SM 6.26 - 23.57 10 ⁻⁵ SI.
	11c.- CPG ceniza pardo grisáceo (2.5Y 5/2), con estructura masiva, de grano medio a grueso, de 1.74 a 1.88 m de profundidad. Constituida mayormente de cristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y en menor proporción vidrio volcánico.	SM 104.53 - 119.21 10 ⁻⁵ SI.
	11d.- Pómez Tutti Frutti (PTF) (Siebe et al., 1996). Lapilli pardo gris (2.5Y 5/1) masivo, de 2.51 a 2.61 m de profundidad. Depósito piroclástico constituido de fragmentos angulares de pómez de 0.3 a 1 cm de diámetro	SM 11.49 - 21.00 10 ⁻⁵ SI.

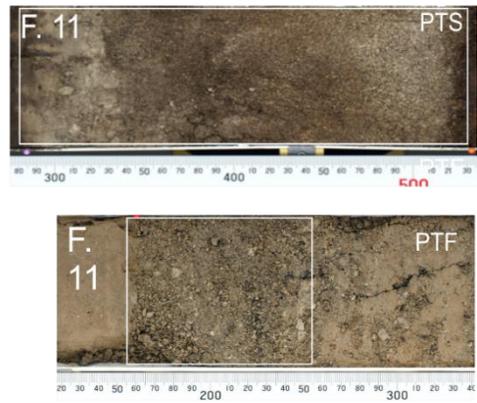
	y fragmentos líticos de rocas de diversa composición (granodioríticos y metamórficos) con matriz de ceniza negra (2.5Y 2.5/1), dispuestos en tenues bandas de ~1 cm de espesor. Edad de ca. 17,070 años cal AP.	
	11e.- CGPC ceniza gris pardo claro (2.5Y 6/1), masiva, de grano fino, de 2.77 a 2.85 m de profundidad. Compuesta principalmente de abundantes cristales de feldespato, y piroxeno y escaso vidrio volcánico.	SM 23.20 - 158.32 10 ⁻⁵ SI.
	11f.- CGC ceniza gris claro (2.5Y 7/1), irregular de grano fino. Se encuentra entre 5.04 a 5.16 m de profundidad. Compuesta por > 90 % de vidrio vesicular y escasos cristales de piroxeno.	SM 18.09 - 108.43 10 ⁻⁵ SI.
	11g.- CGO ceniza gris oscuro (2.5Y 4/1), irregular de grano fino a medio, de 5.68 a 5.78 m de profundidad. Constituida en mayormente por cristales de plagioclasa y piroxeno y escaso vidrio volcánico.	SM 27.15 - 159.49786 10 ⁻⁵ SI.
	11h.- CN ceniza fina negra (2.5Y 2.5 / 1) estructura masiva y con tamaño de grano medio a grueso, de 10.80 a 10.86 m de profundidad. Compuesta por plagioclasa, feldespato y escaso olivino.	SM 16.45 y 75.21 10 ⁻⁵ SI.
	11i.- CG ceniza gris (5Y 6 / 1), masiva, de grano muy fino, de 11.74 a 11.8 m de profundidad. Constituida de abundante vidrio volcánico y menor contenido de plagioclasa, anfíbol y biotita.	SM 36.32 - 63.42 10 ⁻⁵ SI
Biogénicas	12a.- Ooze de diatomeas gris (2.5Y 6/1) en estratos entre 6 y 10 cm con láminas de color gris oscuro (2.5Y4/1) y gris claro (2.5Y 7/1) de 2 y 5 mm de espesor. Componentes biogénicos de frústulos de diatomeas de los	SM 0.35 - 18.94 10 ⁻⁵ SI.

	<p>géneros <i>Fragilaria</i>, <i>Cocconeis</i>, <i>Cymbella</i>, <i>Epithemia</i> y <i>Rhopalodia</i> y espículas de esponja < 3%.</p> <p>12b. Ooze de diatomeas de color gris pardo pálido (2.5Y8/1) y gris oscuro (2.5Y4/1) en estructura laminada de 5 mm de espesor. Componentes biogénicos de frústulos de diatomeas de los géneros <i>Cocconeis</i>, <i>Epithemia</i> y <i>Aulacoseira</i>.</p>	
	<p>13.- Lumaquela de ostrácodos pardo oscuro (7.5Y 3/2), pardo grisáceo muy oscuro (2.5Y 3/2), rojo oscuro (2.5 YR 3/2) y pardo oliváceo oscuro (2.5Y 3/3), en bandas de 4 a 10 cm de espesor y en láminas de 2 mm. Valvas de ostrácodos en general bien conservadas, a excepción de algunos estratos en los que se observan fragmentadas, con contenido ocasional de frústulos rotos de diatomeas < 5 % y m.o. amorfa. Componentes minoritarios clásticos (< 25%) de granos de arena media a gruesa.</p>	<p>SM 3.24 – 62.90 10⁻⁵ SI.</p>

Facies Clásticas y Volcaniclásticas



Facies Volcaniclásticas



Facies Biogénicas

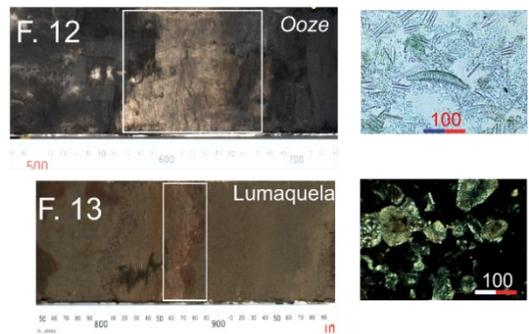


Figura 13.-Imágenes de alta resolución de secciones de sedimento y microfotografías correspondientes a algunas de las facies descritas en la parte superior del núcleo XOC17-I de la cuenca de Xochimilco (Tabla 1). Facies clásticas (F.1 a F.10), facies volcaniclásticas (F.11): PTS (Pómez Toluca Superior) y PTF (Pómez Tutti Frutti) y facies biogénicas (F.12 ooze de diatomeas y F.13 lumaquela de ostrácodos). A la derecha de las facies biogénicas se muestran microfotografías de un ooze de diatomeas visto al microscopio petrográfico con luz paralela (LP), y una microfotografía de la lumaquela de ostrácodos con luz polarizada o nícoles cruzados (NX).

De acuerdo con el análisis de componentes y los parámetros analizados las 13 facies se agrupan en seis unidades litoestratigráficas, (Fig. 14).

Unidad 1 (0.10 – 2 m)

Corresponde a la parte superior de la secuencia lacustre, en la que al menos los 10 cm superiores presentan rasgos de perturbación por fenómenos antropogénicos y biogénicos. Los sedimentos de esta unidad están compuestos por las facies clásticas 1 y 2, la facies biogénica 12a y las facies volcaniclásticas 11a, 11b y 11c (Fig. 14; Tabla 2). El metro superior presenta bioturbación, principalmente originada por el crecimiento de raíces. Los contactos entre los depósitos son en general irregulares. La estructura de los sedimentos superficiales de la facies 2 es en general masiva, aunque también localmente presenta bandas centimétricas y láminas difusas y no paralelas de 0.2 a 0.5 cm de espesor. Los depósitos de la facies 1 presentan estratos discontinuos y ondulados de 1 a 4 cm de espesor, así como motas de diferente tonalidad de 0.5 a 1.0 cm de diámetro y estructuras de deformación por carga.

El ooze de diatomeas de la facies 12b sobreyace en contacto abrupto e irregular a la facies 1. Los depósitos volcaniclásticos forman capas bien definidas de ceniza de grano fino a grueso, con contactos inferiores abruptos e irregulares, y contactos superiores de abruptos a graduales. Entre los depósitos volcaniclásticos de esta unidad se encuentran los de la ceniza pardo gris oscuro (facies 11a CPGO) de 8 cm de espesor a una profundidad de 0.48 m; la PTS (facies 11b), de 23 cm de espesor a 1.17 m de profundidad; y la ceniza pardo gris (facies 11c CPG) con 14 cm de espesor a 1.74 m de profundidad (Tabla 2) (Fig. 14). En particular, la PTS presenta una gradación normal, en la que los 5 cm inferiores están constituidos por ceniza gruesa gris claro, sobreyacidos por 13 cm de ceniza gruesa gris obscuro, y los 5 cm superiores compuestos de ceniza fina gris claro. Los depósitos volcaniclásticos en esta unidad representan el 17.30 % del espesor. La SM correspondiente a las facies clásticas varía entre 0.75 y 69.8 10^{-5} SI (Fig. 14). La SM de las facies biogénicas de ésta y las demás unidades es baja debido a que la señal es diluida por el material biogénico presente en el sedimento, por lo que no se hace mención de sus valores. Existe

en esta unidad un intervalo de 1.88 a 2 m de profundidad en donde no se recuperó sedimento.

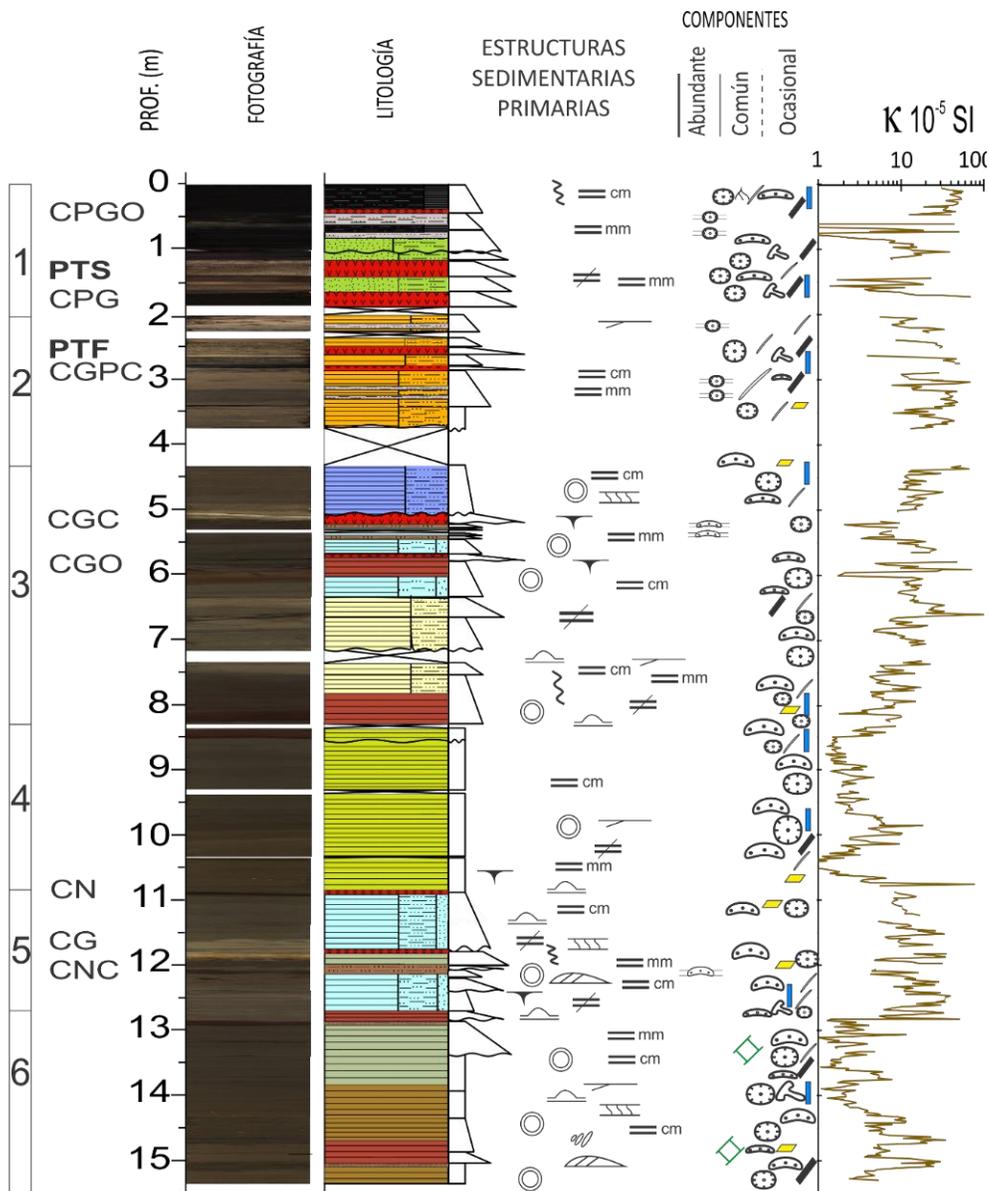


Figura 14. - Columna litoestratigráfica de la secuencia sedimentaria XOC17-I dividida en seis unidades; donde se muestra la textura de los sedimentos, las estructuras sedimentarias primarias, la distribución de los componentes sedimentarios y el perfil de susceptibilidad magnética (línea marrón). Los rectángulos numerados a la izquierda marcan las unidades litoestratigráficas. Las abreviaturas que se encuentran en la parte izquierda están relacionadas con el nombre asignado a los depósitos volcánico-lásticos previamente descritos: CPGO (ceniza pardo gris oscuro); PTS (Pómez Toluca Superior); CPG (ceniza pardo gris), PTF (Pómez Tutti Frutti), CGPC (ceniza gris pardo café), CGC (ceniza gris claro); CGO (ceniza gris oscura), CN (ceniza negra), CG (ceniza Gris), CNC (ceniza negro claro).

LEYENDA

Componentes biogénicos, autigénicos y estructuras sedimentarias

Componentes biogénicos

	Diatomeas
	Carbón
	Fitolitos
	Espículas de esponja
	Ostrácodos
	Raíces
	Lumaquela de ostrácodos
	Ooze de diatomeas
	Concreciones calcáreas



Carofitas

Componentes autigénicos



Vivianita



Calcita

Estructuras Sedimentarias



Laminación



Estratificación



Estrato y/o lámina discontinua



Estratificación y/o laminación de bajo ángulo



Estratificación y/o laminación irregular



Estratificación y/o laminación lenticular



Estratificación y/o laminación ondulante



Motas



Imbrincación



Deformación por carga

Facies clásticas y volcaniclásticas

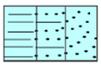
Facies clásticas



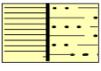
F. 1 Arena limosa pardo grisáceo



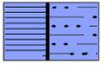
F. 2 Limo arcilloso pardo oscuro con abundante m.o.



F. 3 Arcilla limo-arenosa pardo oscuro



F. 4 Arcilla limosa pardo oscuro



F. 5 Arcilla limosa pardo grisáceo



F. 6 Arcilla limosa pardo amarillento



F. 7 Arcilla pardo olivácea



F. 8 Arcilla gris oscuro



F. 9 Arcilla pardo gris



F. 10 Arcilla rojiza oscuro



F. 11 Depósitos volcaniclásticos

Facies biogénicas



F. 12 Ooze de diatomeas



F. 13 Lumaquela de ostrácodos



Sedimento no recuperado

Figura 14.- Continuación de la figura 14 previamente descrita.

Unidad 2 (2 – 4.3 m)

Está caracterizada por el dominio de la facies clástica 6 (arcilla limosa) con intercalaciones locales de la facies 12b (ooze de diatomeas), en menor proporción por las facies 11 (depósitos volcanoclásticos) (Fig. 14). Los sedimentos se encuentran dispuestos en general masivos y en algunas ocasiones en bandas decimétricas con estratificación tanto paralela como no paralela de bajo ángulo, y presenta motas de diferente tonalidad de 0.5 a 1 cm de diámetro. Los contactos son abruptos e irregulares, en ocasiones ondulados. En esta unidad se encuentran dos depósitos volcanoclásticos: un depósito de lapilli con fragmentos de lapilli de pómez y líticos de composición variada (granodioríticos y metamórficos), de 10 cm de espesor, identificado como la Pómez Tutti Frutti (facies 11d PTF) a 2.51 m de profundidad, y una ceniza gris pardo claro media (facies 11e CGPC) de 8 cm de espesor a 2.77 m de profundidad (Fig. 14) (Tabla 2). Los depósitos volcanoclásticos en la unidad 2 representan el 10.3 % de ésta (Fig. 14). La SM correspondiente a las facies clásticas varía entre 3.89 y 51.63 10^{-5} SI (Fig. 14). Los intervalos de sedimento no recuperado en esta unidad se ubican entre 2.26 y 2.35 m y de 3.72 a 4.3 m de profundidad (Fig. 14).

Unidad 3 (4.3 - 8.46 m)

Está caracterizada por el dominio de las facies clásticas 3, 4 y 5, compuestas por arcilla limosa y arcilla limo arenosa, y en menor proporción por las facies 10 (arcilla) y facies 13 (lumaquela de ostrácodos). La facies 13 subyace a las arcillas pardo rojizas de la facies 10, en una asociación rítmica característica que se repite dos veces en esta unidad y otras dos veces más en unidades inferiores (Fig. 14).

En esta unidad se encuentran dos depósitos volcanoclásticos; entre ellos un depósito de ceniza gris claro (facies 11f CGC) con un espesor de 12 cm a 5.04 m de profundidad; y uno de ceniza gris oscuro (facies 11g CGO) de 10 cm de espesor a 5.68 m de profundidad (Fig. 14) (Tabla 2). Los depósitos volcanoclásticos representan el 7.72 % (Fig. 14). En esta unidad se encuentran

dos horizontes de lumaquelas de ostrácodos (Tabla 2), ambas tienen un espesor de 4 cm y se encuentran a los 5.18 y 5.44 m de profundidad, respectivamente. La estructura de los sedimentos es en estratos decimétricos, en ocasiones milimétricos (láminas), frecuentemente discontinuos, y masivos. Los contactos entre los depósitos son abruptos, irregulares, ocasionalmente ondulados o con inclinación de bajo ángulo. Las estructuras de deformación por carga se presentan tanto en la cima como en la base de los depósitos volcanoclásticos. La SM correspondiente a las facies clásticas varía entre 2.05 y $99.78 \cdot 10^{-5}$ SI (Fig. 14). Los intervalos de sedimento no recuperado en esta unidad van de 5.26 a 5.3 m; de 7.06 a 7.3 m y de 8.24 a 8.3 m (Fig. 14).

Unidad 4 (8.46 – 10.86 m)

Esta unidad está constituida por sedimentos dominados por arcilla (facies 7), de estructura masiva y en ocasiones depositados en estratos decimétricos a milimétricos, paralelos y no paralelos, y por un depósito volcanoclástico irregular y discontinuo de ceniza fina negra (facies 11h CN) con menos de 4 cm de espesor que se encuentra a 10.8 m de profundidad. Los contactos entre los sedimentos son abruptos, ondulados a inclinados. La SM de esta unidad correspondiente a las facies clásticas presenta los valores mínimos observados en toda la secuencia sedimentaria que varían entre 0.55 y $78.00 \cdot 10^{-5}$ SI (Fig. 14). Los intervalos de sedimento no recuperado van de 7.06 a 7.3 m; 8.24 a 8.3 m; 9.24 a 9.3 m y de 10.26 a 10.3 m de profundidad (Fig. 14).

Unidad 5 (10.86 – 12.72 m)

Esta unidad está compuesta mayormente por arcilla limo arenosa (facies 3), y en menor proporción por arcilla (facies 8); depósitos volcanoclásticos (facies 11); y por una lumaquela de ostrácodos (facies 13). La presencia de ostrácodos es una de las principales características de esta unidad, ya que además de la abundancia de estos organismos en la facies 3, presenta la lumaquela de mayor espesor (10 cm), a una profundidad de 12.10 m, encontrada en toda la secuencia analizada (Fig. 14). En general, la estructura de los sedimentos de la facies clástica 3 es masiva en la parte superior de la unidad y por debajo de 11.40 m d

profundidad en bandas centimétricas, lenticulares y discontinuas de 4 a 10 cm de espesor. En los depósitos de la facies 8 los estratos están dispuestos en bandas de 1 a 4 cm de espesor, lenticulares, ondulados, y discontinuos. Los contactos son abruptos e irregulares. Presenta un depósito volcanoclástico (facies 11i CG), a una profundidad de 11.74 m, con espesor menor que 6 cm. Los depósitos volcanoclásticos en esta unidad constituyen el 4.3 % del espesor de ésta. La SM correspondiente a las facies clásticas varía entre 1.00 y $62.90 \cdot 10^{-5}$ SI (Fig. 14). En esta parte de la secuencia se recuperó la totalidad de los sedimentos cortados (Fig. 14).

Unidad 6 (12.72 – 15.3 m)

Esta unidad está dominada por sedimentos arcillosos de las facies 9, y en menor proporción por los de las facies 8, 10 y 13. En esta unidad se presentan los dos depósitos de la asociación rítmica que se mencionó en la unidad 3, que consisten en sedimentos de las facies 10 (arcilla rojiza pardo oscura) que sobreyacen a una lumaquela de ostrácodos (facies 13) de 2 cm de espesor. La estructura de los sedimentos es en su mayoría masiva, también, en ocasiones los sedimentos se disponen en estratos decimétricos. La SM correspondiente a las facies clásticas varía entre 1.00 y $51.66 \cdot 10^{-5}$ SI, donde los máximos corresponden a depósitos volcanoclásticos (Fig. 14). En esta parte de la secuencia sedimentaria se recuperaron todos los intervalos de sedimento colectado (Fig. 14).

5.2 ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Las variaciones de los perfiles verticales (respecto a la profundidad) de los elementos químicos corresponden cercanamente a las unidades establecidas a partir de la litoestratigrafía, a pesar de las discontinuidades en los registros en los intervalos irregulares o no recuperados. Los resultados se describen de acuerdo con las unidades litoestratigráficas identificadas. En la Fig. 15 se presenta una selección de elementos mayores ligeros y pesados cuantificados por FRX, de los cuales Ti, Fe, K, Zr, Si, Ca y Sr son asociados a una fuente detrítica (Fig. 15), aunque Si, Ca y Sr pueden tener un origen diferente al detrítico (autigénico o biogénico). Las relaciones elementales Si/Ti, COT/N y el COT, representan la influencia biogénica en los sedimentos (Fig. 16); Mn/Ti se asocia condiciones óxicas (oxigenación de la columna de agua); y Ca/Ti y TIC resaltan la influencia de los carbonatos (Fig. 17).

Unidad 1 (0.10 – 2 m)

Los valores de Ti, Fe, K y Zr presentan variaciones similares en esta unidad, y en general corresponden a valores intermedios a altos en relación al resto de las unidades. Los valores máximos se registran a 0.39 m, 0.59 m, 0.71 m, 1.45 m y 2.07 m de profundidad; los valores mínimos se encuentran a 0.51 m, 0.63 m, 0.75 m, 1.11 m y 1.63 m de profundidad, y dentro de ellos el más bajo corresponde al de 0.63 m de profundidad (Fig.15). Los elementos K, Si, Ca y Sr difieren en el patrón presentado por los elementos anteriormente descritos, por lo que deben tener, al menos parcialmente, un origen distinto al clástico.

Las relaciones Mn/Ti y Si/Ti muestran valores relativamente altos, entre 0.5 m y 0.7 m de profundidad y entre 1.16 y 2 m de profundidad; con un máximo entre 0.56 m y 0.66 m (Fig. 16), que coincide con los ooze de diatomeas identificados. Los valores más altos de COT (11.50 %) se encuentran a una profundidad de 0.20 m, con la máxima concentración presente en toda la secuencia a 0.70 m (11.50 %) y 0.90 m, y los más bajos a 0.60 m, 0.78 m y entre 1.3 m y 1.8 m de profundidad. Los valores más altos de la relación COT/N están a profundidades

de 0.70 m y 2.1 m; mientras que los valores más bajos a 0.90 m y 0.6 m de profundidad.

El Sr, el Ca y la relación Ca/Ti presentan valores intermedios en relación al resto de la secuencia, con máximos a 0.73 m y 1.07 m de profundidad (Fig.17), que coinciden con la presencia de ostrácodos de la facies 1. Las concentraciones de CIT son relativamente bajas en esta unidad con un solo valor máximo de 1.45 % a 1.1 m de profundidad (Fig. 17).

Unidad 2 (2 – 4.3 m)

Los valores de Ti, Fe, K y Zr se incrementan hacia la base de esta unidad, Por debajo de 3 m de profundidad, Ti y Fe alcanzan los mayores valores registrados en toda la secuencia (Fig. 15). Las relaciones Mn/Ti y Si/Ti muestran valores relativamente altos pero menores a los que se observan en la unidad 1, sus máximos están presentes a 2.05, 2.4, 2.63 y entre 2.9 y 3.35 m de profundidad; mientras que el mínimo se encuentra a 2.81 m de profundidad. El COT presenta los valores mínimos registrados en toda la secuencia (entre 0.05 y 7.30 %) entre los 2, 2.35 y 3.8 m de profundidad. La relación COT/N presenta valores relativamente altos (entre 13.09 y 18.80), los máximos se ubican a 2, 3.25 m y 3.7 m de profundidad (Tabla 2) (Fig. 16). El Sr, el Ca, la relación Ca/Ti y la concentración de CIT muestran los valores más bajos de toda la secuencia entre los 2 y 3.8 m de profundidad (Fig. 17).

Unidad 3 (4.3 – 8.46 m)

Los valores de Ti, Fe, K, Zr y Si presentan un decremento hacia la base en esta unidad. El Ti, Fe, K y Zr presentan sus mayores valores a 5.7 y 6.6 m de profundidad (Fig. 15). Las relaciones Mn/Ti y Si/Ti muestra sus valores máximos de 5.87 a 6.39 m de profundidad; mientras que los mínimos se encuentran a 5.13 m y 5.7 m de profundidad. El COT presenta los valores mínimos a 5.8 y 7 m de profundidad; y con valores relativamente altos a profundidades de 4.8, 5.4 y 6 m. La relación COT/N presenta valores relativamente altos (18.80) a 4.9 m de profundidad (Fig. 16). El Sr, el Ca, la relación Ca/Ti y el CIT muestran valores en

general altos, en donde se encuentran dos lumaquelas de ostrácodos y calcita autigénica (Tabla 1) (Fig. 17).

Unidad 4 (8.46 – 10.86 m)

Los valores de Ti, Fe, K, Zr, Si, Ca y Sr exhiben variaciones mínimas y se mantienen constantes, se registran valores relativamente bajos entre 10 y 10.50 m de profundidad (Fig. 15). Las relaciones Mn/Ti y Si/Ti presenta valores relativamente bajos y constantes, en donde sus valores máximos se encuentran a 7.46, 8.46, 9.3 y 10 m y el mínimo a 10.80 m de profundidad. Los valores de COT son relativamente altos, su valor mínimo se encuentra a 9.8 m de profundidad; mientras que su máxima concentración se registra entre 9.9 y 10.7 m de profundidad. El cociente COT/N de esta unidad es el que registra los valores más altos en toda la secuencia (entre 11.57 y 20.46 %); con valores mayores presentes a 9 m, y entre 9.8 y 10.6 m de profundidad; por el contrario, los menores se encuentran a profundidades de 8.5, 9.6 y 10.7 m de profundidad (Fig. 16). La relación Ca/Ti presentan variaciones importantes, con valores menores entre 9 y 9.8 m de profundidad; por el contrario, los mayores están entre 8.46 y 9 m y de 9.8 a 10.86 m de profundidad. Los valores de la concentración de CIT son relativamente bajos en general (entre 0.00 y 1.34 %), con el valor mínimo a 10.4 m y el máximo a 10.86 m de profundidad (Fig. 17).

Unidad 5 (10.86 – 12.72 m)

Las concentraciones de Ti, Fe, K, Zr y Si exhiben variaciones menores, con los valores máximos entre los 11.8 y 12.72 m de profundidad; mientras que los valores más bajos se encuentran entre 11.2 y 11.5 m de profundidad (Fig. 15). Las relaciones Mn/Ti y Si/Ti presentan valores relativamente bajos, en los que sus máximos se encuentran a una profundidad de entre 11.3 y 12.7 m, y sus mínimos se observan a 10.86 y 12.1 m de profundidad. Los valores de COT son variantes, el máximo se encuentra a 11.9 m (5.56 %), las concentraciones más bajas están presentes a profundidades de 11.8 m (0.21 %) y 12.5 m (1.7 %). El cociente COT/N muestra valores relativamente más bajos (entre 10.21 y 16.22), el más bajo (0.16) se encuentra a 12.6 m de profundidad, siendo éste el valor

mínimo de toda la secuencia (Fig. 16). El Sr, el Ca y la relación Ca/Ti registran altos valores entre 10.86 y 11.60, y, entre 11.95 y 12.20 m de profundidad con el valor máximo de toda la secuencia a los 12.17 m (Fig. 15), que coincide con la lumaquela de ostrácodos de mayor espesor (10 cm). En esta unidad se registran los valores máximos en la concentración de CIT presentes en toda la secuencia (entre 0.08 y 4.48 %), a 11.2 m, 12.17 m y 12.26 m de profundidad, y el mínimo a 12.12 (0.07 %) (Fig. 17).

Unidad 6 (12.72 – 15.3 m)

Los valores de Ti, Fe, K, Zr, Si, Ca y Sr presentan ligeras variaciones, con los valores máximos entre 12.72 m y 13.8 m de profundidad; mientras que los valores más bajos se encuentran entre 14.46 y 15.3 m de profundidad, respectivamente (Fig. 15). Las relaciones Mn/Ti y Si/Ti presentan valores relativamente bajos, en donde sus mínimos se observan en 13.55, 14.75 y entre 15.1 y 15.2 m de profundidad. Los valores de COT son relativamente altos (entre 3.32 y 5.8 %), el máximo se encuentra a 14 m de profundidad; por el contrario, la concentración más baja está presente a 15 m de profundidad. El cociente COT/N muestra valores relativamente altos (entre 10.21 y 19.22), los más representativos se encuentran entre 12.81 y 14.4 m de profundidad (Fig. 16); por el contrario, los minoritarios están presentes a profundidades de 14.8 y 15 m. La relación Ca/Ti presenta valores minoritarios entre 12.72 y 13.8 m de profundidad; a la inversa los valores mayoritarios se encuentran entre 13.8 y 15.3 m de profundidad. Las concentraciones más bajas de CIT; están entre 12.72 y 14 m de profundidad y las máximas entre 14 y 15 m de profundidad (Fig. 17).

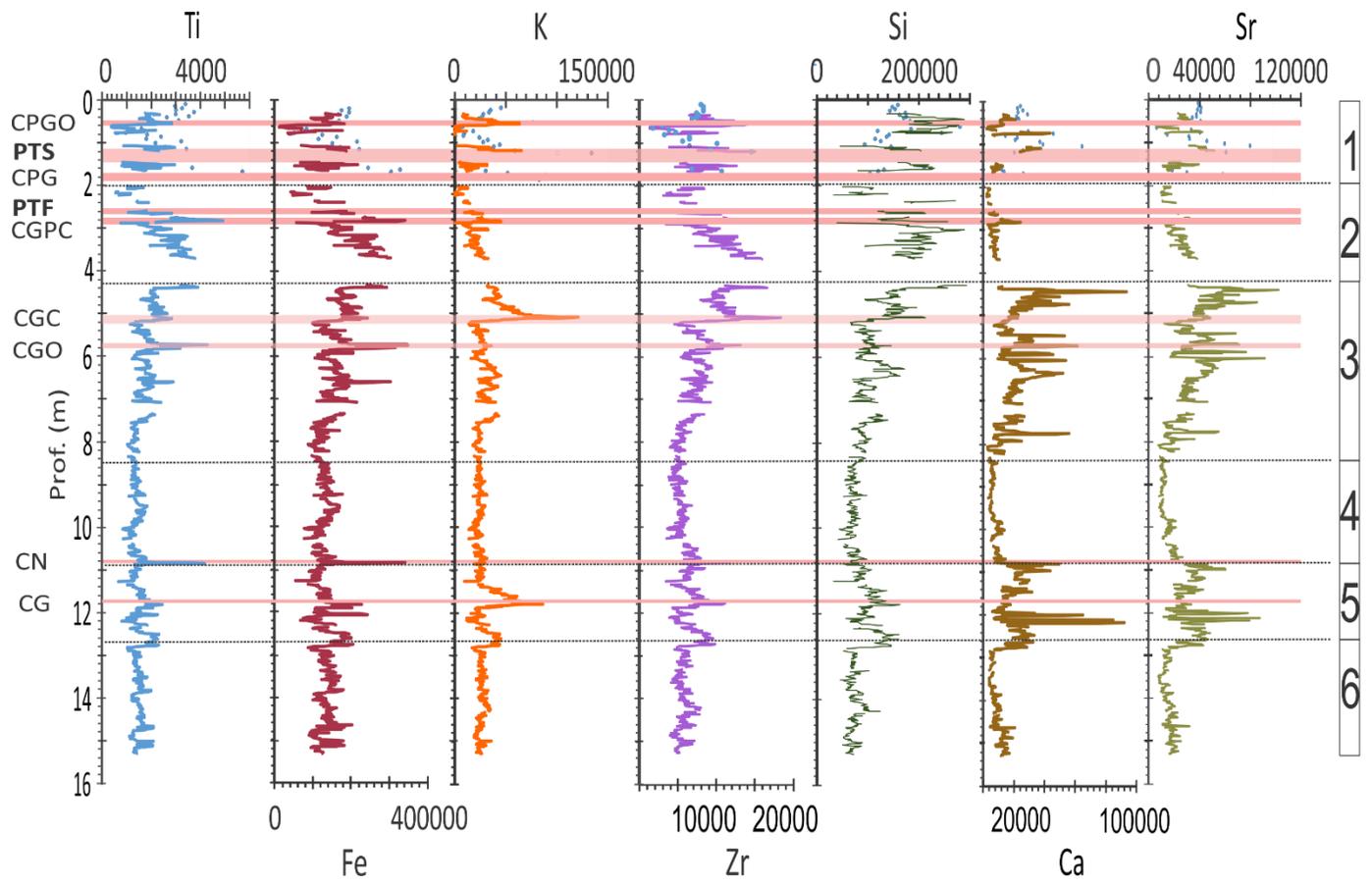


Figura 15.- Concentración de elementos caracterizados de influencia clástica (detríticos) Ti, Fe, K, Zr, Si, Ca y Sr. Presentes en los sedimentos de la parte superior del núcleo XOC17-I del lago Xochimilco. Los puntos de color azul sobrepuestos en las curvas de los registros corresponden a la medición puntual de FRX, para observar las tendencias de las curvas en los intervalos que no fue posible medir con el equipo Avaatech XRF Core Scanner. Las líneas en rojo corresponden a intercalaciones de depósitos volcániclasticos en la secuencia sedimentaria. La barra numerada a la derecha corresponde con las unidades litoestratigráficas propuestas (unidades 1 a 6).

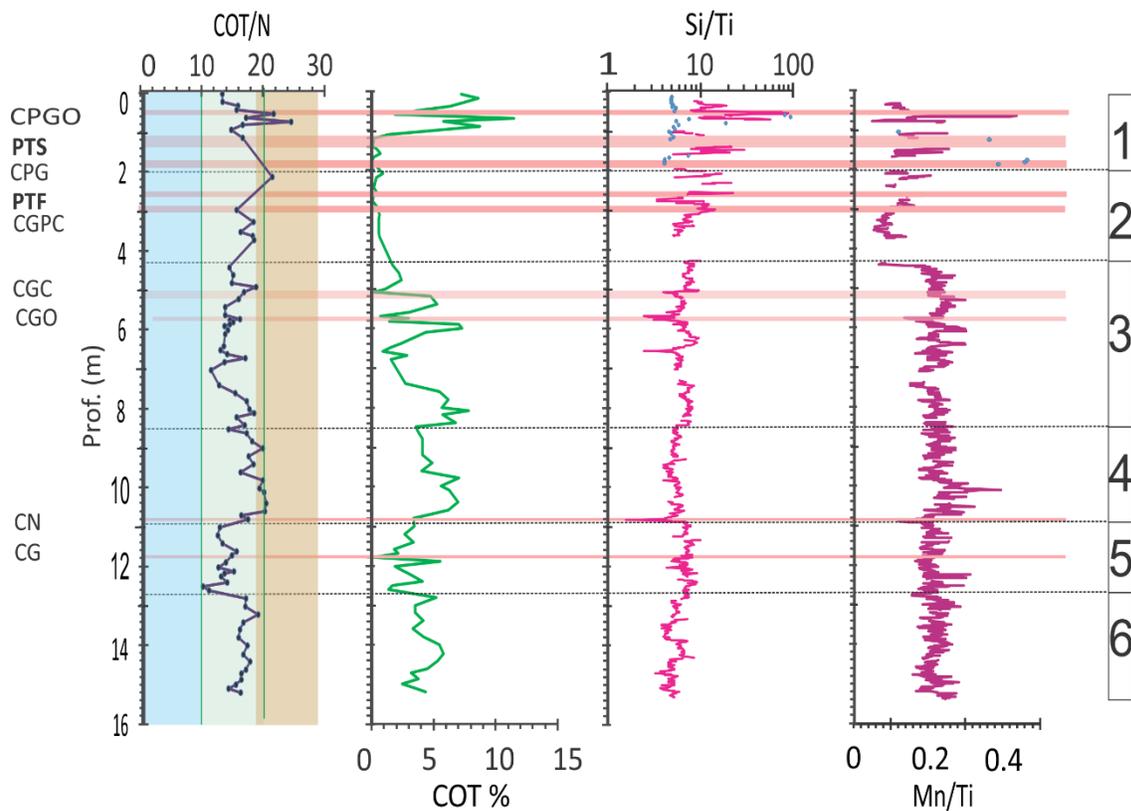


Figura 16.- Porcentaje de COT y relaciones elementales relacionados con influencia biogénica: COT/N, Si/Ti. Y Mn/Ti relacionado con condiciones óxicas, en los sedimentos lacustres de la parte superior del núcleo XOC17-I del lago Xochimilco. Los puntos de color azul sobrepuestos en las curvas de los registros corresponden a la medición puntual de FRX, para observar las tendencias de las curvas en los intervalos que no fue posible medir con el equipo Avaatech XRF Core Scanner. Las líneas en rojo corresponden a intercalaciones de depósitos volcanoclásticos en la secuencia sedimentaria. La gráfica de Si/Ti se graficó en escala logarítmica, para observar mejor la distribución de los datos.

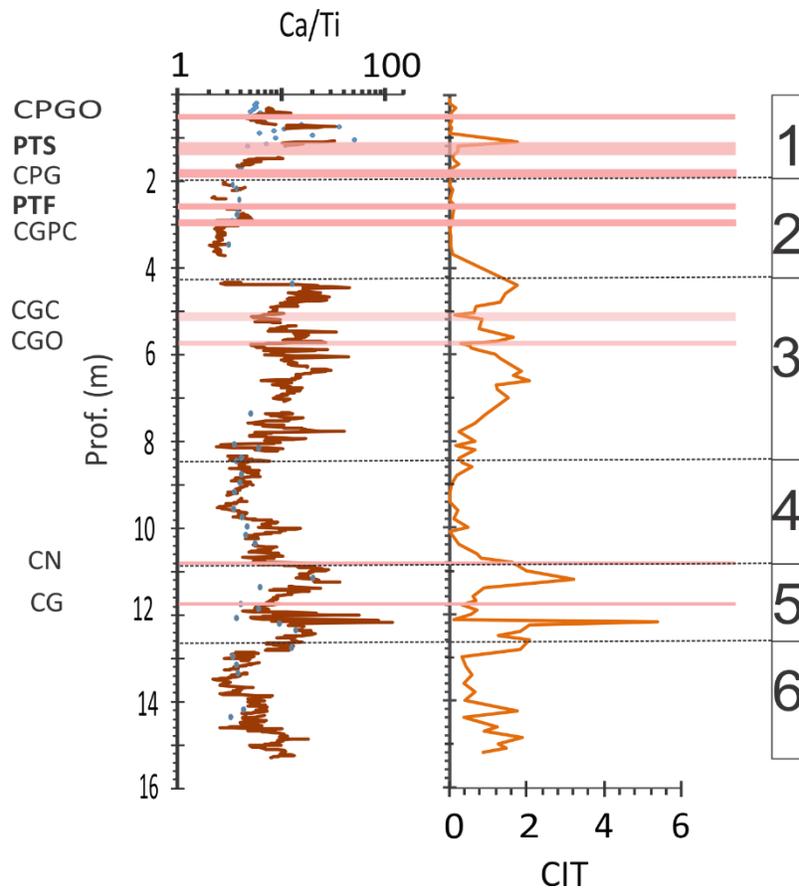


Figura 17.-Concentración de CIT y relaciones elementales relacionadas con influencia de carbonatos: CIT, Ca/Ti, CIT. Presentes en los sedimentos de la parte superior del núcleo XOC17-I del lago Xochimilco. Los puntos de color azul sobrepuestos en las curvas de los registros corresponden a la medición puntual de FRX, para observar las tendencias de las curvas en los intervalos que no fue posible medir con el equipo Avaatech XRF Core Scanner. Las líneas en rojo corresponden a intercalaciones de depósitos volcanoclásticos en la secuencia sedimentaria. Los puntos en azul sobrepuestos en la relación Ca/Ti corresponde a la medición puntual de FRX, para observar la tendencia de la curva en los intervalos que no fue posible medir con el equipo Avaatech XRF Core Scanner. La gráfica de Ca/Ti se graficó en escala logarítmica, para observar mejor la distribución de los datos.

5.3 CRONOLOGÍA Y MODELO DE EDAD

La reconstrucción paleoambiental y paleoclimática a partir de sedimentos lacustres depende en gran medida del registro sedimentario y de la cronología que se establezca para el mismo. El propósito de elaborar un modelo geocronológico es: 1) estimar las edades del sedimento; 2) calcular tasas de sedimentación y 3) ubicar la temporalidad de las fluctuaciones climáticas.

El modelo de edad-profundidad para la secuencia estudiada se elaboró a partir de tres correlaciones con estratos conocidos en la cuenca y uno realizado con radiocarbono (AMS ^{14}C) (Tabla 3). Uno de los fechamientos indirectos es el obtenido en un horizonte de ooze de diatomeas realizado en un trabajo previo en el área de estudio (Albarrán Santos, 2018; Ortega Guerrero et al., 2018), que fue posible identificar y correlacionar en esta secuencia. Asimismo, se tomaron en cuenta las edades calibradas reportadas de los marcadores tefraestratigráficos Pómez Toluca Superior (PTS, Arce et al. 2003) y Pómez Tutti Frutti (PTF, Siebe et al., 1996), cuyas edades de ^{14}C más probables han sido establecidas a partir de numerosos fechamientos (Arce, 2003; Sosa-Ceballos et al., 2012). La tefra PTF fue reconocida en los núcleos lacustres de Chalco y fue nombrada como "Tlapacoya 2" por Ortega-Guerrero y Newton (1998), aunque en este trabajo también se le describe por su nombre más común de "Pómez Tutti Frutti". También se obtuvo la edad ^{14}C en una muestra de sedimento lacustre del núcleo XOC17-I. Tanto las edades de las tefras marcadoras (PTS y PTF) como la obtenida en este trabajo fueron calibradas en la versión en línea de OxCal 4.3 (Bronk-Ramsey, 2009), utilizando la curva de calibración de IntCal 13 (Reimer et al., 2013) (Tabla 2). Las edades medias en años calibrados antes del presente (AP), fueron las utilizadas para construir el modelo de edad (Fig. 18). Para calcular la edad de la parte superior de la secuencia se calculó la tasa de sedimentación entre la cima de la PTS y la base del ooze de diatomeas, y el resultado fue de 0.10 mm/año, permitiendo hacer una extrapolación a la cima, estimando una edad del sedimento superficial de alrededor de 5,000 años cal AP. Para obtener la edad de la base de la secuencia se realizaron cuatro posibles escenarios con distintas tasas de sedimentación. En el primero se tomó

en cuenta la tasa de sedimentación calculada en la parte superficial (0--30 m) del lago vecino Chalco (Ortega-Guerrero et al., 2015), que es de 0.8 mm/año y se obtuvo una edad de 46,500 años cal AP. En el segundo se utilizó la tasa de sedimentación calculada para la cima de la secuencia que es de 0.1 mm/año, y dio como resultado una edad de 125,000 años cal AP. En el tercero se utilizó la tasa de sedimentación obtenida entre la PTF y el fechamiento obtenido en este trabajo a 6 m de profundidad, que fue de 1.17 mm/año, y dio como resultado 89,000 años cal AP. Finalmente se hizo una comparación de la tasa de sedimentación propuesta para Chalco y Xochimilco, entre los marcadores estratigráficos PTS y PTF, que fue de 0.8 mm/año en Chalco y de 0.2 mm/año en Xochimilco. Esto permite inferir que la sedimentación en Xochimilco, al menos entre las dos tefras marcadoras, es la cuarta parte respecto al mismo intervalo en Chalco. Por lo anterior, en este trabajo se toma en cuenta la tasa de sedimentación 0.2 mm/año, estimando una edad para la base de la secuencia de ca. 78,500 años cal AP. En todos los posibles escenarios se restó los espesores de los depósitos volcánicos de caída. Las edades reportadas de los marcadores tefrastratigráficos PTS y PTF se usaron como límites en sus posiciones correspondientes y fueron considerados como eventos instantáneos.

Tabla 3. Edad de radiocarbono de sedimentos del lago de Xochimilco y tefras marcadoras.

Material	Clave laboratorio	Profundidad (m)	Edad ^{14}C	Edad calibrada (2σ años cal AP)	Media (años cal AP)	Ref.
Ooze de diatomeas	-	0.60			ca. 7,000	1
PTS	-	1.17	10,445 +/- 0.095	12,621-12,025	12,300	2
PTF	-	2.51	14,500 +/- 100	18,340-15,799	17,070	3
Sedimento total	BETA-490535	6.0	31,290 +/- 160	35,578-34,782	35,160	4

Base de datos usada INTCAL13 Reimer et al. (2013).

1 Albarrán Santos (2018).

2 Arce et al. (2003).

3 Sosa-Ceballos et al. (2012).

4 Este trabajo.

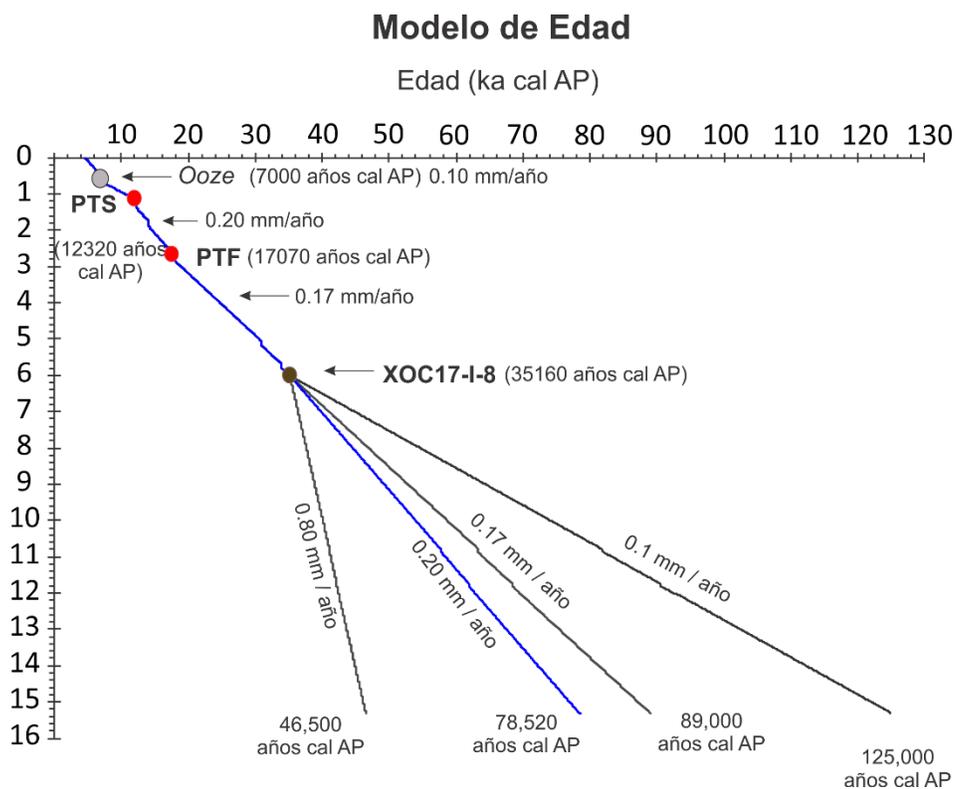


Figura 18.- Modelo de edad propuesto para la parte superior del núcleo XOC17-I, elaborado a partir de la edad media de ^{14}C calibrada obtenida a una profundidad de 6 m, la edad del ooze de diatomeas y las edades de las tefras marcadoras reconocidas: Pómez Toluca Superior (PTS) y Pómez Tutti Frutti (PTF).

CAPÍTULO VI DISCUSIÓN

A pesar de la diferencia en la resolución de los análisis de FRX (cada 1 cm) y de COT y N (cada 10 cm), es posible observar en éstos últimos las fluctuaciones mayores presentes en el primer conjunto de datos. La influencia de los productos volcánicos en la composición geoquímica de los sedimentos de Xochimilco hace necesaria la normalización por elementos de origen exclusivamente volcánico para resaltar el origen no-volcánico de los elementos y su significado ambiental. Como se menciona anteriormente, ya que el Ti es un elemento estable de origen detrítico, es el preferido en numerosos trabajos para separar las señales alóctonas y autóctonas de los registros sedimentarios. En la Tabla 3 se resume la interpretación ambiental de los elementos y las relaciones elementales selectos utilizados en este trabajo.

La similitud en las variaciones entre Fe, Ti y Zr sugieren en esencia los tres elementos una fuente detrítica común (Fig. 15). Las discrepancias menores entre Ti y Fe en las unidades 6, 4 y base de la 3, sugieren que ocurrieron en estos intervalos procesos diagenéticos menores como migración y recristalización de minerales de Fe. Esta interpretación es sustentada por el aumento de COT en estos intervalos, en los que la degradación de la materia orgánica pudo producir procesos redox que intervinieron en la disolución y posterior precipitación de las fases minerales de Fe. Las diferencias entre Ti, Fe y Zr en la unidad 1, es probable reflejen un cambio en la composición de la fuente detrítica, es decir, un cambio en la composición de los productos volcánicos derivados a la cuenca, y posiblemente la disolución de minerales de Fe.

La similitud entre K y Ti indica que la mayoría del K es de origen detrítico, mientras que las discrepancias – principalmente en la unidad 2-, sugieren que el K fue parcialmente removilizado y pudo ser absorbido por minerales arcillosos presentes en los sedimentos. El Ca presenta diferencias con K y Ti, lo que indica que tiene varios orígenes. Uno de ellos puede ser la diferencia en composición de los productos volcánicos, principalmente en las plagioclasas. Sin embargo, ya que el scanner de FRX no midió en la mayoría de las superficies irregulares

de estos depósitos, no es posible evaluar con mayor detalle esta alternativa. Por otra parte, el cociente Ca/Ti presenta mayor afinidad con el CIT, lo que sugiere que el Ca parcialmente tiene relación con carbonatos autigénicos. Es notoria la semejanza entre los indicadores detríticos SM y Ti con la relación Ca/Ti por debajo de 27 m de profundidad, en las unidades 3,4, 5 y 6, y la correlación opuesta entre éstos por arriba de 23 m de profundidad, en las unidades 2 y 1. Ya que la relación Ca/Ti es interpretada como indicador de condiciones de mayor evaporación ($>Ca/Ti$), la interpretación de la SM y Ti como indicadores de precipitación debe ser evaluada de acuerdo al conjunto de datos.

La relación Si/Ti representa el Si biogénico; ya que por mucho el mayor componente biogénico silíceo en los sedimentos analizados de Xochimilco son las diatomeas, esta relación muestra la distribución de este grupo de algas. Los mayores valores de Si/Ti se encuentran en la unidad 1, y disminuyen en la unidad 2; sin embargo, esta relación muestra una tendencia decreciente a mayor profundidad. Los valores del cociente COT/N varían a lo largo de la secuencia entre 10 y 20 %, lo que indica un origen mixto del C orgánico, tanto lacustre como terrestre; solamente en la parte superior del registro existe un intervalo con valores que indican un franco origen terrestre de la materia orgánica (Fig. 20) En la parte superior de la unidad 1, los altos valores de Si/Ti coinciden con los mayores valores de COT; sin embargo, en la parte inferior de la unidad 1 y en la unidad 2, los valores relativamente altos de Si/Ti corresponden a bajos valores en COT (Fig. 20). Esto puede deberse al efecto de la dilución de la materia orgánica por la fracción clástica, que alcanza los más altos valores en esta unidad 2. Por otra parte, en las unidades 3 a 6, los valores relativamente altos de COT no corresponden con el aumento en Si/Ti, lo que indica que la materia orgánica está asociada al aumento en la productividad de otro tipo de organismos diferentes a los silíceos.

El modelo de edad para la secuencia analizada del núcleo XOC17-I (15.3 m) establecido en el presente trabajo (Fig. 18, Tabla 3), sugiere que esta secuencia sedimentaria posee una temporalidad entre ca. 78,500 y 5,000 años cal AP. Este intervalo abarca del final del MIS 5 (130-71,000 años cal AP), al MIS 1 (últimos 14, 000 años cal AP) (Lisiecki y Reymo, 2005). De acuerdo con el modelo de edad (Fig. 18), las unidades litoestratigráficas descritas abarcan los siguientes intervalos temporales (Fig. 19):

Unidad 1 ca. 5,000 a 14,000 años cal AP

Unidad 2 ca. 14,000 a 26,600 años cal AP

Unidad 3 ca. 26,600 a 46,700 años cal AP

Unidad 4 ca. 46,700 a 57,700 años cal AP

Unidad 5 ca. 57,700 a 66,200 años cal AP

Unidad 6 ca. 66,200 a 78,500 años cal AP

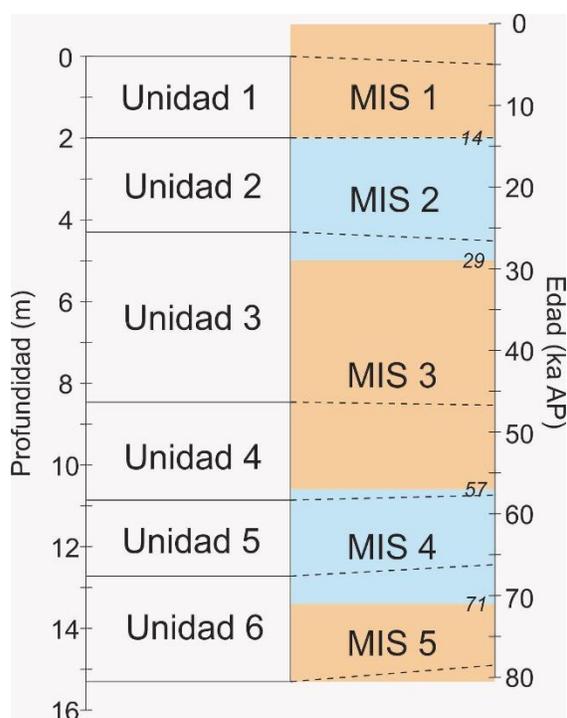


Figura 19.- Intervalos en años que abarcan las unidades litoestratigráficas descritas (líneas punteadas), y temporalidad (en cursivas) de los estadios isotópicos marinos (MIS) 1 a 5, de acuerdo a la cronología de Lisiecki y Reymo (2005).

A continuación, se describe la interpretación ambiental obtenida de los patrones y características sedimentológicas, estratigráficas y los indicadores geoquímicos, en ventanas temporales de acuerdo a la extensión de los estadios isotópicos marinos (MIS) (Lisiecki y Reymo, 2005) que abarca la secuencia.

MIS 5 (*sensu lato*, 78,500 a 71,000 años cal AP)

Este intervalo temporal corresponde al depósito de la parte basal y media de la Unidad 6. Los sedimentos más antiguos analizados indican un ambiente de depósito en un lago somero de aguas relativamente concentradas en carbonato durante la parte final del MIS 5 (MIS 5a, ca. 85,000 a 71,000 años cal AP), caracterizado por los sedimentos arcillosos de las facies 8, 9 y 10. Las facies se formaron en un ambiente lacustre relativamente somero, con poca influencia de sedimentación clástica gruesa (bajos de SM y Ti), probablemente debido al desarrollo de vegetación terrestre y en el litoral (COT/N ~17) y una reducida escorrentía. Hacia la base de la unidad ocurrió bioturbación intensa, que alteró la estratificación. La concentración de carbonato en el agua (moderados Ca/Ti y CIT) favoreció el desarrollo de ostrácodos. Hacia ca. 74,500 años cal AP, el fin de las condiciones cálidas del MIS 5 se caracterizan por el decremento en la concentración iónica en el agua (< Ca/Ti y CIT) (Fig. 20). Esto sugiere el desarrollo de un lago relativamente más profundo y una disminución en la evaporación.

MIS 4 (71,000 a 57,000 años cal AP)

La transición de las condiciones relativamente cálidas del final del MIS 5 a las templadas del MIS 4, entre ca. 71,000 y 66,500 años cal AP, está caracterizada por un cambio en la sedimentación y en los parámetros analizados en la cima de la unidad 6 (Fig. 20). Durante esta etapa se depositaron sedimentos arcillosos gris oscuro de la facies 8. El color del sedimento, la preservación de las bandas y el decremento en la concentración iónica en el agua (< Ca/Ti y CIT), indican el incremento en la profundidad del lago, de fondo probablemente anóxico, con escasa influencia de aporte de materiales clásticos por escorrentía y un progresivo decremento en la evaporación.

A partir de ca. 66,500 años cal AP, ocurre un cambio notable. El depósito de la lumaquela de ostrácodos (facies 13) y posteriormente las arcillas pardo rojizo (facies 10), indican una disminución en el nivel lacustre y la oxigenación del fondo. El ligero aumento en el aporte de detritos ($> SM$ y Ti) y la disminución en la materia orgánica lacustre ($< COT/N$), coincide con el depósito de las arcillas limo-arenosas (facies 3) (Fig. 20); todo ello indica la reducción de la vegetación terrestre, la exposición de la franja litoral al aporte clástico aun cuando éste no fuera intenso, y el desarrollo de la estratificación lenticular por la acción de oleaje o corrientes. El lago se vuelve más concentrado en carbonatos ($> Ca/Ti$ y CIT), precipita calcita autigénica y los productores biogénicos de carbonatos son ostrácodos y algas carofíceas. Asimismo, los ensamblajes de diatomeas están dominados por géneros relacionados con ambientes salobres, tales como *Cyclotella* y *Campylodiscus*. En conjunto, estas características sugieren condiciones más secas, en las que la fuerte evaporación resultó en un balance precipitación/evaporación (P/E) negativo. Estas condiciones prevalecieron durante el MIS 4, y aunque con fluctuaciones, fueron más intensas entre ca. 64,000 y 62,500 años cal AP, intervalo en el que se encuentra la lumaquela de ostrácodos de mayor espesor y en donde los sedimentos son moteados, que indican el movimiento vertical (ascendente y descendente) de las aguas subterráneas. Este intervalo representa las condiciones más secas inferidas a lo largo del registro sedimentario analizado.

MIS 3 (57,000 a 29,000 años cal AP)

El paso del MIS 4 al MIS 3 coincide cercanamente con los cambios registrados en la litoestratigrafía y los indicadores. Entre ca. 57,000 y 46,500 años cal AP, dominó la sedimentación de arcilla pardo olivácea (facies 7) de la unidad 4, que adquirió una estratificación en bandas centimétricas y láminas. Durante este intervalo existen variaciones menores en el aporte de sedimentos clásticos, así como una disminución en general en los indicadores de la concentración de carbonatos en el agua ($< Ca/Ti$ y CIT), y un aumento en COT y la relación COT/N (Fig. 20). Para este periodo se infiere que el ambiente de depósito consistió en un lago relativamente profundo, de aguas poco concentradas en carbonatos, de

fondo anóxico, rodeado de una vegetación terrestre extensa y probablemente también protegido por vegetación litoral.

Posteriormente, a partir de ca. 46,500 años cal AP, los depósitos de la arcilla limosa pardo oscuro y la arcilla pardo rojiza (facies 4 y 10) de la unidad 3 marcan un cambio en el ambiente de depósito. El lago pasa a ser de aguas más concentradas en carbonatos y la materia orgánica terrestre disminuye. Los cambios en la concentración iónica en el agua dieron como resultado la precipitación ocasional de calcita autigénica. Se infiere un lago más somero de aguas más concentradas, con desarrollo de vegetación acuática y periodos de condiciones óxicas en el fondo, con mayor aporte de sedimentos superficiales. Estas condiciones se acentúan a partir de ca. 37,500 años cal AP, cuando se deposita la arcilla limo arenosa pardo oscuro (facies 3) con intercalaciones de lumaquelas de ostrácodos (facies 13), arcillas pardo rojizas (facies 10) y localmente depósitos volcanoclásticos (facies 11), y posteriormente la arcilla limosa pardo grisáceo (facies 5) (Fig. 20).

Lo previamente descrito sugiere durante el inicio del MIS 3 hubo condiciones menos secas, con desarrollo de vegetación terrestre, y existió un lago relativamente poco profundo, ligeramente alcalino y salino. Sin embargo, estas condiciones cambian y hacia ca. 46,500 años cal AP se establecieron ambientes francamente secos, con un lago somero concentrado, con episodios de exposición subaérea (arcilla pardo rojiza). Estas características persistieron durante el fin del MIS 3 y el inicio del MIS 2, hasta ca. 27,500 años cal AP. El entorno deposicional se mantuvo marginal para la mayor parte de esta etapa.

MIS 2 (*sensu lato* 29,000 años cal AP al Último Máximo Glacial 19,000 años cal AP)

La transición del MIS 3 al MIS 2 coincide cercanamente con la cima de la unidad 3. Al inicio del MIS 2, a partir de ca. 29,000 y hasta los ca. 26,500 años cal AP (Fig.20), se depositaron sedimentos arcillo limosos (facies 5). Las condiciones ambientales inferidas para el fin del MIS 3 se reconocen también en este intervalo. La falta de continuidad en la secuencia recuperada impide reconocer las características de los cambios ocurridos entre ca. 26,500 y 23,000 años cal

AP. Sin embargo, se logra distinguir un súbito incremento en el aporte por escorrentía ($> SM, Ti$) a partir de ca. 27,000 años cal AP. Entre ca. 23,000 y 19,000 años cal AP, durante el Último Máximo Glacial (UGM) (Fig. 20), se depositaron sedimentos arcillo limosos de la facies 6. En este periodo se registran los más altos valores en los indicadores de aporte detrítico (Fe, Ti); el cuerpo lacustre presenta la menor concentración de carbonatos de todo el registro ($< Ca/Ti, CIT$), y existe así mismo la menor producción de materia orgánica. Para el UGM (ca. 23,000 a 19,000 años AP) se infiere un lago somero, de agua dulce, con poca producción orgánica, con aporte de detritos asociado más a la falta de cubierta vegetal que al aumento en la escorrentía por precipitación. Las condiciones más frías presentes en toda la secuencia inhibieron la evaporación. La concentración de COT muestra valores muy bajos comparados con todos los de la secuencia, probablemente debido a las bajas temperaturas no se propició el crecimiento de una cobertura vegetal, por lo anterior se sugiere un ambiente seco además de frío.

A partir de ca. 18,000 y hasta ca. 14,000 años cal AP (parte de la deglaciación) (Fig. 20), se depositaron sedimentos arcillo limosos de la facies 6, con intercalaciones locales de la facies biogénica 12 (Ooze de diatomeas). La asociación de los géneros de diatomeas (*Cocconeis*, *Epithemia* y *Aulacoseira*) (facies 12b), indican que al menos durante el depósito de las facies 12, el lago no estaba saturado en sales. La disminución de los indicadores de aporte detrítico (Fe, Ti y K), pueden ser resultado del efecto de la dilución de estos componentes por la gran cantidad de restos de diatomeas. El COT puede estar disminuido por la productividad de organismos silíceos, aunque sí se observa una expansión de la cobertura vegetal terrestre.

Hacia ca. 14,000 años cal AP se registra un ligero aumento en los indicadores de concentración de carbonatos (Ca/Ti y CIT), así como un aumento en la relación Si/Ti, en dónde la afinidad alcalina de las diatomeas indica la transición de agua dulce a un lago subsalino.

MIS 1 (14,000 años cal AP)

En el rango que corresponde entre 14,000 y 11,700 años cal AP (final de la deglaciación) (Fig. 20), se depositaron sedimentos areno limosos de la facies 1. Los sedimentos son en su mayoría masivos, aunque se producen ocasionalmente tenues láminas. Al principio de esta temporalidad se registra un aumento de la escorrentía, de igual forma se observa un leve aumento paulatino en la concentración de carbonatos. Se infiere que el ambiente cambia gradualmente de condiciones relativamente húmedas a condiciones ligeramente más secas.

De 11,700 a ca. 5,000 años cal AP (durante el Holoceno temprano y medio) continua la sedimentación de arena limosa (facies 1), en la que aumenta el contenido de ostrácodos. El fragmentado registro de los indicadores analizados no permite inferir con mayor detalle las variaciones ambientales. Sin embargo, se reconoce claramente un notable aumento en la concentración de carbonatos (> Ca/Ti y CIT), que alcanzan su máximo en el Holoceno temprano (Fig. 20). Estas condiciones se presentan hasta ca. 7,400 años cal AP (Fig. 20).

Posteriormente, a partir de ca. 7,400 años cal AP (Fig. 20), los sedimentos están caracterizadas por el depósito de las facies biogénicas 12a y por el ocasional contenido de la facies limo arcilloso de la facies 2. En esta etapa se registran la mayor productividad de materia orgánica ($> \text{COT}$) y el mayor desarrollo de la vegetación terrestre ($\text{COT}/\text{N} > 20$) encontrados a lo largo de toda la secuencia, a la vez que disminuye de concentración de carbonatos ($< \text{TIC}$ y Ca/Ti). Estas características indican el cambio a condiciones ambientales más húmedas, con una alta productividad de materia orgánica terrestre posiblemente asociado a la expansión de los bosques. El depósito de ooze de diatomeas (facies 12a) hacia ca. 7,000 años cal AP, cuyos géneros característicos son indicadores de agua dulce, indica la existencia de un lago somero. Hacia la parte final del registro, durante el Holoceno medio (ca. 7,400 a 5,000 años cal AP), los valores fluctuantes de COT alrededor de 7% y la disminución en COT/N, sugieren que se mantienen estas condiciones ambientales relativamente húmedas, aunque con una contracción de la vegetación terrestre.

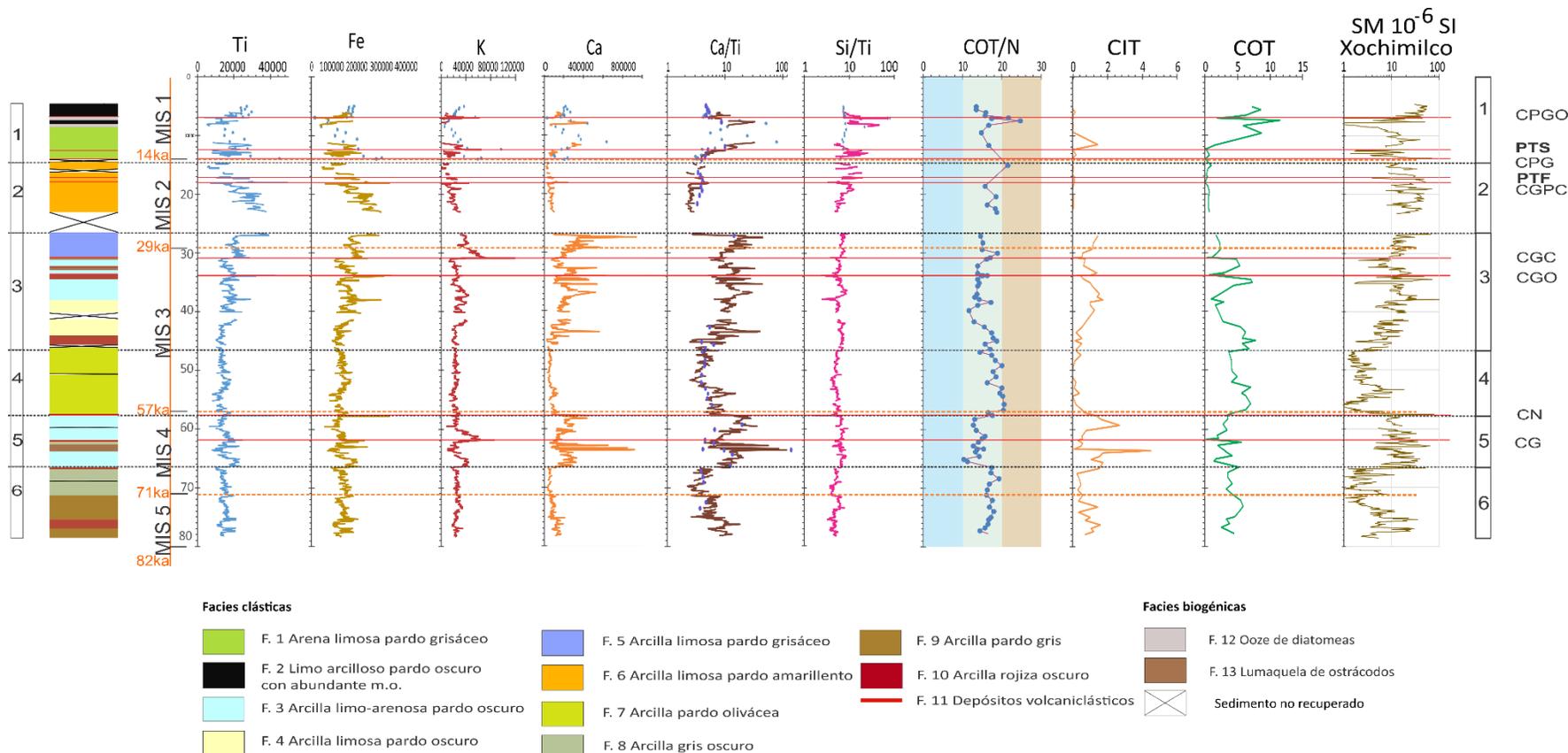


Figura 20.- Concentración de Ti, Fe, K, Ca, las relaciones: Ca/Ti, Si/Ti y COT/N, las concentraciones de carbono inorgánico total (CIT), carbono orgánico total (COT), y la susceptibilidad magnética. Presentes en los 15.3 m de sedimentos más superficiales del lago Xochimilco. Las líneas en rojo corresponden a intercalaciones de depósitos volcanoclásticos en la secuencia sedimentaria. Los puntos de color azul sobrepuestos en las curvas de los registros corresponden a la medición puntual de FRX, para observar las tendencias de las curvas en los intervalos que no fue posible medir con el equipo Avaatech XRF Core Scanner. Los intervalos temporales de los estadios isotópicos marinos (MIS5-MIS1), están de acuerdo con Lisiecki y Raymo (2005). Las gráficas de Ca/Ti, Si/Ti y SM se graficaron en escala logarítmica, para poder observar mejor la distribución de los datos. La barra de colores que se encuentra a la izquierda corresponde a las facies que constituyen la secuencia sedimentaria, mientras que la barra numerada del 1 al 6 corresponde a las unidades propuestas. La leyenda de ésta figura se encuentra en la figura 14.

6.1 MECANISMOS DE FORZAMIENTO CLIMÁTICO Y CORRELACIÓN CON OTROS REGISTROS

Los archivos paleoclimáticos de la región tropical del continente americano en el hemisferio norte que abarcan los últimos 80,000 años son escasos; sin embargo, se cuenta en el lago de Chalco con el registro de sequías e incendios, y el de polen y palinomorfos (Torres-Rodríguez et al., 2015). Fuera de la cuenca de México está el registro de Petén Itzá en las tierras bajas de la región maya en el norte de Guatemala (Hodell et al., 2008), y el de temperaturas superficiales del Caribe (Schmidt et al., 2006). Otros registros de menor temporalidad incluyen aquellos de Chalco sobre las variaciones paleohidrológicas entre 30,000 y 5,000 años (Lozano García et al., 2015), y el de estimaciones cuantitativas de variación climática en los últimos 40,000 años (Caballero et al., 2019); así como el de Tecocomulco (al NE de Xochimilco, en la cuenca de México) de los últimos 50,000 años (Caballero et al., 1999).

Los registros seleccionados para hacer una comparación regional son para Xochimilco: los valores de Ca/Ti, Ti, SM y COT. Para Chalco: CIT (Torres-Rodríguez et al., 2015), anomalía de sólidos totales disueltos (interpretada como indicador de condiciones relativamente más secas, Caballero et al., 2019) y diatomeas de agua dulce, alcalífilas y halófilas (D.A. Avendaño-Villeda, Com. Personal 2019). Y para Petén Itzá los datos de susceptibilidad magnética, interpretados en este sitio como indicadores de escorrentía asociada a alta precipitación (Hodell et al., 2008).

Así mismo, se presenta una comparación con registros de variaciones climáticas orbitales: el registro de paleotemperaturas de los núcleos de hielo en Groenlandia (NGRIP, 2004); la curva de paleotemperaturas superficiales del mar Caribe (TSM) (Schmidt et al., 2006); y las curvas de insolación de primavera y verano a 19°N, obtenidas con el programa AnalySeries 2.0 (Paillard et al., 1996) según la solución de Laskar et al. (2004). En el registro de GRIP también se han

identificado variaciones climáticas de escala milenaria como los eventos Dansgaard-Oeschger (D-O), que involucran fluctuaciones caracterizadas por rápidos calentamientos seguidos de enfriamientos paulatinos, en los que las más prominentes fases frías de estos ciclos corresponden a los eventos Heinrich (H), diferenciados por la acumulación de detritos arrastrados por bloques de hielo en el Atlántico (Heinrich, 1988; Hemming, 2004). Las curvas de insolación de primavera y verano fueron seleccionadas, ya que las condiciones más cálidas y secas se presentan actualmente en el centro de México durante la primavera, y la mayor precipitación ocurre durante el verano. La estacionalidad es la diferencia entre la insolación de verano y la de invierno (Figura 21).

Al comparar las curvas de insolación y de estacionalidad con las curvas de Ca/Ti, SM, Ti y COT de Xochimilco, es claro el control orbital en las características de los sedimentos, como ha sido anteriormente reconocido en otros registros. Los periodos más secos registrados en Xochimilco ($> \text{Ca/Ti}$), como los ocurridos durante el MIS 4 y en la parte media y tardía del MIS 3, coinciden con periodos con una elevada insolación de primavera. Los intervalos menos secos concuerdan las fases de más baja estacionalidad, como durante la parte inicial del MIS 4 y el UMG, o con lapsos de baja insolación de primavera, como en la parte inicial del MIS 3 y la parte media del Holoceno (ca. 7,000 a 5,000 años cal AP en este registro) (Fig. 21). Estas variaciones en la insolación y la estacionalidad son también evidentes en las temperaturas del Caribe.

También se registran en la secuencia de Xochimilco oscilaciones de duración más corta, de escalas milenarias; aun cuando debe tenerse cautela en asociarlas a eventos específicos considerando las debilidades del modelo de edad, es posible que las variaciones encontradas reflejen los eventos D-O y los eventos H, como se menciona más adelante.

A diferencia de los archivos que proporcionan una medida cuantitativa de la variación de temperatura a escala global (por ejemplo, el $\delta \text{O}18$ de los núcleos de hielo), los archivos de la variación cuantitativa en la precipitación son

prácticamente inexistentes, siendo el primero para la región el trabajo de Caballero et al. (2019). Para inferir cambios en la precipitación, es común la utilización de parámetros como el Fe (p.ej. Peterson et al., 2000), el Ti (p.ej. Haug et al., 2001) y la SM (p. ej. Hodell et al., 2008) (Tabla 1). Sin embargo, como se ha visto en el registro de Xochimilco, no es posible la interpretación única de estos parámetros como una medida universal de la precipitación. Como se mencionó al inicio de este capítulo, aunque se infieren algunos procesos de disolución o re-precipitación de óxidos de Fe, en general son menores estas transformaciones diagenéticas, mismas que no afectan a la señal del Ti. Las discrepancias en la interpretación de la fracción detrítica en Xochimilco como indicadoras de mayor precipitación vs. condiciones secas pueden tener varias causas:

- 1) El mecanismo de transporte. Durante los periodos secos, la escasa cobertura vegetal y el déficit de agua (y por tanto de cohesión) en los sedimentos superficiales los hace más susceptibles a ser transportados por el viento.
- 2) La exposición del litoral. En las épocas que se interpretan como secas, es posible que la protección de la vegetación litoral al lago haya sido escasa e ineficiente. En épocas húmedas (como durante el Holoceno medio), la energía de las corrientes superficiales fue lo suficientemente efectiva para transportar sedimentos al lago, pese a la existencia de la protección de la vegetación litoral.
- 3) El cambio en la composición de la fuente de sedimentos. La acumulación de grandes volúmenes de volcanoclastos inconsolidados suministró material fácilmente erosionable (p. ej. depósitos de caída no consolidados), aun cuando la precipitación no fuera particularmente intensa. Por otra parte, la composición de los productos volcánicos puede influir en los valores de SM, Ti y Fe (entre otros), ya que éstos son mayores en composiciones andesíticas o basálticas, en tanto que son menores en composiciones dacíticas y riolíticas. A partir de 31,000 años cal AP, aumenta el registro de la actividad volcánica explosiva en el archivo sedimentario de Xochimilco, en los que la

mayor parte son de composiciones intermedias/básicas, y también en general aumentan los valores de los indicadores clásticos.

- 4) El sistema de corrientes superficiales. Xochimilco, en comparación a Chalco, es una cuenca de menor área, con gradientes altitudinales menores y con menores profundidades de disección en su red de drenaje. Por ello, en Chalco la remoción superficial de materiales puede tener un mayor impacto en la sedimentación que en Xochimilco.

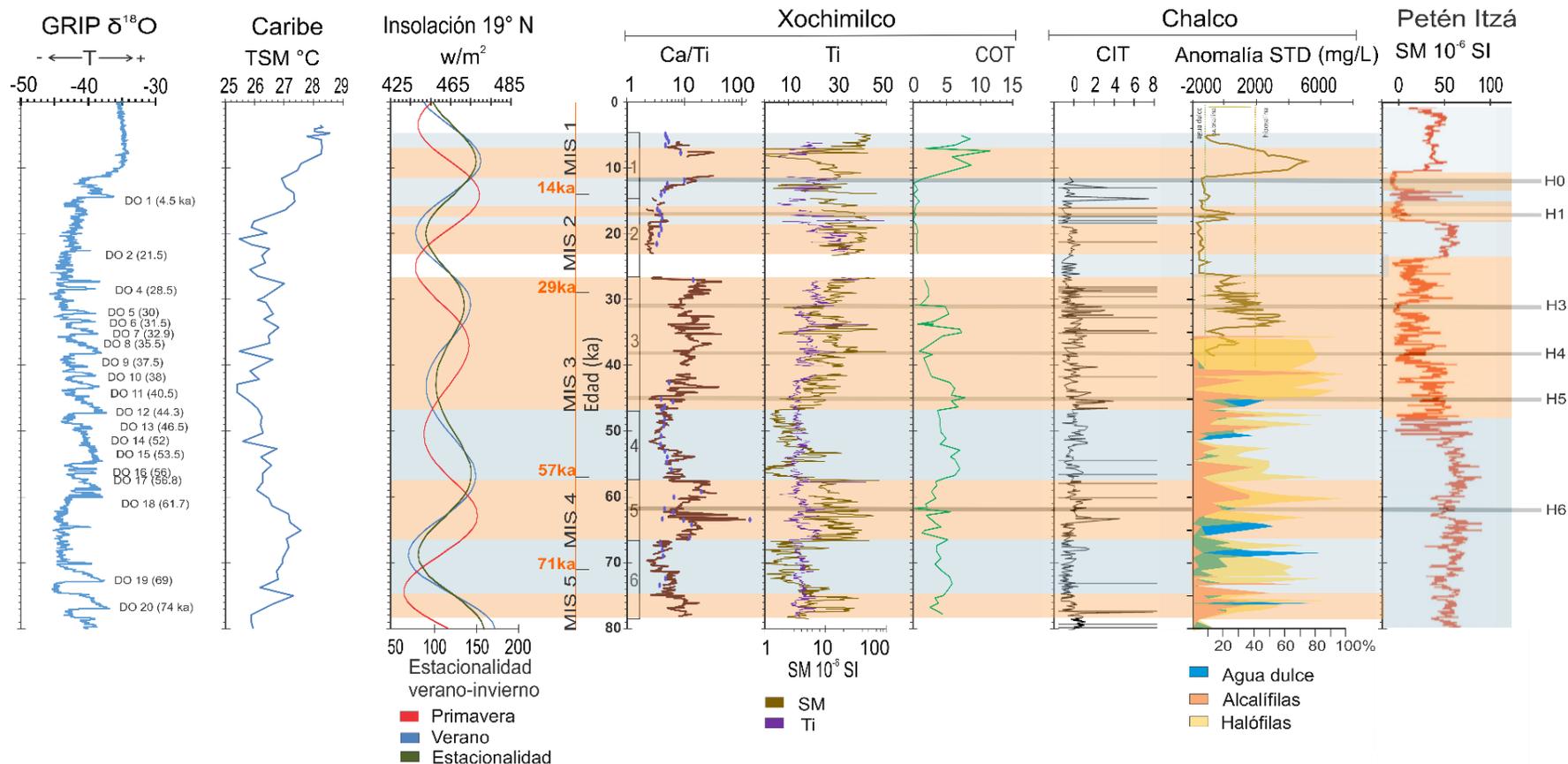


Figura 21.- De izquierda a derecha: registro de paleotemperaturas de los núcleos de hielo en Groenlandia (GRIP) (NGIP, 2004); curva de paleotemperaturas superficiales del mar Caribe (TSM) (Schmidt et al., 2006); curvas de insolación de primavera, verano y estacionalidad a 19°N, obtenidas con el programa AnalySeries 2.0 (Paillard et al., 1996) según la solución de Laskar et al. (2004); registros de Ca/Ti en escala logarítmica, Ti (línea púrpura), susceptibilidad magnética (SM, línea dorada en escala logarítmica) y carbono orgánico total (COT) de Xochimilco (este trabajo). Los puntos azules sobrepuestos en la relación Ca/Ti corresponden a las mediciones puntuales de FRX, para observar la tendencia de la curva en los intervalos que no fue posible medir con el equipo Avaatech XRF Core Scanner. Los datos de SM del registro de Xochimilco excluyen los depósitos de tefra identificados en la secuencia sedimentaria. Los registros del lago de Chalco incluyen: la concentración de carbono inorgánico total (CIT) (Torres-Rodríguez et al., 2015) y de la anomalía de sólidos totales disueltos (TDS) (Caballero et al., 2019) para los últimos ca. 40 ka, y para edades más antiguas se muestra el registro de diatomeas indicadoras de agua dulce, alcalina y salina (Avendaño-Villeda, Com. Personal, 2019). Registro de SM del lago Petén Itzá (Hodell et al., 2008). Las bandas horizontales naranjas representan periodos en los que se interpretan condiciones secas para cada región (centro de México y Guatemala); las bandas azules representan periodos de condiciones húmedas. Los eventos Heinrich (H0-H6) se escalaron temporalmente de acuerdo con el modelo propuesto por Hemming (2004). Las fases interstadiales de los ciclos Dansgaard-Oeschger (DO) se escalaron temporalmente de acuerdo con Björck et al. (1998). Los intervalos temporales de los estadios isotópicos marinos (MIS5-MIS1), están de acuerdo con Lisiecki y Raymo (2005).

En el lago de Chalco entre ca. 80,000 y 74,500 años AP, el registro de CIT presenta valores relativamente altos y la asociación de diatomeas que predomina son alcalífilas, seguidas de las halófilas, lo que es consistente con lo encontrado en la base del registro de Xochimilco (Fig. 21). A partir de 74,500 años AP en el lago de Xochimilco se establecen condiciones menos secas que el periodo anterior, en las que el lago fue de aguas menos concentradas y relativamente más profundas, entre 71,000 y 66,500 años cal AP. De igual forma el registro del lago de Chalco se presentan escasos episodios de incendios (Torres-Rodríguez et al., 2015), y las diatomeas muestran una alternancia entre periodos secos y periodos relativamente más húmedos, dominados por diatomeas halófilas y de agua dulce, respectivamente. A lo largo de la mayor parte del MIS 4, entre ca. 66,500 y 57,500 años AP, tanto en Xochimilco como en Chalco se registran condiciones secas: altos valores de carbonatos y dominancia de diatomeas con diatomeas de agua dulce hacia ca. 64,000 años (Fig. 21). En particular, en ambos existe un máximo de carbonatos hacia ca. 63,000 años AP, cuya temporalidad es cercana al evento Heinrich 6 (H6, ~ 60,000 años). Pese a las diferencias cronológicas, en general en los registros de Chalco y Xochimilco, entre ca. 57,000 y 47,000 años cal AP se presentan periodos de diatomeas de agua dulce, bajos valores de CIT y Ca/Ti, que sugieren un cambio a condiciones relativamente más húmedas. En este intervalo, también se presenta una baja actividad de fuegos en Chalco, y condiciones menos salinas en el lago (Torres-Rodríguez et al., 2015). En Xochimilco, este cambio también se refleja en un aumento en la productividad orgánica (Fig. 21).

En contraste al centro de México, en el lago de Petén Itzá se infieren condiciones relativamente húmedas entre 85,000 y 48,000 años, durante el MIS 5a, el MIS 4 y la primera parte del MIS 3, a partir de la ocurrencia de depósitos de lodo carbonatado y arcilla (Hodell et al., 2008). Sin embargo, alrededor del H6 se nota una disminución en la SM, que es cercana al intervalo de condiciones reconocidas secas en Xochimilco y Chalco.

Durante el resto del MIS 3, entre ca. 47,000 y 27,000 años cal AP, Xochimilco presenta una serie de oscilaciones entre condiciones más y menos secas (Ca/Ti), pero en general más secas (>Ca/Ti) que durante la etapa inicial del MIS 3. En Chalco en este intervalo se han documentado incrementos en la ocurrencia de incendios y en la frecuencia de las sequías (Torres-Rodríguez et al., 2015), y condiciones muy salinas en el lago (Caballero et al., 2019). El registro de diatomeas indica un lago donde predominan las diatomeas halófilas, en tanto que el registro de anomalías de sólidos totales disueltos en Chalco, utilizado como un indicador de salinidad, presenta una alta frecuencia de anomalías positivas durante el fin del MIS 3, en particular entre 35,000 y 26,000 años cal AP (Caballero et al., 2019). En Xochimilco, estas frecuentes oscilaciones hacia ca. 45,000, 38,000 y 31,000 años cal AP en Ca/Ti están también marcadas por decrementos y súbitos incrementos en los indicadores de aporte clástico (Ti y SM; Fig. 21) y en incrementos en COT, que corresponden a los eventos Heinrich H5 a H3. Es posible que también estén registrados los cambios ocurridos por las oscilaciones de los ciclos Dansgaard–Oeschger (D/O, Björck et al, 1998), 13, 12, 10, 9, 8, 7, 6 y 4, a ca. 47,000, 44,000, 38,500, 37,500, 35,500, 32,000, 31,000 y 28,000 años cal AP, respectivamente (Fig. 21).

De manera semejante, las condiciones climáticas entre 48,000 y 23,000 años (última parte del MIS 3 e inicio del MIS 2) en el registro de Petén Itzá, están marcadas por oscilaciones de escala milenaria que indican un cambio en el régimen hidrológico, en el que se establecen ciclos de humedad y sequía, en general secos de acuerdo a la interpretación de bajos valores de SM. En ellos, las fases cálidas se asocian al aumento de depósitos de arcilla, que indican un aumento en la precipitación y la escorrentía. En contraste, las capas de yeso indican un clima árido-seco (Hodell et al., 2008).

En Xochimilco no se cuenta con el registro entre 26,500 y 23,000 años al AP. En Chalco ocurre una disminución en salinidad y aumento en la precipitación al inicio del MIS 2 (26,500 a 24, 500 años cal AP), asociado a una reducción en la

evaporación. Durante el UMG (23,000-18,000 años cal AP), en Xochimilco se registra uno de los periodos con mayor aporte de detritos, y las menores concentraciones tanto de carbonatos como de productividad orgánica. En Chalco, en este periodo se reconocen dos fases relativamente secas y frías, interrumpidas por condiciones relativamente más húmedas y templadas entre 23,000 y 21,000 años cal AP (Caballero et al., 2019). Esto sugiere que ambos lagos fueron someros, de agua dulce, en los que las condiciones frías inhibieron la evaporación. En los registros del centro de México (Chalco, Tecocomulco y Xochimilco), de acuerdo con los datos sedimentológicos, geoquímicos y de SM, se considera que durante este periodo los lagos fueron mucho más someros que en la actualidad dejando el área expuesta durante largos lapsos de tiempo. En el caso de Tecocomulco el contenido de polen indica una disminución en el bosque y un aumento en los pastizales. Las curvas de temperaturas superficiales medias (TSM) del Caribe y de $\delta^{18}\text{O}$ del GRIP muestran las condiciones frías de este intervalo (Fig. 21). En el caso de las curvas de insolación y de estacionalidad, el descenso es más evidente en la curva de verano, en donde se observa un pico mínimo (~20,000 años cal AP) (Fig. 21).

En el lago de Petén Itzá, sedimentos ricos en arcilla se depositaron entre 23,000 y 18,000 años cal AP, lo que sugiere la deposición en aguas profundas en condiciones climáticas húmedas, asimismo el registro de polen indica condiciones relativamente frescas y húmedas. Las condiciones húmedas en Petén Itzá durante este intervalo pueden haber estado relacionadas con un relativo incremento de precipitación en verano y reducidas tasas de evaporación (Hodell et al, 2018).

A finales del MIS 2 e inicios del MIS 1 (durante la deglaciación), en el registro de Xochimilco entre 18,000 – 11,500 años cal AP, se infieren condiciones relativamente húmedas de acuerdo a la relación precipitación/evaporación (Ca/Ti), tiempo durante el cual la disponibilidad de depósitos de caída no consolidados producto del vulcanismo cercano a la zona y la contracción de la vegetación palustre y terrestre debió haber favorecido la erosión superficial. En

Chalco, entre 19,500 – 11,500 años cal AP, se registran tendencias de calentamiento con la mayor precipitación de los últimos 40,000 años, interrumpida por un periodo seco y frío que coincide con el H1 (ca. 17,500 a 16,000 años cal AP) (Caballero et al., 2019). La discontinuidad del registro de Xochimilco impide reconocer estos cambios con claridad, aunque en particular en este periodo H1 ca. en 18,000 años cal AP, se observa una disminución en el aporte detrítico (Fe, Ti y K) y en la evaporación (Ca/Ti). Este evento ha sido reconocido anteriormente con mayor detalle en el lago de Xochimilco por Ortega-Guerrero et al. (2018). En el registro de Tecocomulco, se presentan capas duras calcáreas (caliche) que señalan aridez intermitente entre ca. 16,000 y 15,000 años AP, que podrían estar relacionadas con este evento seco (H1).

En el registro de Petén Itzá, se han interpretado niveles lacustres relativamente bajos y el paso a condiciones relativamente áridas a secas durante la deglaciación, a ca. 18,000 (Hodell et al., 2008).

En la fase cálida del Bølling/Allerød (B/A) (15,500 – 13,000 años) en el lago de Xochimilco, se observan condiciones relativamente húmedas con una disminución en la relación Ca/Ti, de igual forma se registra un decremento en el aporte de detritos al lago respecto al UGM, y una baja productividad orgánica. En el registro de Chalco se infiere que la precipitación y escorrentía fue la mayor durante el B/A, y el conjunto de diatomeas (pequeñas especies de *Fragilaria*) también sugiere la presencia de un lago más profundo. Múltiples proxies geoquímicos (CIT, Si/Ti y COT) muestran que el agua del lago de Chalco era diluida y con menor productividad (Lozano-García et al., 2015; Caballero et al., 2019). Durante el B/A, en el lago de Petén Itzá la precipitación de yeso disminuyó al igual que la salinidad; mientras que el contenido de arcilla aumentó, lo que sugiere condiciones húmedas.

En el registro de la TSM del Caribe y en el registro de GRIP, se observa un aumento en las paleotemperaturas. Asimismo, la curva de insolación de verano y de estacionalidad registra una tendencia en aumento; mientras que la curva de primavera a los 14,500 años muestra un pico de mayor insolación.

El periodo Younger Dryas (12,900-11,600 años cal AP) en el lago de Xochimilco, en este trabajo y en investigaciones previas, se infieren condiciones frías, debido a que se observa una disminución en la productividad orgánica (<COT), una ligera disminución en la evaporación (Ca/Ti), con tendencias a condiciones más secas (>Ca/Ti), disminuye el aporte de detritos (<SM, Ti), y también se observa un aumento en el contenido de diatomeas de aguas dulces y frías (Ortega-Guerrero et al., 2018). De igual forma en el lago de Chalco estas condiciones frías son evidentes en su registro (Caballero et al., 2019). Por el contrario, se registra un patrón inverso para el lago de Petén Itzá, que registra una disminución en la precipitación (condiciones secas) durante este evento frío.

Durante 11,500 hasta ~6,000 (Holoceno medio) está marcado en el centro de México con el establecimiento de condiciones secas, en las que se infiere baja precipitación (< SM) y mayor evaporación (> Ca/Ti). En el registro del lago Xochimilco de ~ 11,000 hasta 7,500 años cal AP, aunque se encuentra muy fragmentado, se observan aumentos en Ca/Ti y de CIT, que apuntan a condiciones secas. Las diatomeas indican ambientes alcalinos y salinos, que sugieren descenso en la columna de agua (Ortega-Guerrero et al., 2018). En general estas características indican condiciones de mayor evaporación, con la consecuente disminución del cuerpo lacustre. Cerca de los 10,000 años cal AP Chalco y Tecocomulco se volvieron poco profundos y relativamente salinos (>CIT) (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Lozano-García et al., 2015; Ortega-Guerrero, 2017; Caballero et al., 2019). Durante el Holoceno temprano (~10,500 a probablemente ~6,500 años AP) para estos lagos, se infiere un incremento de evaporación, que generó una disminución en los niveles lacustres, esto indica que fue un episodio relativamente árido y salino, durante el cual Tecocomulco presenta un hiato en la sedimentación (Caballero et al., 1999). Asimismo, se observa un incremento en el registro de las paleotemperaturas de la TSM y del GRIP; mientras que en la tendencia de la curva de insolación de primavera se observa un decremento, por el contrario, en la curva de insolación de verano y de estacionalidad se registra un pico máximo.

A partir de ~7,000 a 5,000 años cal AP (Holoceno medio), se documenta un aumento y restablecimiento de los niveles lacustres en el centro de México (lago Chalco y lago Xochimilco), en los que se observa una disminución en la evaporación (< Ca/Ti) y la salinidad (<STD) y un aumento en la precipitación (>SM) (Caballero y Ortega-Guerrero., 1998; Lozano-García et al., 2015; Ortega-Guerrero et al., 2017, 2018; Caballero et al., 2019). Por otra parte, en el registro de paleotemperaturas de la TSM del Caribe, del GRIP y en las curvas de insolación (sobre todo en la de verano), se observa una tendencia hacia condiciones menos cálidas y menos secas (disminución de temperatura y de insolación). El impacto de las actividades humanas desde los 5,000 años cal AP, pudo haber modificado el ambiente y por ende el registro climático.

CAPÍTULO VI CONCLUSIONES

En la cuenca de Xochimilco durante el Cuaternario tardío se desarrolló un sistema lacustre en cuyo registro sedimentario quedaron preservadas las pasadas variaciones ambientales relacionadas con fluctuaciones climáticas globales de escalas milenarias, actividad volcánica (especialmente la explosiva) y el posible impacto de la actividad humana.

A partir de la identificación de los componentes y los parámetros analizados se identificaron trece facies sedimentarias, que fueron clasificadas en tres categorías principales: facies clásticas (arena limosa pardo grisáceo, limo arcilloso pardo oscuro, arcillo limo arenosa pardo oscuro, arcilla limosa pardo amarillento, arcilla pardo olivácea, arcilla gris oscuro, arcilla pardo gris, arcilla rojiza oscuro); facies volcaniclásticas [depósitos de caída (tefra) y depósitos volcaniclásticos retrabajados] y facies biogénicas (lumaquela de ostrácodos y oozes de diatomeas).

De acuerdo con el modelo de edad que se elaboró a partir de un fechamiento indirecto, tefracronología y un fechamiento de radiocarbono, se estima que la secuencia sedimentaria abarca el intervalo entre 78,500 y 5,000 años cal AP.

Las características sedimentológicas, estratigráficas y los indicadores geoquímicos y físicos, permiten dividir la historia deposicional en ventanas temporales de acuerdo a la extensión de los estadios isotópicos marinos **MIS 5** (130, 000-71,000 años cal AP), **MIS 4** (71,000-57,000 años cal AP), **MIS 3** (57,000-29,000 años cal AP), **MIS 2** (~29,000-14,000 años cal AP) y **MIS 1** (últimos 14,000 años).

Durante la parte final del **MIS 5** (78,000-75,000 cal AP), los sedimentos indican un ambiente de depósito en un lago somero de aguas relativamente concentradas productoras de carbonato

A finales del **MIS 5** e inicios del **MIS 4**, entre 75,000 y 66,500 cal AP se infiere un aumento en la profundidad del lago. A partir de 66,500 años cal AP ocurre un cambio notorio hacia condiciones más secas de fuerte evaporación, más intensa entre 64,000 y 62,500 años cal AP. Este intervalo representa las condiciones más secas inferidas a lo largo de todo el registro sedimentario analizado. De 62,500 a 57,000 años cal AP se infiere un lago somero que aumenta la concentración de carbonatos en sus aguas al final de este intervalo.

Al inicio **MIS 3**, entre 57 y 46.5 ka AP, existió un lago poco profundo, ligeramente alcalino y salino. A partir de 46.5 ka AP se establecieron ambientes francamente secos, con un lago somero concentrado. El entorno deposicional se mantuvo marginal para la mayor parte de esta etapa y durante la transición al **MIS 2**.

En la secuencia analizada no se recuperó el intervalo entre ca. 26.5 y 23 ka. Durante el UMG (~ 23 y 18 ka AP) se infiere un ambiente seco con las condiciones más frías en toda la secuencia.

A finales del **MIS 2** y a inicios del **MIS 1**, (durante la deglaciación ~18- 11.5 ka AP) se infieren condiciones húmedas, que propiciaron el establecimiento de un lago somero, que se vio afectado por fluctuaciones climáticas abruptas. Durante este periodo los depósitos volcanoclásticos (depósitos de caída no consolidados) ejercieron control sobre la sedimentación clástica. En el evento frío y seco Heinrich 1 (17.5~16 ka AP) se observa una disminución en el aporte detrítico y

en la evaporación. En el periodo cálido B/A (15.5- 13 ka AP) se infieren condiciones relativamente húmedas, con una disminución en el aporte de detritos al lago respecto al UGM, y una constreñida productividad orgánica. En el periodo Younger Dryas (12.9-11.6 ka AP) hay una disminución en la productividad orgánica, en la evaporación y en el aporte de detritos, que indican condiciones frías y relativamente húmedas.

Al inicio del Holoceno (11.5 hasta ~7 ka AP) se infieren condiciones de mayor evaporación, con la consecuente disminución del cuerpo lacustre. Durante el Holoceno medio (~ 7 a ~5 ka AP), las características de los sedimentos apuntan hacia un aumento y restablecimiento de los niveles lacustres. A partir de los 5 ka AP las continuas modificaciones antropogénicas (cambio de uso de suelos y los cambios en la cobertura) realizadas sobre el sistema lacustre, por los asentamientos humanos, pudo haber modificado el ambiente y por ende el registro climático.

Las fases interestadiales de los ciclos Dansgaard-Oeschger (DO) se correlacionan frecuentemente con valores altos de Ca/Ti. Por el contrario, los eventos Heinrich coinciden en la mayoría de los casos con valores bajos de Ca/Ti y en la concentración de COT.

De acuerdo con las condiciones paleoambientales inferidas con antelación se infiere que, durante los periodos fríos, las condiciones climáticas del lago eran relativamente secas; mientras que, en las fases cálidas, las condiciones eran húmedas.

Así mismo, la correlación de los MIS con las características deposicionales de Xochimilco y al compararlas con registros de variaciones climáticas orbitales (registros de temperaturas milenarias de TSM Caribe y de GRIP y las curvas de insolación de primavera y verano y la curva de la estacionalidad entre ambas), es claro el control orbital en las características de los sedimentos, es decir, que responden a cambios climáticos globales. Por lo tanto, la secuencia constituye un importante registro paleoclimático casi continuo en el centro de México.

Las interpretaciones de los cambios ambientales y climáticos realizadas en este trabajo a partir de los parámetros analizados requieren tener en cuenta los posibles modelos de edad. Es por ello, que son necesarios fechamientos adicionales que sin duda proporcionarán un modelo de edad más acertado. Asimismo, las interpretaciones deben enriquecerse y corroborarse con el análisis a mayor detalle de otros proxys paleoambientales, como propiedades magnéticas, polen, ostrácodos, fitolitos, y diatomeas presentes en la secuencia.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Albarrán-Santos, M.A., 2018, Historia paleoambiental de la subcuenca de Xochimilco entre ca. 18 y 5 ka cal AP: magnetismo ambiental y geoquímica aplicados a la paleolimnología. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.

Allan J.F., 1986, Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *GSA Bulletin*, 97; 473-485.

Arana-Salinas, L., Siebe, C., Macías, J.L., 2010, Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatepetl volcano, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192, 212–231.

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: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147 (1–2), 125–143.

Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J.C., Benowitz, J., 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: *Bulletin of Volcanology*, 75, 1–25.

Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Cacique, E., Benowitz, J.A., Rangel, E., Escolero, O., 2013a. New Constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34-49.

Arce, J.L., Layer, P. W., Martínez, I., Salinas, J.I., Macías-Romo, M.D.C., Morales-Casique, E., Lenhardt, N., 2015. Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 123- 143.

Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003, The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications: *Geological Society of America Bulletin*, 115 (2), 230–248.

Arce, J. L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías J. L., Layer, P., Rueda, H., 2008, Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 944-958.

Arnold JR, Libby WF., 1949. Age determination by radiocarbon content: checks with samples of known age. *Science* 110(2869):678–80.

Avendaño-Villeda, D., 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), México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 47 p.

Björck, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J. J., Wohlfarth, B., 1998, An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: INTIMATE group. *Journal Quaternary Science*, 13, 283–292.

Bloomfield, K., 1975, A late Quaternary monogenetic volcanic field in central Mexico: *Geologischen Rundschau*, 64 (1), 476–497.

Bloomfield, K., Valastro, S., 1974. Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca, Central Mexico. *Bolletín of Volcanology*, Vol. 85. Pg. 901-906.

Bond, G. C., Lotti, R., 1995, “Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation” *Science*, Vol. 267, 1005-1010 p.

Bradbury, J.P., 1989, Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de México: *Quaternary Science Reviews*, 8 (1), 75–100.

Bradley, R.S., 1999, *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, Academic.

Bronk-Ramsey, C., 2009, Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360.

Brown, 2011 Búcker, M., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero Miranda, M., Pérez, L., Caballero-García, L., Pita de la Paz, C., Sánchez-Galindo, A., Villegas, F., J., Flores Orozco, A., Brown, E., Werne, J., Valero Garcés, B., Schwalb, A., Kemna, A., Sánchez-Alvarado, E., Launizar-Martínez, N., Valverde-Placencia, A., Garay-Jiménez, F., *Geoelectrical and Electromagnetic Methods Applied to Paleolimnological Studies: Two Examples from Dried-Out Lakes of the basin of Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69 (2), 279-298.

Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., Macias, J.L., 1999, Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *J. Paleolimnol.* 22, 399-411.

Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., Ortega, B., 2010, Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial.

Caballero, M., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Correa-Metrio, A., 2019, Quantitative estimates of orbital and millennial scale climatic variability in central Mexico during the last ~ 40,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 205, 62-75.

Caballero, M., Ortega Guerrero, B., 1998, Lake levels since about 40000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City: *Quaternary Research*, 50 (1), 69–79.

Caballero, M., Vázquez, S., Lozano-García, S., Rodríguez, A., Sosa-Nájera, S., Ruiz, Fernández, A.C., Ortega, B., 2006, Present Limnological Conditions and Recent (Ca. 340 yr) Paleolimnology of tropical Lake in the Sierra de Los Tuxtlas, Eastern Mexico, *Journal of Paleolimnology*, vol. 35, Issue 1, pp 83-97.

Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G., and Guillou, H., 2011, Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range: *Geological Magazine*, v. 148, p. 492–506, doi:10.1017/S0016756810000993.

Capra, L., Carreras, L. M., Arce, J. L., Macías, J. L., 2008. The Lower Toluca Pumice: a ca. 21,700 yr BP Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico, *en* Siebe, C., Macías, J. L., Aguirre-Díaz, G. J., (eds.). *Neogenequaternary Continental Margin Volcanism: a Perspective from Mexico: Geological Society of America Special. Paper 402, Penrose Conference. Series, 155-173.* [http://dx.doi.org/10.1130/2006.2402\(07\)](http://dx.doi.org/10.1130/2006.2402(07)).

Cohen, A.S., 2003. *Palaeolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, New York.

Croudace IW, Rindby A, Rothwell RG, 2006. ITRAX: Description and evaluation of a new multi-function X-ray scanner. In: Rothwell RG (ed.) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. London: Geological Society, Special Publication 267: 51–63.

de Cserna, Z., de la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., 1988, Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 104, 71 p.

Dansgaard, W., Johnsen S. J., Clausen H. B., Dahi-Jensen D., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Hvidberg C. S., Steffensen J. P., Sveinbjörnsdóttir, Jouzel J., Bond G., 1993. "Evidence for general instability of past climate from a 250-kyer ice-core record". *Nature*, v. 364, pp. 218- 220.

Endfield, H.G., 2008, *Climate and Society in Colonial Mexico: A Study in Vulnerability*, Blackwell Publishing, 235 p.

Ezcurra, E., 1990b, The Basin of Mexico, *en* Turner, B.L. (ed.), *The Earth as Transformed by Human Action, Global and Regional Changes in the Biosphere over the Past 300 Years*: New York, Cambridge University Press, 577–588.

Fedorova, T., 2003, Radiación solar del bosque de la edad de hielo. Marzo 2018. http://waterforcivilization.blogspot.mx/2003/07/blog-post_25.html.

- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre Díaz G., y Carrasco-Núñez, G., 1999. Space patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic Belt: *Geology*, 27, p. 303-306.
- Ferrari, L., Mena, M., López Martínez, M., Albarrán, J., Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C., González-Cervantes, N., 2002, Estratigrafía y tectónica de la cuenca de la ciudad de México y áreas colindantes: *Geos*, 22, 150.
- Ferrari, L., Petrone C.M., Francalanci L., 2001. Generation of OIB-type volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt by slab rollback, asthenosphere infiltration and variable flux-melting. *Geology*, 29, p. 507-510.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea M., 2012. The Dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.
- Fisher, R.V. y Schmincke, J.-U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6>.
- Fries, C., 1956, Bosquejo Geológico de la región entre México, D.F. y Taxco Guerrero, *en* Congreso Geológico Internacional 20, México, D.F. Libreto de las excursiones A-9 y C-12, 11.
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero: Región central meridional de México: *Boletín del Instituto de Geología, UNAM* 60, 234 p.
- Foerster, V., Junginger, A., Langkamp, O., Gebu, T., Asrat, A., Umer, M., Lamb, H. F., Wennrich, V., Rethemeyer, J., Nowaczyck, N., Trauth, M. H., Schaebitz, F., 2012. Climatic change recorded in the sediments of the Chew Bahir basin, southern Ethiopia, during the last 45,000 years. *Quaternary International*. Vol. 274, pg 25-37.
- García, E., 1988, Modificaciones al Régimen de Clasificación Climática de Köppen, México.
- García-Bárcena, J., 1986. Algunos aspectos cronológicos. *En*: Lorenzo, J.L. and Mirambell, L. (eds), *Tlapacoya: 35,000 Años de Historia del Lago de Chalco*. Colección Científica, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, 297 pp.
- García-León, S., 2019, Reconstrucción paleoclimática y paleoambiental durante el Pleistoceno tardío en la cuenca de Xochimilco, México. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L., 2008, El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (1), 158–178.

García-Tovar, G.P, Martínez-Serrano, R.G., 2011, Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V 28, núm. 2, p 301-322.

Gázquez, F., Calaforra, J.M., Hodell, D., Sanna, L., -Forti, P., ISOTOPES OF GYPSUM HYDRATION WATER IN SELENITE CRYSTALS FROM THE CAVES OF THE NAICA MINE (CHIHUAHUA, MEXICO), *Cave Climate and Paleoclimate Record*, oral, ICS Proceedings.

Gebhardt, H., Sarnthein, M., Grootes, P.M., Kiefer, T., Kühn, H., Schmieder, F., Röhl, U., 2008, Paleonutrient and productivity records from the subarctic North Pacific for Pleistocene glacial terminations I to V. *Paleoceanography* 23:PA4212. doi:10.1029/2007PA001513

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel M., Ferrari L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*. No. 3.

González-Torres, E. A., Morán-Zenteno, D. J., Mori, L., Martiny, B. M., 2015. Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen 67, núm. 2, 2015, p. 285-297.*

Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., Röhl, U., 2001, Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* 293:1304–1308.

Hemming, S. R., 2004, Heinrich events: massive Late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Review of Geophysics*, vol. 42, pp. 1-43.

Heinrich, H., 1998, "Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years" *Quaternary research*, Vol. 29, 2 pp 142-152

Hernández-Cerda, M. E., Carrasco-Anaya, G., Alfaro-Sánchez, G, 2007, Mitos y realidades de la sequí en México, *Temas Selectos de Geografía de México*, Instituto de Geografía, UNAM, México.

Herrera-Hernández, D., 2011, *Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del Cuaternario tardío en la cuenca de Chalco, México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 122 p.*

Hiriart, F., Graue, R., 1969, *Proyecto Texcoco, Nabor Carrillo: El hundimiento de la ciudad de México proyecto Texcoco*, Secretaría de Hacienda y Crédito Público, México, 328 p.

Hodell, D. A., Anselmetti, F. S., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J. H., Gilli, A., Grzesik, D. A., Guilderson, T. J., Müller, A. D., Bush, M. B., Correa, A., Escobar, J., Kutterold, S., 2008. An 85-ka record of climate change in lowland Central America. *Quaternary Science Reviews*. 27, 1152-1165.

- INEGI, 1998, Cuaderno Estadístico Delegacional, Coxhimitco, Distrito Federal.
- Ingram Huddart, R.L., 1954, Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Bulletin*, 65: 937-938.
- Jazcilevich, A., Fuentes, V., Jauregui, E., Luna, E., 2000, Simulated urban climate response to historical land use modification in the Basin of Mexico: *Climatic Change*, 44, 515–536.
- Johnson, C. A, and Harrison, C. G. A., 1990, Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 64, p. 187-210.
- Kylander ME, Ampel L, Wohlfarth B, Veres D, 2011. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies *J Quat Sci* 26:109–117. doi:10.1002/jqs.1438
- Lamb, P.J., Pepler, R. A., 1987, North Atlantic Oscillation: concept and an application, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 68,1218-1225, doi: 10.1175/1520-0477 (1987) 068<1218: NAO CAA>2.0.CO:2.
- Lambert, W., 1986. Descripción preliminar de los estratos de tefra de Tlapacoya 1; *en Lorenzo J. L., Mirambell, L., (eds) Tlapacoya: 35000 años de historia del Lago de Chalco: Instituto Nacional de Antropología e Historia Colección Científica*, 155, 77-100.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., 2004, A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, v.428, p.261-285.
- Layer, P.W., Macias, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., 2009b, Late Pleistocene-Holocene volcanism of the Mexico Basin and assessment of volcanic hazards in one of the world's largest cities: American Geophysical Union, Fall Meeting, 1, 1951 p.
- Lau, N.C., Nath, M. J., 1991, Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks, *J. Atmos. Sci*, 48, 2589-2613 p.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M. E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003.
- Liu, Z., Otto-Bliesner, B. L., HE, F., Brady, E. C., Tomas, R., Clark, P. U, Carlson, A. E., 2009, “Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bolling-Allerød warming”, *Science*, Vol. 325, 310-314 p.
- Lowe, D.J., 2011. Tephrochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology* 6: 107-153.
- Lozano-García, S., Brown, E.T., Ortega, B., Caballero, M., Werne, J., Peter, J., Fawcett, Schwalb, A., Valero-Garcés, B., Schnurrenberger, D., O’Grady, R., Stockhecke, M., Steinman,

B., Cabral-Cano, E., Caballero, C., Sosa-Nájera, S., Soler, A.M., Pérez, L., Noren, A., Myrbo, A., Bücken, M., Wattrus, N., Arciniega, A., Wonik, T, Watt, S., Kumar, D., Acosta, C., Martínez, I., Cossio, R., Ferlan, T., Vergara_Huerta, F., 2017, Perforación profunda en el lago Chalco: reporte técnico, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 69 (2).

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, 332–342.

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 Paleobotany and Palynology, 99, 77–93.

Lozano-García, S., Ortega, B., Roy, D.P, Beramendi-Orosco, L., Caballero, M., 2015, Climatic variability in the northern sector of the American tropics since the latest MIS 3: Quaternary Science Reviews. 84, 262-271.

Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., Zamorano-Orozco, J., 1994, Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, D.F., México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11 (1), 43–52.

Macías, J. L., Arce, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G., López-Pizaña, F., & Avellán, D., 2012, Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico, in Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., and Molina-Garza, R.S., eds. The Southern Cordillera and Beyond. Geological Society of America Field Guide 25, 163–193.

Macías, J. L., García, P. A., Siebe, C., Espindola, J. M., Komokowski, J. C., Scott, K., 1997. Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, central Mexico, En Link, P. K., Kowallis, B. J.. Proterozoic to Present, stratigraphic, tectonics, and volcanology: Utah Nevada, southern Idaho, and central Mexico. Brigham Young University, Geology Studies 42 (1).

Magaña, F., Amador, J. A., Medina, S., 1999, The mid-summer drought over Mexico and Central America, Clim, J., 1577-1588, 12.

Marsal, R. J., Graue, R., 1969, El subsuelo del Lago Texcoco, Nabor Carrillo: El hundimiento de la ciudad de México proyecto Texcoco: México, Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 328 p.

Martín del Pozzo, A.L., 1982, Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: Bulletin of Volcanology, 45 (1), 9–24.

Martin-Puertas C, Valero-Garcés B, Mata MP, Moreno A, Giralt S, Martinez-Ruiz F, Jimenéz-Espejo F, 2011 Geochemical processes in a Mediterranean lake: a high-resolution study of the last 4,000 years in Zoñar Lake, southern Spain. *J Paleolimnol* 46:405–421. doi:10.1007/s10933-009-9373-0

Mason, B., Moore, C.B., 1982. *Principles of Geochemistry*. John Wiley & Sons, New York.

McKee, E.D., Weir, G.W., 1953, Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geol. Soc. America Bulletin*, 64 (4): 381-389.

Metcalf S. E., 2006. "Late Quaternary environments of the northern deserts and central transvolcanic belt of Mexico". *Ann. Missouri Bot. Gard.* Vol. 93, no. 2, pp. 258-273.

Metcalf, S. E., Jones, M.D., Davies, S.J., Noren, A., MacKenzie, A., 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 (8), 1195-1206. DOI: 10.1177/0959683610371994, <http://hol.sagepub.com>.

Meyers, F. A. e Ishicuatari, R., 1995, Organic matter accumulation records in lake sediments. En Lerman A. imboden, D. y Gat J.. *Physics and Chemistry af lakes*. New York Springer-Verlag. Pg 279-328.

Milankovitch, M., 1941, *Kanon der Erdbestrahlungen und Seine Anwendug auf das Eiszeitenproblem*, Belgrado, Serbia.

Mooser, F., 1963. *Historia Tectónica de la Cuenca de México*. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol., 15. Pg. 239-245.

Mooser, F., Nair, A.E.M., Negendank, J.F.W., 1974, Paleomagnetic investigations of Tertiary and Quaternary igneous rocks; VII, A paleomegnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, 63, 451-483 y mapa geológico.

Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B., Saéz, A., Bao, R., Prego, R., Pueyo, J. J., González-Sapériz, P., Taberner, C., 2007. A 14kyr record of the tropical Andes: The lago Chungará sequence (18° S, northern Chilean Altiplano). *Quaternary International* 161 (2007) 4–21.

Moreno A, Lopéz-Merino L, Leira M, Marco-Barba M, González-Sampériz P, Valero-Garcés BL, Lopéz-Saez J, Santos L, Mata P, Ito E, 2011, Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multi-proxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *J Paleolimnol* 46:327–349. doi:10.1007/s10933-009-9387-7

Mora-Álvarez, G., Caballero, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, S., 1991, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, ¿basin of Mexico? A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study: *Geofísica Internacional* 30 (2), 61-70.

Musset, A., 1991, De l'eau vive à l'eau morte. Enjeux techniques et culturels dans la Vallée de Mexico (XVIe-XIXe s.): Paris, Éditions Recherche sur les Civilisations, 415 p.

NGRIP miembros del, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending in to the last interglacial period *Nature*, Vol 431, Pg. 147-151. Datos recuperados desde http://www.iceanclimate.nbi.ku.dk/NGRIP_d18O_and_dust_5cm.xls

Niederberger, C., 1987, Paleopaisajes et archéologie préurbaine du Bassin de Mexico (Mexico), Centre d'Études Mexicaines et Centraméricaines, México.

Ortega-Guerrero, B., Caballero-García, L., Linares-Lopez, C., 2018, Tephrostratigraphy of the late Quaternary record from Lake Chalco, central México. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 (12), 127–140.

Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, S., Herrera-Hernández, D., Caballero, Margarita, Beramendi-Orosco, L., Bernal, J.P., Torres-Rodríguez, E., 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*, 17 (79), 507-524.

Ortega-Guerrero, B., Lozano-García M.S., Caballero, M., 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.

Ortega-Guerrero, B., Newton, A.J., 1998, Geochemical Characterization of Late Pleistocene and Holocene Tephra Layers from the Basin of Mexico, Central Mexico: *Quaternary Research*. 50, 90–106.

Osete, M.L., Ruiz-Martínez, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D.H., 2000, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: paleomagnetic and radiometric evidence: *Tectonophysics*, 318, 201-215.

Oviedo de León, A., 1967, Estudio Geológico del Subsuelo, Basado en los Datos Obtenidos de la Perforación del Pozo Profundo Texcoco, No. 1: México D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, reporte técnico, 95 p.

Paiba-García L.C., 2016, ANALISIS CRONOLOGICO DE SEDIMENTOS MARINOS DE LA RESERVA INTERNACIONAL DE BIOSFERA SEAFLOWER: Evaluando la incidencia de la acidificación oceánica en el Caribe Colombiano, Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia

Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996, Macintosh program performs time-series analysis, *Eos Trans. AGU*, 77: 379.

Pérez-Cruz, G.A., 1988, Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 83 p.

Peterson, L.C., Haug, G.H., Hughen, K.A., Röhl, U., 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science* 290, 1947e1951.

Raynal-Villasenor, J.A., 1987, The remarkable hydrological works of the Aztec civilization: Water for the Future Hydrology in Perspective: Proceeding of the Rome Symposium, 164, 3–9.

Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., & van der Plicht, J., 2013, IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4).

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 de Venustiano Carranza, Puebla.

Rodríguez-Ramírez, A., Caballero, M., Roy, P., Ortega, B., Vázquez-Castro, G., Lozano-García, S., 2015, Climatic variability and human impact during the last 2000 years in western Mesoamerica: evidence of late Classic (AD 600-900) and Little ice Age drought events. *Clim. Rast.*, doi: 10.5194/cp-11-1239-2015.

Romero-Terán, E., 2001, Geología del Complejo Volcánico San Miguel al sur-poniente de la Cuenca de México: México D.F. Universidad Nacional Autónoma de México Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 63 p.

Rueda, H., Macías, J.L., Arce, J.L., Gardner, J.E., Layer, P.W., 2013, The ~31 ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tlaloc Volcano, Sierra Nevada, central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 73–91.

Ruvalcaba-García A., 2009, Modelación matemática del comportamiento hidrogeológico de la zona lacustre de Xochimilco, México: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis de Maestría, 107 p.

Schmidt M.W., Vautravers M.J., Spero H.J., 2006. Western Caribbean sea surface temperatures during the late Quaternary. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 7, no. 2, Q02P10 doi: 10.1029/2005GC000957.

Schnurrenberger, D., Russell, J., Kelts, K., 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology*, Vol. 29, pg. 141-154.

Scholz, C. A., Johnson, T. C., Cohena, A. S., King, J. W., Overpeck, J. T., Talbot, R. M., Brown, E. T., Kalindekafu, L., Amoako, P. Y. O., Lyans, R. P., Shanahan T. M., Castan, I. S., Heil, C. W., Forman, S. I., McHargues, L. R., Beuning, K. R., Gomez, J., Pierson, J., 2007. East African megadroughts between 135 and 75 thousand years ago and bearing on early-modern human origin, *PNAS* Vol. 104, Pg. 16416-16421

SGM miembros del, 2002. *Cartas Geológico-Mineras y Geoquímicas Escala 1:250,000*. Datos consultados en http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/89_E14-2_GM.pdf.

Siebe, C., 2000, Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45–64.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., and Obenholzner, J., 1996, Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future: *Geology*?, Vol. 24, p. 399–402, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0399:RVDIPT>2.3.CO;2.

Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005, Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 225–243.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004, Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 197–226.

Siebe, C., Macías, J.L., 2004, Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field: *Field Guide, Penrose Conference, Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism*, January 2004, State of Puebla, México: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 77p.

Sosa-Ceballos, G., Gardner, J.E., Siebe, C., Macías, J.L., 2012, A caldera-forming eruption ~14,100 ¹⁴C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214, 24-40.

Stein, R., 1991, Accumulation of organic carbon in marine sediments: Results from the Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program. (DSDP/ODP). *Lecture Notes in Earth Sciences*. Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, M., Beramendi-Orosco, L., Correa-Metrio, A., Caballero, M., 2015, Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands.

Trumbore S.E. 2000. Radiocarbon Geochronology; en: Stratton, Sowers and Lettis (Eds.). Quaternary Geochronology. Methods and Applications. American Geophysical Union Reference Shelf 14, 41-60.

UNESCO, 2011, Recomendaciones de la 35 Reunión del comité del Patrimonio Mundial.

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), en USA Society of Exploration Geophysicist Annual Meeting Proceedings, Expanded Abstracts Book, 61, 611–613.

Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989, Geología de la Cuenca de México: Geofísica Internacional, 28 (2), 133–190.

Vázquez-Castro, G., Ortega-guerreo, B., Davies, S. J., Benjamin, J., Aston, 2010, Registro sedimentario de los últimos ca. 17000 años del lago Zirahuen, Michoacán, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol 62, 325-343.

Vera-Torres, J. A., 1994, Estratigrafía. Rueda. Madrid.

Vogel H, Zanchetta G, Sulpizio R, Wagner B, Nowaczyk N (2010) A tephr stratigraphic record for the last glacial-interglacial cycle from Lake Ohrid, Albania and Macedonia. J Quat Sci 25:320–338. doi:10.1002/jqs.1311.

von Eynatten, H., Barcelo-Vidal, C., Pawlowsky-Glahn, V., 2003, Composition and discrimination of sandstones: a statistical evaluation of different analytical methods. J Sediment Res 73:47–57

Weltje, G. J., von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. Sediment Geol 171:1–11
Zamorano-Orozco, J.J., Tanarro-García, L.M., Lugo-Hubp, J., Sánchez-Rubio, G., 2002, Evolución geológica y geomorfología del complejo dómico Los Pitos, norte de la Cuenca de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 19 (1), 66–79.

Zamorano-Orozco, J. J., Tanarro-García, L. M., Lugo-Hubp, J., Sánchez-Rubio, G., 2002, Evolución geológica y geomorfológica del complejo dómico Los Pitos, norte de la Cuenca de México: Revista Mexicana de Ciencias geológicas, 19 (1), 66-79.