



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Paleoambiente del lago Coatetelco y su correlación con el desarrollo de Xochicalco, Estado de Morelos.

T E S I S

Que para optar por el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A

Oscar Agesandro García Arriola

Director de tesis:

Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy
Instituto de Geología UNAM



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A la grandeza de mis padres.

Al inquebrantable carácter de mi hermana Kenya.

A mi amada y comprensiva compañera de vida, Blanca...

Agradecimientos

Agradezco profundamente a mi tutor y director de tesis, el Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy por su guía, enseñanzas e invaluable apoyo para la elaboración de este trabajo.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme la oportunidad de realizar mis estudios de maestría.

Al Instituto de Geología de la UNAM por ser mi centro de investigación y formación como científico.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por su gran apoyo, mediante la beca que me otorgó, para cursar mis estudios de maestría.

A la arqueóloga Silvia Garza por su generoso apoyo, enseñanzas, y por la gran oportunidad de involucrarme en este apasionante tema de investigación.

Al Dr. Gabriel Vázquez, a la Dra. Berenice Solís, a la Dra. Laura Beramendi y a la Dra. Isabel Israde por sus valiosos consejos y recomendaciones para llevar a buen puerto este trabajo.

A mis profesores de maestría: Dra. Claudia Mendoza, Dr. Michelangelo Martini, Dr. Raymundo Martínez, Dra. Laura Beramendi, Dr. Priyadarsi Roy, Dra. Paulina Ordoñez, Dra. Ana María Soler, Dr. Bruno Chávez y Dr. Peter Schaaf por sus apasionantes clases y sus profundos conocimientos compartidos.

A Claudia Alvarado por sus acertadas sugerencias y recomendaciones para esta tesis.

A la Quím. María Patricia Girón García por la elaboración de los análisis de DRX y FRX convencional en el LANGEM.

A mis compañeros del Laboratorio de Paleoambientes y Paleoclimas del Instituto de Geología de la UNAM, Memo, Irma, Maribel y Fernando por su compañía y su valioso apoyo para la elaboración de los análisis de laboratorio de este trabajo.

Al International Chemical Analysis Inc. de Florida, EUA por los análisis de radiocarbono para la obtención de las edades de las muestras sedimentarias.

A María Luisa Reyes, Erika Ulloa y Araceli Chamán por su gran apoyo desde los escritorios para darle fluidez y agilidad a los trámites que conllevan los estudios de posgrado.

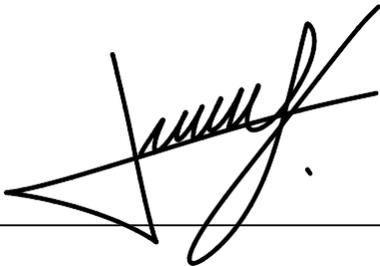
A mi cuñada Diana por su ayuda en la elaboración de uno de los gráficos de este trabajo.

A mi novia Blanca por sus valiosos aportes a la corrección de estilo de esta tesis.

A todos ellos ¡Muchas Gracias!

Código de Ética

“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.”

A handwritten signature in black ink, consisting of several loops and a long horizontal stroke, positioned above a horizontal line.

Oscar Agesandro García-Arriola

Índice

Listado de figuras	I
Listado de tablas	IV
Resumen	V
Abstract	VI
1. Introducción	1
2. Antecedentes	4
2.1. Cambio climático global en el Holoceno Tardío	4
2.1.1. Óptimo Cálido Romano (RWP) (550 BC – 450 AD)	5
2.1.2. Periodo Frío de la Edad Oscura (DACP) (450 – 800 AD)	6
2.1.3. Óptimo Cálido Medieval (MWP) (800 – 1300 AD)	7
2.1.4. Pequeña Edad de Hielo (LIA) (1300 – 1850 AD)	7
2.1.5. Clima actual (1850 AD – Actualidad)	8
2.2. Paleoclimatología del Holoceno Tardío en México	9
2.3. Desarrollo cultural de Xochicalco (600 – 1100 AD)	13
3. Planteamiento del problema	16
3.1 Objetivo general	16
3.2. Objetivos particulares	16
3.3. Justificación	17
3.4. Hipótesis	17
4. Área de estudio	18
4.1. Ubicación del sitio	18
4.2. Geología de la zona	19
4.3. Clima actual de la zona	22
4.4. Vegetación	22
5. Metodología	23
5.1. Muestreo en campo	23
5.2. Trabajo en laboratorio y en gabinete	23
5.2.1. Análisis de susceptibilidad magnética	24
5.2.2. Análisis de carbono inorgánico total (CIT) y carbono orgánico total (COT)	25
5.2.3. Análisis de concentración elemental	26
5.2.4. Análisis mineralógico por DRX	28
5.2.5. Control Cronológico	29
6. Resultados	30
6.1. Estratigrafía	30

6.2. Control cronológico	32
6.3. Carbono Orgánico Total (COT) y Carbonato (CaCO₃)	35
6.4. Concentración multi-elemental	36
6.4.1. Concentración multi-elemental por FRX en equipo portátil	36
6.4.2. Concentración multi-elemental por FRX convencional.....	40
6.5. Índices de alteración química y diagramas ternarios	41
6.6. Susceptibilidad Magnética	44
6.7. Mineralogía	45
7. Discusión	47
7.1. Procedencia y alteración química de los sedimentos	47
7.2. Variación paleohidrológica durante el Holoceno Tardío	48
7.3. Comparación con épocas mesoamericanas	52
7.4. Comparación con el desarrollo de Xochicalco	54
8. Conclusiones	57
9. Referencias bibliográficas	59
Apéndice	66

Listado de figuras

	Pág.
Figura 1. Mapa que muestra la situación de la Capa de Hielo Laurentino hace 8200 años cuando el deshielo del Lago Agassiz dejó de fluir a través del Río Mississippi para hacerlo por el Río San Lorenzo. Modificada de Murton <i>et al.</i> (2010).	5
Figura 2. Gráfica que muestra la variabilidad de la temperatura del mar del Norte de Islandia de los últimos 2000 años. Modificada de Sicre <i>et al.</i> (2008).	8
Figura 3. Línea del tiempo que marca la contemporaneidad entre los eventos climáticos globales y el desarrollo de diversas culturas mesoamericanas en México, entre ellas la de Xochicalco.	10
Figura 4. Mapa satelital que muestra los sitios donde se han realizado estudios paleoclimáticos en México relacionados con sociedades prehispánicas de la época Clásica.	11
Figura 5. Fotografía aérea del sitio arqueológico de Xochicalco ubicado en el centro-sur de México (estado de Morelos) en la actualidad.	14
Figura 6. Pirámide de las Serpientes de Xochicalco ubicado en el centro-sur del México.	15
Figura 7. Mapa de la República Mexicana en donde se muestra la ubicación del estado de Morelos, y mapa de Morelos en donde se muestran, en rojo, las ubicaciones del lago Coatetelco y de la zona arqueológica de Xochicalco en la parte occidental, junto con algunas de las zonas urbanas más importantes del estado. Modificado del Anuario estadístico y geográfico de Morelos 2017 (INEGI, 2017).	18
Figura 8. Mapa geológico de la región.	21
Figura 9. Climograma generado a partir de los datos de precipitación y temperatura entre 1951-2010 de la estación meteorológica (00017006) “El Rodeo” ubicado al 4.5 km norte del lago Coatetelco (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional).	22
Figura 10. a) Excavación del pozo de muestreo. b) Vista final del pozo excavado de 2.5 m de profundidad a 500 m de la orilla del Lago Coatetelco, ubicado en la parte occidental del estado de Morelos. Se observan cambios de color en los depósitos sedimentarios y estructuras primarias como estratificación.	23

Figura 11. Molido de las muestras de los sedimentos colectadas del Lago Coatetelco, estado de Morelos, mediante mortero de ágata.	24
Figura 12. Susceptibilímetro Bartington MS3 y sensor MS2E utilizados para el análisis de susceptibilidad magnética de las muestras de sedimentos de este estudio.	25
Figura 13. Equipo HiperTOC utilizado para el análisis de CT y CIT.	26
Figura 14. Equipo de FRX portátil Niton FXL 950 utilizado para el análisis de concentraciones elementales de las muestras de sedimentos en muestras secas y pulverizadas.	26
Figura 15. Equipo Rigaku ZSX Primus II para el análisis de concentraciones elementales por FRX convencional.	28
Figura 16. Equipo Siemens D5000 (DRX) utilizado para el análisis mineralógico de los sedimentos de este estudio.	29
Figura 17. Columna que muestra las texturas de los sedimentos colectados de la trinchera excavada en el Lago Coatetelco, junto con las ubicaciones de las muestras datadas por ^{14}C . * $F^{14}\text{C}$	31
Figura 18. a) Fotografía del fragmento arqueológico localizado a los 213 cm de profundidad en la trinchera excavada en el Lago Coatetelco. b) Idealización de una olla prehispánica de donde pudo provenir el fragmento encontrado. El cuadro rojo señala la parte de la olla a la que pudo pertenecer dicho fragmento.	31
Figura 19. Gráficas que muestran la calibración de edades convencionales de radiocarbono. a) El resultado de la muestra COA 158-160 fue calibrado mediante el software Calib 7.1. b) La muestra y COA 30-32 fue calibrada mediante el software CaliBomb por tratarse de una muestra que presentó carbono moderno.	33
Figura 20. Modelo cronológico del perfil estratigráfico del lago Coatetelco con extrapolación para la determinación de la edad de la base del perfil y con la indicación del nivel y temporalidad del posible hiato sedimentario.	34
Figura 21. Variaciones del COT y el CaCO_3 en porcentajes a lo largo del perfil sedimentario del Lago Coatetelco y en diferentes unidades con respecto a su profundidad y su control cronológico.	36
Figura 22. Variación de las concentraciones de elementos mayores (en %) obtenidos por FRX en equipo portátil a lo largo del perfil y su correlación con la columna estratigráfica.	38
Figura 23. Variación de las concentraciones de los elementos traza (en %) a lo largo del perfil en diferentes unidades de la columna estratigráfica.	39

Figura 24. Diagrama ternario A-CN-K que muestra la estimación del grado de alteración de los sedimentos con el índice de alteración química (CIA). (Plg=plagioclasas, Kfs=feldespatos potásicos)	43
Figura 25. Diagrama ternario A-C-N que muestra el grado de intemperismo de las plagioclasas con el índice de alteración de plagioclasas (PIA). (An=anortita, Ab=albita). La tendencia linear indica que la posible fuente de los sedimentos contiene mayor cantidad de anortita en comparación con albita.	43
Figura 26. Variación de la susceptibilidad magnética de los sedimentos colectados del lago Coatetelco respecto a la profundidad y las unidades sedimentarias.	45
Figura 27. Reconstrucción de los aportes de minerales siliciclásticos (plagioclasas) con Al y minerales magnéticos con susceptibilidad magnética. La relación Si/Ca es el <i>proxy</i> del aporte pluvial o precipitación en la cuenca y los contenidos de Ca y CaCO ₃ son <i>proxies</i> de evaporación y salinidad del cuerpo del agua. Los diferentes <i>proxies</i> paleoclimáticos están graficados con respecto a la columna estratigráfica junto con las edades obtenidas por radiocarbono.	49
Figura 28. Columna sedimentaria con la asociación de las unidades estratigráficas y edades de sedimentos a las épocas mesoamericanas correspondientes.	53
Figura 29. Representación gráfica donde se muestran los <i>proxies</i> de evaporación (CaCO ₃) y de precipitación (Si/Ca) de los últimos 2,569 años. Las fases marcadas fueron propuestas por Hirth y Cyphers (1988) para Xochicalco. Las fechas 665 y 944 cal AD se encuentran invertidas en el perfil estratigráfico debido a la perturbación antrópica del Periodo Epiclásico.	56
Figura 30. Gráficas de calibración en Calib 7.1 de las muestras COA 212-214, 158-160, 138-140 y 106-108.	66
Figura 31. Gráficas de calibración de la muestra COA 72-74 en Calib 7.1 y de la muestra COA 30-32 en CaliBomb.	67

Listado de tablas

	Pág.
Tabla 1. Resumen de las principales características de cada época climática descrita.	9
Tabla 2. Algunos de los estudios paleoclimáticos elaborados en la parte centro-sur de México relacionados con sociedades prehispánicas.	12
Tabla 3. Resultados del análisis de radiocarbono de las muestras a diferentes profundidades del perfil sedimentario calibrados con el software Calib 7.1 (Reimer <i>et al.</i> , 2013; Stuiver <i>et al.</i> , 2019). La muestra COA 30-32 fue la única calibrada con CaliBomb (Hua <i>et al.</i> , 2013). *pMC: Porcentaje de Carbono Moderno.	33
Tabla 4. Concentraciones de los óxidos de los elementos mayores de 9 muestras de sedimento analizados por FRX convencional.	41
Tabla 5. Valores de los índices CIA y PIA y su grado de alteración correspondiente, obtenidos a partir de las fracciones molares de las muestras analizadas.	44
Tabla 6. Minerales detectados por el DRX en las muestras de sedimentos del lago Coatetelco. La secuencia de los minerales se encuentra en el orden de sus abundancias. La abundancia de anortita es mayor en comparación con la de otros minerales.	46
Tabla 7. Valores de los elementos mayores y traza, TC, TIC y TOC por muestra, determinados en laboratorio.	67
Tabla 8. Valores de susceptibilidad magnética por muestra, determinados en el laboratorio.	69

Resumen

La presente tesis propone una reconstrucción paleoambiental del centro-sur de México (estado de Morelos) durante el Holoceno Tardío mediante características químicas, propiedades magnéticas, mineralogía y datación por radiocarbono de la materia orgánica de los sedimentos del Lago Coatetelco, con el objetivo de evaluar la posible influencia del clima sobre el desarrollo de Xochicalco. Xochicalco fue un asentamiento prehispánico que floreció entre los años 600 y 1100 AD, es decir, durante el Epiclásico (650 – 900 AD) y el Posclásico Tardío (900 – 1200 AD). Los sedimentos fueron muestreados hasta 2.5 m de profundidad y se eligieron 125 muestras tomadas a cada 2 cm de la columna estratigráfica. Se estimaron concentraciones de los elementos mayores y traza mediante FRX, contenidos de carbono orgánico e Inorgánico (COT y CIT, respectivamente) en equipo HiperTOC y susceptibilidad magnética con el susceptibilímetro Bartington en todas las muestras. Mientras que la identificación de minerales fue por DRX en 9 muestras. Los cambios texturales, así como la presencia de carbonatos y fragmentos líticos, a lo largo del perfil, definieron cuatro unidades estratigráficas. Los diagramas ternarios de procedencia sugieren que los sedimentos depositados muestran una procedencia entre rocas intermedias y máficas, así como un intemperismo químico de entre nulo y bajo grado, debido a la corta distancia de transportación. La datación por radiocarbono de la materia orgánica en 6 muestras a diferentes profundidades sugiere que la secuencia representa los últimos 2569 años cal BP. Los *proxies* proponen que parte de la época Preclásica (619 BC – 283 AD) fue el periodo más húmedo del registro con mayor erosión y menor evaporación. Dentro de este periodo, y a una profundidad de 213 cm, se localizó un fragmento cerámico. Este artefacto junto con otros reportados por otros investigadores para esta etapa, indican señales de ocupación humana anteriores a la aparición de la cultura xochicalca. La nula preservación de los sedimentos (283 BC – 665 AD) para los periodos Preclásico Tardío y Clásico Temprano, así como la inversión de las edades de 665 y 944 AD, indican la existencia de un hiato sedimentario, posiblemente, generado por una remoción de sedimentos por actividad agrícola y perturbación antrópica hasta el Epiclásico. Durante el Posclásico (944 – 1391 AD), los *proxies* muestran evidencia de sequía causando reducción del tamaño del lago y depósito de calcita entre 950-1100 AD. La carencia de agua de lluvia, la cual se almacenaba en Xochicalco por intervalos secos, junto con problemas de política interna, posiblemente, fueron las razones del abandono de Xochicalco. Algunos trabajos previos, elaborados en el centro de México, mencionan la existencia de sequías desde el 600 o 700 AD hasta el año 1150 AD aproximadamente. En el perfil sedimentario del Lago Coatetelco, también se muestran dichas condiciones, pero con pequeñas diferencias de temporalidades.

Palabras clave: Paleoambiente, Holoceno Tardío, Geoarqueología, Geoquímica, Radiocarbono, Centro-sur de México

Abstract

This thesis proposes a paleoenvironmental reconstruction of central part of southern Mexico (Morelos state) for the Late Holocene using chemical characteristics, magnetic properties, mineralogy and radiocarbon dating of sediments from the Lake Coatetelco, in order to evaluate the possible influence of climate on the cultural development at Xochicalco. Xochicalco was a prehispanic settlement that grew between ca.600 and 1100 AD, i.e., during the Epiclassic (650-900 AD) and Late Post-Classic (900-1200 AD) periods. A total of 125 sediment samples were collected up to 2.5 m depth at every 2 cm of the stratigraphic column. Concentrations of major and trace elements were estimated by FRX, organic and inorganic carbon contents (COT and CIT, respectively) were measured in a HiperTOC equipment and the magnetic susceptibility was analyzed by a Bartington susceptibilimeter in all the samples. The identification of clastic and authigenic minerals were made by DRX in 9 samples. Textural changes, as well as presence of carbonates and lithic fragments, along the profile, were used to define four stratigraphic units. Ternary provenance diagrams suggested that the deposited sediments had an intermediate to mafic provenance and they have undergone null to low degrees of chemical weathering due to the short transportation distance from source rocks to depositional basin. Radiocarbon dating of organic matter in 6 samples at different depths suggested that the sequence represents depositional histories of last 2569 cal BP years. The proxies proposed that sediments deposited over a part of the Pre-Classic Period (619 - 283 BC) represented wetter conditions with greater erosion and less evaporation. A ceramic fragment found at 213 cm depth, along with others reported by other researchers for this stage, indicates signs of human occupation prior to Xochicalco culture appearance. The null preservation of sediment for late Pre-Classic and Early Classic (619 BC–665 AD) Periods, as well as the reversal of the dates of 665 and 944 cal AD, indicated the existence of a depositional hiatus generated by removal of sediment by agricultural activity and anthropic disturbance until the Epiclassic period. During the Post-Classic (944-1391 AD), the proxies showed evidence of drought that caused reduced lake size and calcite deposition between ca.950 – 1100 AD. Lack of rainwater did not allow the water storage at Xochicalco for the dry intervals, and the associated internal policy problems in an adverse environment, possibly caused the abandonment at Xochicalco. Some previous works, carried out for central Mexico, also mentioned the existence of droughts from ca.600 or 700 to 1150 AD. In the sedimentary profile of Lake Coatetelco, these conditions were present, but with minor differences in temporalities.

Key words: Paleoenvironment, Late Holocene, Geoarchaeology, Geochemistry, Radiocarbon, Central-southern Mexico

1. Introducción

Los estudios paleoambientales están enfocados en reconstruir las condiciones climáticas, geomorfológicas, hidrológicas e incluso biológicas de un sitio a partir de las evidencias almacenadas en archivos naturales, las cuales reciben el nombre de *registros* (Martínez-Cortizas, 2000). La utilidad de este tipo de trabajos encuentra relevancia, por ejemplo, en disciplinas que buscan entender las relaciones existentes entre el paisaje y sociedades del pasado, las cuales, de manera inevitable, tuvieron influencia del ambiente. La Paleoclimatología, por otra parte, es el estudio de las condiciones climáticas del pasado geológico mediante indicadores naturales indirectos, denominados *proxies*. Estos *proxies* son las características físicas, químicas y biológicas que poseen los registros naturales depositados o formados durante las épocas del estudio, ya que su alcance temporal va más allá de los registros históricos e instrumentales (Viñas, 2013). Los registros paleoclimáticos se obtienen a partir de los, ya mencionados, archivos naturales que incluyen registros de anillos de troncos de árboles, suelos, núcleos de hielo, espeleotemas, sedimentos marinos o lacustres; mientras que los *proxies* pueden ser el ancho de los anillos de árboles, isótopos de oxígeno, isótopos de carbono, microfósiles o la geoquímica de sedimentos (elementos mayores, menores y traza).

En particular, los sedimentos lacustres (registro utilizado para este trabajo) son portadores de valiosa información paleoclimática que preservan gracias a la protección que el agua les otorga una vez incorporados y depositados en la cuenca (Cohen, 2003). El proceso inicia con la erosión y fragmentación de las rocas debido a la acción de agentes como el agua y el viento. Los fragmentos siliciclásticos generados, compuestos por elementos solubles tales como Na, K, Ca etc., sufrirán cambios en su composición química y mineralógica debido a procesos de intemperismo y meteorización, durante su transporte por procesos pluviales. Este proceso transformará a los minerales siliciclásticos en aluminosilicatos (arcillas). En cambio, los minerales compuestos por elementos insolubles como Al, Ti, Si o tierras raras, entre otros, son más estables y no serán afectados por el intemperismo químico, por lo que se volverán excelentes objetos de estudio para analizar su procedencia. De la estructura y de la composición química de cada partícula mineral dependerá su resistencia a la alteración. El transporte de las partículas, alteradas o no, finalizará con su depósito en una cuenca, la cual puede ser un lago, cuya mineralogía se encontrará compuesta por minerales siliciclásticos y autigénicos. Estos últimos son minerales que no provienen de fuera de la cuenca, son más bien minerales que se generaron al interior de ella por procesos como evaporación, productividad autóctona o anoxia (Lerman, 1978; Taylor y McLennan, 1991; Cohen, 2003).

La importancia de los estudios paleoclimáticos radica en el entendimiento de la variabilidad climática que ha experimentado el planeta a lo largo de su historia, para poder comprender los fenómenos actuales y hacer posibles inferencias sobre el comportamiento atmosférico a futuro. Así mismo, encuentran gran utilidad en el entendimiento de la evolución del paisaje durante la época más reciente de la historia del planeta, conocida como Holoceno, para poder inferir la influencia de las condiciones climáticas sobre el desarrollo y establecimiento de sociedades antiguas (González-Quintero, 2013)

Dentro de este campo, en las últimas décadas, los científicos han involucrado en sus investigaciones ideas y metodologías de trabajo de tipo multidisciplinario. Esto, con el objetivo de proponer hipótesis y teorías que intenten resolver cuestionamientos científicos a partir de los resultados arrojados por procesos propios de una disciplina diferente, pero afín, a la que el investigador involucrado inició la investigación. Es justamente en este punto, cuando de ser un trabajo multidisciplinario se convierte en uno de tipo interdisciplinario. Un ejemplo de esta práctica ha sido el surgimiento de una disciplina denominada Geoarqueología, la cual Renfrew (1976) define como “el uso de los métodos y técnicas de las geociencias para resolver un problema arqueológico”. Para Polo-Díaz (2003), la Geoarqueología nace a partir de la necesidad de “identificar y comprender en toda su dimensión las evidencias que manifiesta el corte estratigráfico de algún depósito antrópico y que, por tanto, tiende a resolver de manera más adecuada el proceso de formación y contextualización de un yacimiento arqueológico”. De manera general, se puede decir que esta subdisciplina busca otorgarle mayor importancia al contexto sedimentario-estratigráfico de un registro arqueológico (Díez-Herrero, 2011). La matriz sedimentaria que rodea a un entierro, a un basamento o a cualquier sitio arqueológico posee información invaluable para entender los procesos de formación de estos sitios, mismos que pueden inferirse mediante la aplicación de metodologías geocientíficas (Favier-Dubois, 2001). Los análisis paleoambientales son buenos ejemplos del quehacer geoarqueológico, pues buscan reconstruir los ambientes en los que las sociedades pasadas se desarrollaron, y poder determinar su influencia en el comportamiento de estos últimos. Acerca de este tema ha surgido, en las últimas décadas, una controversia aún por dilucidar que tiene que ver con el nivel de influencia que el ambiente (sobre todo el clima) pudo haber ejercido sobre sociedades antiguas.

Hacia los años sesenta cobró fuerza una teoría denominada “determinismo ambiental” la cual argumentaba que los factores climático-ambientales determinan, sin lugar a duda, el comportamiento de las sociedades sobre todo en la antigüedad, considerando al ser humano como un componente ajeno al ecosistema que lo rodea y que solo recibe la influencia del paisaje natural en donde subsiste (Boserup, 1965). En palabras de López-Aguilar (2013), el determinismo ambiental “establece una relación causal de respuesta unívoca entre el clima y la sociedad”. A

raíz de esta teoría, Steward (1968) propone una herramienta metodológica para estudiar la manera en la que la adaptación del ser humano, a las nuevas condiciones ambientales, se manifestaba en cambios culturales (McClung, 2013). Más adelante, surgen nuevas propuestas como la llamada teoría de resiliencia, la cual, enfatiza que más allá de tratar de comprender el cómo un evento ambiental (ej. una catástrofe climática como una sequía) pudo haber sido el propiciador del colapso de alguna sociedad pretérita, se debe hacer énfasis en tratar de comprender la capacidad que pudo haber tenido esta para sobrellevar los cambios ambientales (McClung, 2013). Estas nuevas tendencias científicas alertan sobre la trascendencia que puede tener el estudiar, por medio de registros obtenidos mediante metodologías propias de las ciencias de la Tierra, no solo la influencia del ambiente sobre el hombre, sino también en sentido opuesto, cómo el ser humano ha modificado el paisaje para poder subsistir, generar civilización y un lugar de vivienda. Además, resaltan la importancia de mostrar cómo fueron las condiciones ambientales (en este caso climáticas) en las épocas de ocupación humana, pero, sin tratar de hacer inferencias que no corresponden al campo de las ciencias de la Tierra, como puede ser, la determinación del colapso o abandono de una antigua ciudad ocasionado por un fenómeno climático. Sin embargo, siempre se debe tener presente la premisa de que el clima no determina, pero sí condiciona y puede llegar a estresar a una sociedad.

El presente trabajo es la elaboración de un registro paleoclimático mediante el análisis de los depósitos sedimentarios del lago Coatetelco en el estado de Morelos, México. Esta investigación pretende analizar la influencia de las condiciones climáticas sobre el comportamiento del asentamiento prehispánico de Xochicalco, contribuyendo así, a la información paleoambiental (climática y antrópica) del centro-sur de México durante el Holoceno Tardío.

2. Antecedentes

2.1. Cambio climático global en el Holoceno Tardío

Es solo durante los últimos 200 años que se ha tenido un registro exacto del comportamiento del clima debido al inicio de la época de la medición instrumental directa, pudiendo saber con detalle cómo fue su evolución durante este periodo de tiempo (Viñas, 2013). Sin embargo, si nos remontamos en el tiempo la información comienza a ser difusa e incompleta, y la carencia de instrumentos que midieran con exactitud los fenómenos climatológicos impedía tener certeza acerca de ellos. A pesar de esto, no se tiene un total desconocimiento del clima de épocas anteriores debido al análisis e interpretación de los registros naturales. Por ejemplo, gracias a los estudios paleoambientales se sabe que las condiciones climáticas han variado de entre frías a cálidas desde hace 11 mil años cuando finalizó el Younger Dryas que marca la transición entre el fin del Pleistoceno y el inicio del Holoceno (Dansgaard *et al.*, 1989; Tarasov y Peltier, 2005). A partir de entonces la temperatura de la atmosfera registró un aumento que no volvería a caer de manera tan drástica como en épocas pleistocénicas, sin embargo, ello no significó que existieran, en adelante, condiciones climáticas estables. Las temperaturas globales continuaron fluctuando, pero en un rango mucho menor de lo que lo hicieron durante el Pleistoceno Tardío. Hace unos 8200 años se registró un acontecimiento natural que provocó una importante caída de la temperatura del planeta (Murton *et al.*, 2010; Figura 1). Debido al predominio de climas cálidos la capa del hielo Laurentino, en el norte del continente americano, comenzó a retraerse por descongelamiento, provocando que el agua que fluía hacia el sur desde el lago Agassiz, a través del río Mississippi rumbo al Golfo de México, cambiara de dirección y que ahora desembocara hacia el noreste a través del río San Lorenzo, con dirección al Océano Atlántico Norte, generando un drástico descenso de las temperaturas de las aguas, lo que implicó una suspensión de la circulación termohalina que fluía precisamente desde el Atlántico Norte hacia todos los océanos distribuyendo el calor que predominaba en el planeta en aquel entonces (Bauer *et al.*, 2004).

Específicamente durante los últimos 2500 años han existido cinco bien definidas épocas climáticas que tuvieron repercusiones directas en el comportamiento de diversas sociedades que poblaban el planeta en aquellos tiempos (Wang *et al.*, 2019; Figura 2). La historia climática de este intervalo ha sido ampliamente estudiada por especialistas en Paleoclimatología por tratarse del periodo de tiempo en el que el ser humano ha desarrollado su máximo potencial científico, artístico y cultural. A continuación, se describe cada una de ellas:

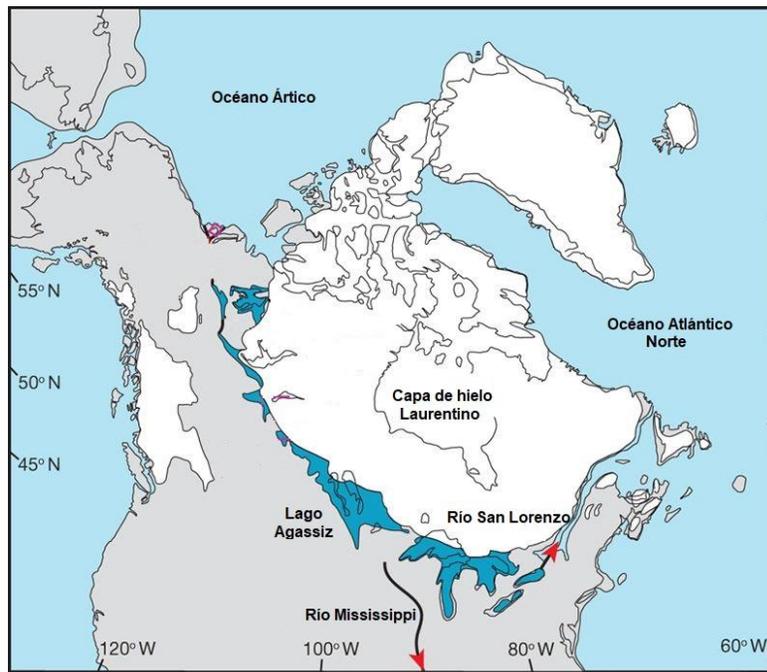


Figura 1. Mapa que muestra la situación de la Capa de Hielo Laurentino hace 8200 años cuando el deshielo del Lago Agassiz dejó de fluir a través del Río Mississippi para hacerlo por el Río San Lorenzo. Modificada de Murton *et al.* (2010)

2.1.1. Óptimo Cálido Romano (RWP) (550 BC – 450 AD)

La época del Óptimo Cálido Romano (Roman Warm Period, RWP) es llamada así debido a que coincide con el apogeo del Imperio Romano, considerado en aquella época como el más poderoso en todo el mundo hasta entonces, cuyo éxito según algunos investigadores, fue propiciado justamente por las favorables condiciones climáticas que imperaban sobre todo en el hemisferio norte (Chen *et al.*, 2011). El RWP fue caracterizado por poseer climas cálidos y abundantes precipitaciones hacia la parte central del continente europeo. Algunos estudios afirman que en este periodo la tierra recibió más insolación y la temperatura se encontraba en ascenso (Jiang *et al.*, 2005; Jach *et al.*, 2012). También, se menciona que entre el 45 BC y el 554 AD existían condiciones de temperaturas cálidas óptimas para la proliferación de una especie de insecto denominada *Cerambyx cerdo* en depósitos aluviales pantanosos al sur de Polonia, mientras que en la actualidad dichas condiciones se han modificado, al punto de solo poder encontrar confinadas en pequeñas localidades esas clases de insectos que se reproducen a una mayor tasa en ambientes cálidos.

Sin embargo, un estudio de isótopos de oxígeno en conchas de caracoles marinos en el noroeste de Escocia menciona que las temperaturas superficiales del mar presentaban un promedio de $6.3 \pm 0.1^{\circ}\text{C}$ en invierno y uno de $13.3 \pm 0.3^{\circ}\text{C}$ en verano entre el 550 BC y el 350 AD, es decir, temperaturas ligeramente más frías que las de finales del siglo XX (Wang *et al.*, 2012). Así mismo,

otro estudio basado también en isótopos de oxígeno en conchas de almejas y otolitos de peces al suroeste de Florida en Estados Unidos menciona que en los veranos durante 250-350 AD existieron climas más secos que en la actualidad, mientras que en los inviernos de 150-200 AD y 250-300 AD los climas fueron más fríos que los actuales (Wang *et al.*, 2013). El mismo registro también reconstruyó inviernos con temperaturas similares a las de hoy en los periodos entre 200-250 AD y 300-350 AD. Es decir, a pesar de ser considerada una época cálida, el Óptimo Cálido Romano no registró las mismas condiciones en diferentes partes del planeta pues los cambios atmosféricos fueron diferentes de acuerdo con la latitud (Tabla 1).

2.1.2. Periodo Frío de la Edad Oscura (DACP) (450 – 800 AD)

En general se registran climas fríos comunes en el hemisferio norte entre el 400 y 765 AD. A diferencia del RWP, el Periodo Frío de la Edad Oscura (Dark Ages Cold Period, DACP) no muestra grandes variaciones de temperaturas en diferentes regiones geográficas (Helama *et al.*, 2017). Blackford y Chambers (1991) reconstruyeron condiciones húmedas y frías hacia el 550 AD en las Islas Británicas. Hass (1996) recreó condiciones frías entre 400 y 700 AD en el Mar del Norte, y McDermott *et al.* (2001) encontró, también, una fase fría entre el RWP y el Óptimo Cálido Medieval, analizando isótopos de oxígeno en espeleotemas de Irlanda. Los trabajos de Steinhilber *et al.* (2009) y Gray *et al.* (2010) han relacionado las temperaturas frías del DACP con baja actividad solar entre los años 400 y 800 AD. Hurrell y Deser (2010) y Wanner *et al.* (2001) identificaron una fase negativa de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus siglas en inglés) durante este periodo en el occidente de Europa y en el este de América del Norte. Así mismo, una reconstrucción de la variabilidad de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), elaborada por Yan *et al.* (2011), registró un enfriamiento de toda la cuenca del Pacífico tropical durante el DACP.

Finalmente, existen registros de grandes erupciones volcánicas hacia los años 536, 540 y 547 AD (Sigl *et al.*, 2015) que pudieron haber intensificado las condiciones de enfriamiento, a nivel global, y haberlas sostenido por intervalos prolongados de tiempo junto con un periodo de mínima actividad solar que caracterizaba a la época (Larsen *et al.*, 2008). El DACP no solo se ha asociado a climas fríos, sino también a cambios hidroclimáticos (húmedos o secos) sobre todo húmedos (Helama *et al.*, 2017). Mediante isótopos de oxígeno en conchas de almejas y otolitos de peces, Wang *et al.* (2013), registró temperaturas más cálidas que en la actualidad durante los inviernos del 500-550 AD al suroeste de Florida en Estados Unidos. Otros registros de un clima cálido, durante esta época, provienen de Groenlandia (Van Loon y Rogers, 1978; Andersen *et al.*, 2011; Ribeiro *et al.*, 2012), es decir, de una región central en la que varía la temperatura de la NAO, por

lo que, un enfriamiento en el occidente de Europa estará asociado a un calentamiento en Groenlandia, por ejemplo (Helama *et al.*, 2017) (Tabla 1).

2.1.3. Óptimo Cálido Medieval (MWP) (800 – 1300 AD)

El llamado Óptimo Cálido Medieval (Medieval Warm Period, MWP) fue una época caracterizada por abundancia y bienestar a nivel social en gran parte del hemisferio norte. Se generó debido al incremento de temperaturas ocasionado por la intensificación de la actividad y radiación solar hacia el siglo IX AD (Jiang *et al.*, 2005). La actividad de la circulación termohalina también se intensificó desde Groenlandia e Irlanda (Crowley y Lowery, 2000). En Europa surgieron nuevas ciudades, la población se duplicó y hubo un gran florecimiento en cuanto a la actividad agrícola (Easterbrook, 2011). Existen registros históricos donde se señala que, por ejemplo, hacia el año 1000 AD los vikingos aprovecharon que el mar del Atlántico Norte comenzó a ser navegable debido al retraimiento septentrional de la capa de hielo del océano, para así poder conquistar Groenlandia (Sánchez y Vicente, 2017). Así mismo, se sabe que existió producción de vino de uva local en el norte de Inglaterra (Easterbrook, 2011). Mientras tanto en América Central y del Norte existen evidencias no solo de temperaturas elevadas, sino de escasez de precipitaciones que propiciaron fuertes sequías que, a la postre, derivaron en abandonos y colapsos de ciudades precolombinas (Hodell *et al.*, 2005; Bhattacharya *et al.*, 2014; Park *et al.*, 2019) (Figura 3)

Por lo complejo que resultó ser la señal climática registrada por Hughes y Díaz (1994) en estudios de anillos de árboles en diversas partes del planeta, junto con análisis basados en isótopos de oxígeno en Groenlandia, Irlanda, Alemania, Suiza, China y Nueva Zelanda, ellos proponen que el término de Óptimo Cálido Medieval sea modificado al de Anomalía Climática Medieval.

2.1.4. Pequeña Edad de Hielo (LIA) (1300 – 1850 AD)

La Pequeña Edad de Hielo (Little Ice Age, LIA) es otra época cuyos registros muestran una gran variabilidad en cuanto al tipo de condiciones atmosféricas y temperaturas en todo el mundo. Tradicionalmente la LIA está asociada a descensos de temperaturas y aparición de climas fríos (Rumsby y Macklin, 1996; Grove, 2001), con posibles efectos de erupciones volcánicas como las del volcán Samalas en Indonesia en el 1257 AD (Vidal *et al.*, 2016), o por un frenado de la circulación termohalina del planeta (Stocker y Marchal, 2000; García-Castro y Martínez, 2009). Estos fenómenos derivaron en extensiones de glaciares en todos los continentes, así como malas cosechas, hambrunas y desastres naturales que caracterizaron al centro de Europa en el siglo XIV (Grove, 2001). Sin embargo, en otras regiones del planeta, como en el caso del Neotrópico, los efectos de la LIA fueron distintos. Por ejemplo, los registros de polen y diatomeas en Lago Verde (México) evidencian una transición de condiciones secas a húmedas que generaron una

extensa cobertura de bosque húmedo tropical en la zona y un marcado aumento en el nivel del lago entre 1350 y 1800 AD (Lozano-García *et al.*, 2007). En tanto que, registros de isótopos de oxígeno en Yucatán, muestran una señal paleoclimática de condiciones secas entre 1450 y 1900 AD (Hodell *et al.*, 2005). Estos resultados muestran una respuesta distinta a los análisis elaborados en otras regiones del planeta, como en Europa (Rumsby y Macklin, 1996; Grove, 2001), lo que obedece, tal vez, a una mayor exposición de las zonas neotropicales a los efectos de forzamientos climáticos (García-Castro y Martínez, 2009). Trabajos elaborados por Polissar *et al.* (2006), en los Andes venezolanos en las lagunas Mucubají y Blanca basados en registros de polen, evidencian una gran variabilidad de temperaturas, controlada por la altitud y la actividad solar para todo el periodo de la LIA (Tabla 1).

2.1.5. Clima actual (1850 AD – Actualidad)

En la actualidad, el planeta se encuentra experimentando una época de calentamiento global, que en su mayoría ha sido promovido por acción antrópica. Desde tiempos de la revolución industrial a finales del siglo XVIII, las emisiones de CO₂ y otros gases de efecto invernadero (metano, óxido nitroso, hidrofluorocarburos etc.) se han aumentado de manera inusitada durante la historia del hombre (Cox y Jones, 2008). La quema de combustibles fósiles, para satisfacer las necesidades de una población que crece de manera exponencial y paralelamente a avances tecnológicos y científicos, ha provocado mediante los compuestos derivados de ella, un efecto atmosférico artificial que inhibe la salida de la radiación solar que ingresa a la tropósfera aumentando cada vez más las temperaturas globales superficiales. Según el informe de la IPCC (2013) cada una de las tres últimas décadas ha sido sucesivamente más cálida en la superficie del planeta. La temperatura global de la superficie ha aumentado $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$ entre 1905 y 2005 AD y el periodo de 1932 a 2012 AD, es probablemente, el más cálido de los últimos 1400 años (IPCC, 2013) (Tabla 1).

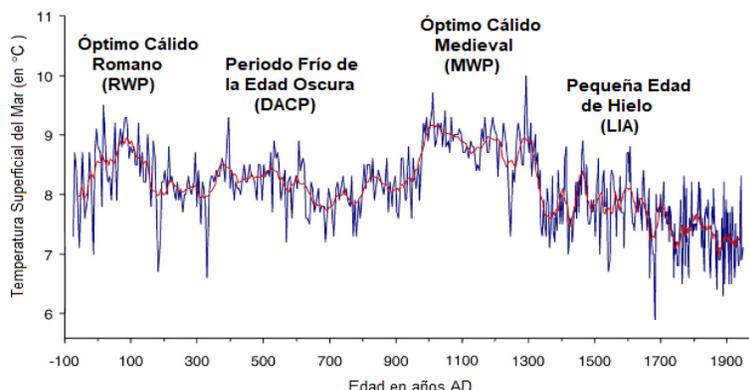


Figura 2. Gráfica que muestra la variabilidad de la temperatura del mar del Norte de Islandia de los últimos 2000 años. Modificada de Sicre *et al.* (2008).

Tabla 1. Resumen de las principales características de cada época climática descrita.

Época climática	Período	Características	Referencias
Óptimo Cálido Romano (RWP)	550 BC – 450 AD	Climas cálidos y húmedos en el centro de Europa, pero gran variabilidad de temperatura en todo el planeta.	Jiang <i>et al.</i> (2005) Chen <i>et al.</i> (2011) Jach <i>et al.</i> (2012) Wang <i>et al.</i> (2012), (2013)
Periodo Frio de la Edad Oscura (DACP)	450 – 800 AD	Climas fríos a nivel global ocasionados por una disminución en la actividad solar. Fase negativa de la NAO. Registros de climas cálidos en Groenlandia.	Van Loon y Rogers (1978) Blackford y Chambers (1991) Hass (1996) McDermott <i>et al.</i> (2001) Wanner <i>et al.</i> (2001) Larsen <i>et al.</i> (2008) Steinhilber <i>et al.</i> (2009) Gray <i>et al.</i> (2010) Hurrell y Deser (2010) Andersen <i>et al.</i> (2011) Yan <i>et al.</i> (2011) Ribeiro <i>et al.</i> (2012) Wang <i>et al.</i> (2013) Sigl <i>et al.</i> (2015) Helama <i>et al.</i> (2017)
Óptimo Cálido Medieval (MWP)	800 – 1300 AD	Incremento de la temperatura por intensificación de la actividad solar y de la circulación termohalina. Escasez de precipitaciones y sequías en América Central que promovió el abandono de ciudades.	Hughes y Diaz (1994) Crowley y Lowery (2000) Hodell <i>et al.</i> (2005) Jiang <i>et al.</i> (2005) Easterbrook (2011) Bhattacharya <i>et al.</i> (2014) Sánchez y Vicente (2017) Park <i>et al.</i> (2019)
Pequeña Edad del Hielo (LIA)	1300 – 1850 AD	Extensión de glaciares en el hemisferio norte. Gran variabilidad climática en el Neotrópico provocado por actividad de forzamientos.	Rumsby y Macklin (1996) Stocker y Marchal (2000) Grove (2001) Hodell <i>et al.</i> (2005) Polissar <i>et al.</i> (2006) Lozano-García <i>et al.</i> (2007) García-Castro y Martínez (2009) Vidal <i>et al.</i> , 2016
Clima Actual	1850 AD – actualidad	Tendencia a un acelerado incremento de las temperaturas globales. Efecto invernadero artificial promovido por emisión de gases por actividad antrópica.	Cox y Jones (2008) IPCC (2013)

2.2. Paleoclimatología del Holoceno Tardío en México

En México, los trabajos de reconstrucción paleoclimática de épocas mesoamericanas, están enfocados, sobre todo, en registros de sedimentos lacustres y espeleotemas (Figura 4). La reconstrucción de la variabilidad climática en la época prehispánica ha sido de gran utilidad para arqueólogos que buscan analizar las variables que expliquen el desarrollo de un área arqueológica específica. Según estudios arqueológicos, por ejemplo, durante el periodo mesoamericano Clásico Tardío (600-900 AD) (Marcus, 2001), se registró un abandono súbito de

diversas ciudades mayas en la península de Yucatán y regiones aledañas (Morley, 1947; Culbert, 1994; Demarest y Escobedo, 1998; Nalda, 2005).

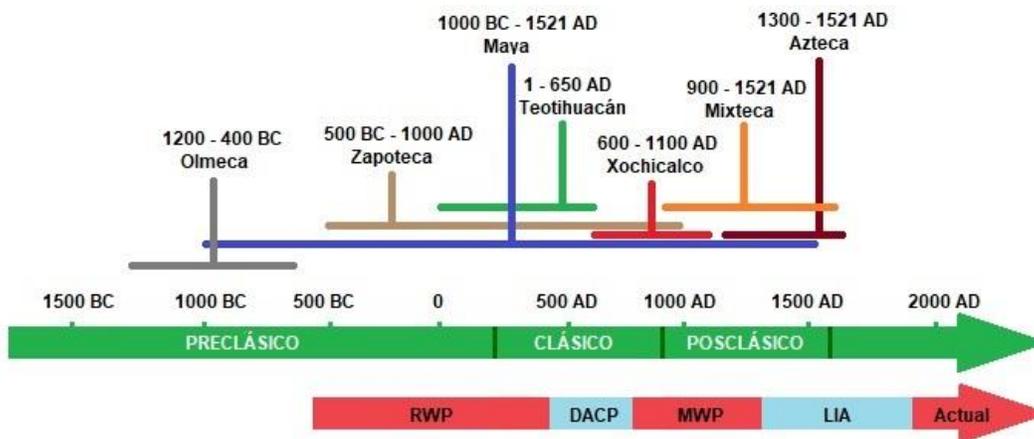


Figura 3. Línea del tiempo que marca la contemporaneidad entre los eventos climáticos globales y el desarrollo de diversas culturas mesoamericanas en México, entre ellas la de Xochicalco.

Ciudades como Palenque, Tikal, Calakmul y Copán, fueron desocupadas en un muy corto periodo de tiempo durante esta época (800–900 AD) (de la Garza, 2018). Algunos estudios paleoclimáticos como los elaborados por Hodell *et al.* (1995 y 2005), a partir de la presencia de yeso en los sedimentos del lago de Chichankanab en el estado de Quintana Roo, indican un periodo de intensa sequía, precisamente, a finales del periodo Clásico. Así mismo, Bhattacharya *et al.* (2014), con base en el análisis de *proxys* de erosión (Al) y evaporación ($\delta^{18}\text{O}$) en sedimentos del lago Aljojuca en el estado de Puebla, México, identificaron incrementos en la temperatura y reducción de precipitaciones en un intervalo contemporáneo al colapso de la antigua ciudad prehispánica de Cantona en la Cuenca oriental de México entre 600 y 1100 AD. aprox. Por su parte Haug *et al.* (2003) generaron estudios en la cuenca Cariaco, al norte de Venezuela, a partir de *proxys* de erosión utilizando las concentraciones de Ti en sedimentos marinos, los cuales también indican periodos de escasas precipitaciones entre los años 810 y 910 AD. Además, estos autores relacionan los periodos de aridez, identificados por su investigación, con el desplazamiento meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés).

Los trabajos de McClung *et al.* (2003), Gama-Castro *et al.* (2005) y Park *et al.* (2019) se han centrado en el estudio de Teotihuacán, la gran capital mesoamericana, generando registros paleoclimáticos. Los resultados de estas investigaciones indican evidencias de un fuerte impacto

antrópico al paisaje, así como de condiciones secas a lo largo del siglo VII en el centro de México. Lanchriet *et al.* (2012) utilizaron las mediciones de $\delta^{18}\text{O}$ de un espeleotema en la cueva de Juxtlahuaca, en el estado de Guerrero, como *proxy* de precipitaciones para reconstruir el comportamiento de las lluvias de los últimos 2400 años, encontrando una megasequía entre los años 690 y 890 AD teniendo su punto más álgido hacia el 770 AD. Según estos autores, durante este periodo existió una época de mínima actividad cultural en la cuenca de México, pues los recursos hidrológicos existentes en la zona no pudieron haber sostenido a una gran población. Por su parte, Metcalfe *et al.* (2010) determinaron la existencia de condiciones secas en el centro-occidente del país entre el 400 y 600 AD, a partir de datos de Ti, obtenidos en sedimentos laminados de la laguna Juanacatlán en el estado de Jalisco como un *proxy* de precipitación (Tabla 2).

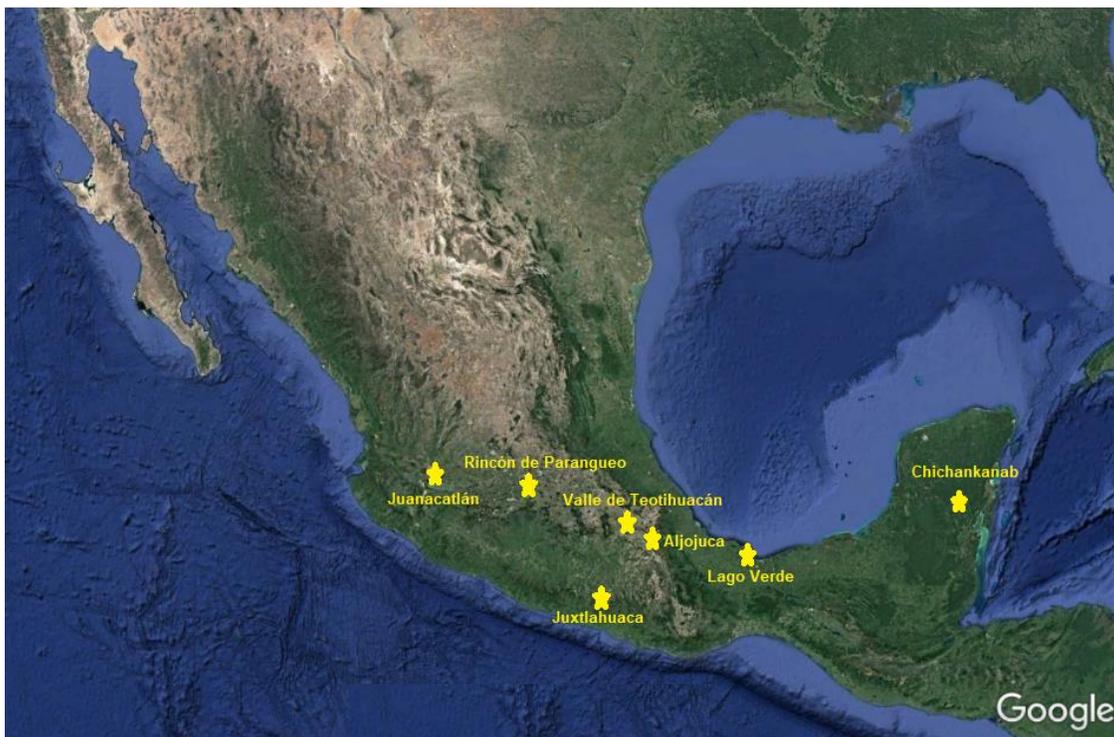


Figura 4. Mapa satelital que muestra algunos sitios (lagos y una cueva de espeleotemas) donde se han realizado estudios paleoclimáticos en México relacionados con sociedades prehispánicas de la época Clásica.

Tabla 2. Algunos de los estudios paleoclimáticos elaborados en la parte centro-sur de México relacionados con sociedades prehispánicas.

Sitio	Tipo de registro	Proxy	Periodo estudiado	Observaciones	Referencia
Lago Chichankanab, Quintana Roo, México.	Sedimentos lacustres	Isótopos de Oxígeno	Últimos 9000 años	Se ha encontrado que el intervalo de tiempo que registró las condiciones más secas del Holoceno Medio al Tardío va del 800 – 1100 AD, que coincide con la época del colapso de los mayas del periodo Clásico.	Hodell <i>et al.</i> (1995)
Cuenca Cariaco, norte de Venezuela.	Sedimentos marinos	Ti (aporte fluvial)	Últimos 2000 años	Los registros de Ti indican que el colapso de la civilización Maya del Clásico ocurrió durante extendidos periodos secos sobre todo hacia los años 810, 860 y 910 AD, mismos que pudieron promover una disminución de recursos naturales utilizados para la supervivencia.	Haug <i>et al.</i> (2003)
Lago Chichankanab, Quintana Roo, México.	Sedimentos lacustres	Materia orgánica y Yeso (evaporación)	Últimos 3000 años	Horizontes de Yeso y de materia orgánica dan cuenta de una época de megasequías entre los años 770 y 1100 AD. Con 2 periodos secos: 770-870 AD y 920 – 1100 AD, y uno húmedo 870 – 920 AD.	Hodell <i>et al.</i> (2005)
Valle de Teotihuacán, México.	Materia orgánica de suelo	Isótopos de Carbono	Pleistoceno tardío y Holoceno	Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ muestran un cambio natural de un clima frío y húmedo en el Pleistoceno tardío a uno caluroso y seco en el Holoceno medio, el cual pudo favorecer el desarrollo de la agricultura.	Lounejeva-Baturina <i>et al.</i> (2006)
Lago Verde, Veracruz, México	Sedimentos lacustres	Minerales magnéticos	Últimos 2000 años	Se registra intensa actividad volcánica antes del 20 AD. Para el periodo 20-850 AD se observa incremento de erosión, alta tasa de evaporación, bajos niveles del lago y condiciones de anoxia. Alta precipitación hacia 950-1350 AD.	Ortega <i>et al.</i> (2006)
Lago Juanacatlán, Jalisco, México.	Sedimentos lacustres	Ti (precipitación)	Últimos 2000 años	Los registros de Ti en sedimentos lacustres proveen información que indica condiciones secas para el periodo Clásico (300 – 900 AD), y húmedas para el periodo Medieval (1200 – 1350 AD). Para el periodo de la LIA se registran condiciones secas para el 1400 – 1600 AD, y condiciones húmedas puntuadas por sequías hasta el siglo XVIII.	Metclafe <i>et al.</i> (2010)
Cueva Juxtlahuaca, Guerrero, México.	Espeleotemas	Isótopos de Oxígeno	Últimos 2400 años	Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ muestran un periodo de 150 años de condiciones secas cuyo punto máximo fue en 770 AD. Las condiciones más húmedas de la década de 1450 AD están asociadas con inundaciones en la cuenca de México.	Lanchniet <i>et al.</i> (2012)
Lago Aljojuca, Puebla, México.	Sedimentos lacustres	Al (aporte fluvial) Isótopos de Oxígeno (evaporación)	Últimos 2000 años	Valores de calcita autigénica, de $\delta^{18}\text{O}$ y Al indican un intervalo árido entre 500 y 1150 AD que probablemente promovió el abandono de Cantona (900 – 1050 AD)	Bhattacharya <i>et al.</i> (2014)
Rincón de Paranguero, Guanajuato, México.	Sedimentos lacustres	Isótopos de Oxígeno	Últimos 3000 años	Según registros de $\delta^{18}\text{O}$ entre los años 900 y 1550 AD, la escisión ENSO de la ITCZ movió el clima del Holoceno Tardío promoviendo una época seca entre 900 y 1550 AD y una temprana LIA húmeda. El colapso de Teotihuacán se atribuye a las sequías del siglo VII.	Park <i>et al.</i> (2019)

2.3. Desarrollo cultural de Xochicalco (600 – 1100 AD)

Xochicalco fue una importante ciudad mesoamericana ubicada en la parte centro-sur de México. Se localiza a 16 km al sur de la actual ciudad de Cuernavaca en el estado de Morelos, México. La gran mayoría de los investigadores del sitio concuerdan en que esta ciudad tuvo su mayor apogeo entre los años 600 y 1100 AD (González *et al.*, 2008, Alvarado y Garza, 2010, González y Garza, en prensa), es decir, durante el periodo Epiclásico (o Clásico Tardío) (650 – 900 AD) (Nalda, 2007) y parte del Posclásico Temprano (900 – 1200 AD) (Nalda, 2001).

Sus principales basamentos arquitectónicos se encuentran en la cima de tres cerros que fueron conectados entre sí mediante la construcción de terrazas para crear superficies planas para la edificación (Hirth, 2018; Figura 5). Algunas de sus estructuras más importantes son la Acrópolis, la Plaza de la Estela de los Dos Glifos, la Gran Pirámide de Xochicalco, tres juegos de pelota y la Pirámide de las Serpientes (Figura 6). Los orígenes de Xochicalco están relacionados con la caída de Teotihuacán (650 AD) (Manzanilla, 1998), pues cuando esta ciudad pierde su poderío político, económico y militar, comienzan a surgir ciudades-estado, entre ellas Xochicalco, que buscan ocupar el lugar que Teotihuacán dejó vacante como la gran capital mesoamericana de la época (Alvarado y Garza, 2010). A partir de entonces se establece un particular patrón de asentamiento con los nuevos brotes poblacionales que surgen, caracterizado por la construcción de ciudades en la cima de cerros para tener un mejor control defensivo ante la inestabilidad sociopolítica de la época ocasionada, precisamente, por la caída de Teotihuacán (González *et al.*, 2008). Los ataques a aldeas y pequeñas ciudades eran comunes, por lo que también la edificación de murallas y puestos de vigilancia era común, situación que caracterizó también a Xochicalco. Algunas otras ciudades contemporáneas que surgieron en aquella época en el centro de México fueron Cacaxtla, Teotenango, Cantona o Huapalcalco (García-Cook y Carrión, 1998).

En general, Xochicalco fue un importante centro militar, religioso y comercial para la época. Se caracterizó por poseer una sociedad bien estratificada y una estructura político-administrativa bien organizada. Junto con Cacaxtla, Xochicalco estableció una importante ruta de comercio que distribuía mercancía de muchas regiones del país, desde Centroamérica hasta las costas del Golfo y del Pacífico (Litvak, 1970). En su época de apogeo alcanzó a tener entre 9 y 15 mil habitantes, distribuidos en las faldas del cerro que lleva su nombre, pues en la cima se encontraban los edificios donde residía la clase política y religiosa, y en donde se llevaban a cabo ceremonias y rituales (Hirth y Guillén-Cyphers, 1988). Estos basamentos arquitectónicos fueron construidos con material proveniente de lugares circunvecinos al sitio. El tipo de roca más abundante dentro de estas estructuras es la caliza, tomada del mismo cerro donde fue edificada la ciudad que pertenece a la llamada Formación Xochicalco (Fries, 1960).

Los basaltos y las andesitas son las rocas que siguen en abundancia. La fuente más cercana de los primeros se encuentra en los derrames de lava provenientes de la sierra del Chichinautzin que se localizan a 7 km aproximadamente al este de Xochicalco, mientras que las andesitas provienen del Grupo Balsas que llega a aflorar en la ribera del río Tembembe al suroeste del sitio arqueológico. A pesar de que existe un consenso generalizado, por parte de los arqueólogos, en que Xochicalco se desarrolló durante el Epiclásico, existen algunos estudios como los de Litvak (1970), Hirth y Guillén-Cyphers (1988) y Marcus (2001) donde se menciona que la zona donde



Figura 5. Fotografía aérea del sitio arqueológico de Xochicalco ubicado en el centro-sur de México (estado de Morelos) en la actualidad.

se erigió la antigua ciudad presentó ocupación habitacional desde antes del 600 AD. Hirth y Guillén-Cyphers (1988) incluso realizan una secuencia cronológica detallada del sitio basada en la cerámica como indicador temporal reforzada con algunas fechas de radiocarbono que va desde el 400 BC hasta 1250 AD, divididas en 4 diferentes fases: (1) Fase Escarpa (400 BC – 200 AD) caracterizada por una distribución continua de cerámica en el sitio de Tlacoatzingo, ubicado a 2 km al sur de Xochicalco, (2) Fase Fogón (200 – 650 AD), la cual mostró pocas muestras cerámicas para generar una descripción completa, (3) Fase Gobernador (650 – 900 AD), en la que Xochicalco se convierte en el centro político de mayor importancia de la región y alcanza entre 9 y 15 mil habitantes, situación respaldada por el número de tiestos cerámicos encontrados asociados a esta etapa (arriba de 10 mil) y (4) Fase Humo (900 – 1250 AD), que se caracterizó



Figura 6. Pirámide de las Serpientes de Xochicalco ubicado en el centro-sur del México.

por el abandono y la desocupación de Xochicalco. Sin embargo, en su trabajo González *et al.* (2008) mencionan que la metodología seguida por Hirth y Guillén-Cyphers (1988) se puede prestar a malentendidos debido a que los materiales arqueológicos utilizados como indicadores temporales tienen procedencias alejadas unas de otras y de muy variable temporalidad. González *et al.* (2008) proponen que Xochicalco tuvo una sola ocupación que inició entre el 600 o el 650 AD y que finalizó hacia el 900 AD con el abandono de la ciudad debido a conflictos y revueltas internas evidenciadas por edificios destruidos y estructuras quemadas de manera intencional. Para establecer esta cronología fueron datadas mediante radiocarbono muestras de madera y carbón provenientes de diferentes edificios excavados del sitio arqueológico. Las edades obtenidas se encuentran entre 635 y 1014 AD, es decir, un rango aproximado de 400 años. No obstante, es conveniente tener cautela con estos resultados debido al modelo de datación por radiocarbono, que data el momento en que la muestra dejó de asimilar carbono, es decir, la de su muerte, por lo que las edades de las maderas datadas pueden ser distintas a las del momento de construcción de los edificios.

Existen trabajos más recientes en donde se reportan edades máximas alrededor del 1100 AD para el final de Xochicalco mediante datación de pisos quemados por Arqueomagnetismo (Soler-Arechalde *et al.*, 2004; Gonzalez y Garza, en prensa). Según Gonzalez y Garza (en prensa), estos pisos quemados son evidencias de los saqueos e incendios que la ciudad sufrió durante las revueltas internas que derivaron en el abandono del sitio. Sin embargo, el Arqueomagnetismo como método de datación, normalmente se utiliza para corroborar edades obtenidas mediante otros métodos, es decir, es solo una herramienta que ayuda a reducir rangos de edad por lo que, de nueva cuenta, se debe tener cuidado en tomar sus resultados con demasiada contundencia.

3. Planteamiento del problema

3.1 Objetivo general

Generar una reconstrucción de las condiciones paleoclimáticas del Holoceno tardío de la zona centro-sur de México, a partir de las características mineralógicas y geoquímicas de los sedimentos depositados en el lago Coatetelco (estado de Morelos), para inferir la influencia que la variabilidad climática pudo haber tenido sobre el desarrollo de las sociedades mesoamericanas de la zona, en específico en la de Xochicalco.

3.2. Objetivos particulares

- Generar un modelo cronológico de la secuencia sedimentaria recuperada del lago Coatetelco mediante el análisis de radiocarbono en materia orgánica preservada en los sedimentos.
- Generar una quimio-estratigrafía mediante el análisis de los contenidos de carbono orgánico, carbonatos y concentración multi-elemental de la secuencia sedimentaria del lago Coatetelco.
- Obtener un registro-*proxy* de la abundancia de los minerales clásticos mediante medición de susceptibilidad magnética de la secuencia sedimentaria y su comparación con el análisis mineralógico.
- Identificar la procedencia del material clástico y estimar el grado de interacción entre los sedimentos y la humedad durante el transporte mediante la estimación de índices de alteración química.
- Obtener registros de erosión de minerales clásticos del lago (por aporte pluvial), de evaporación del cuerpo de agua (por aumento de temperatura) y de productividad orgánica (por contenido de materia orgánica) en escala temporal.
- Reconstruir la variación de las condiciones hidroclimáticas y de una posible perturbación antrópica en escala centenaria y milenaria de la parte centro-sur de México.
- Comparar el registro paleoclimático obtenido con observaciones arqueológicas de la zona.

Nota: Esta investigación no busca ser un trabajo de corte arqueológico, sin embargo, se vale de mucha información de este tipo para dilucidar el contexto climático-ambiental que imperaba en épocas mesoamericanas, buscando con ello ser un soporte en donde se fundamenten teorías e hipótesis sobre el comportamiento de grupos sociales; tarea, por cierto, que sí corresponde a la Arqueología.

3.3. Justificación

Estudios recientes de Paleoclimatología en México vinculan una relación entre el clima y sociedades prehispánicas (Hodell et al., 1995 y 2005; Haug *et al.*, 2003; Medina-Elizalde *et al.*, 2010; Kennett *et al.*, 2012; Lanchriet *et al.*, 2012; Bhattacharya *et al.*, 2014; Domínguez-Vázquez *et al.*, 2018; Park *et al.*, 2019,). Es por ello, que el desarrollo de nuevos registros paleoclimáticos en la zona centro-sur de México sería benéfico para entender la interacción entre las condiciones ambientales del Holoceno Tardío y la evolución de las sociedades prehispánicas asentadas, y así, generar un registro paleoclimático más robusto del centro-sur del país que brinde evidencia sobre si las condiciones climáticas reconstruidas en dichos trabajos también tuvieron influencia en el colapso del asentamiento prehispánico de Xochicalco.

3.4. Hipótesis

La principal hipótesis de este trabajo es que la prosperidad y la abundancia de Xochicalco comenzaron a disminuir debido a la carencia de recursos naturales en la zona, como el agua, situación ocasionada por cambios en las condiciones climáticas. Por lo que el exitoso flujo de energía que le había redituado prosperidad a la ciudad disminuyó drásticamente (Gill, 2008).

Algunos ecosistemas naturales como los lagos registran evidencias de variabilidad climática en sus depósitos sedimentarios compuestos por múltiples elementos orgánicos e inorgánicos. Durante un periodo de sequía, la disminución de un continuo flujo de agua reduciría la erosión por procesos pluviales y aumentaría la salinidad cambiando la composición mineralógica y química de los sedimentos. Por lo tanto, se espera observar un periodo con disminución de erosión por procesos pluviales y precipitación de minerales evaporíticos contemporáneos al colapso de Xochicalco. Hasta ahora, las hipótesis sobre la caída y abandono de Xochicalco están basadas en teorías que tienen que ver meramente con cuestiones políticas o sociales. En este trabajo se propone la idea de una posible influencia climática que haya promovido el estrés de una, quizá, ya desgastada sociedad xochicalca que no tuvo otro remedio más que el de colapsar.

4. Área de estudio

4.1. Ubicación del sitio

El lago Coatetelco se localiza en la zona centro-poniente del estado de Morelos, en el municipio de Miaquatlán. Está ubicado a 25 km al suroeste de la ciudad de Cuernavaca y a 8 km al suroeste de la zona arqueológica de Xochicalco. Tiene una superficie aproximada de 2 km² y se encuentra a una altura de 980 msnm. Fisiográficamente, el lago está ubicado en el límite entre la Faja Volcánica Trans-Mexicana y la Sierra Madre del Sur, y pertenece a la subprovincia de Sierras y Valles Guerrerenses. La trinchera para el muestreo de sedimento se excavó a 500 m al este de la actual orilla del lago con coordenadas geográficas de 18° 44' 21.40" N y 99° 19' 38.36" O (Figura 7 y 8).

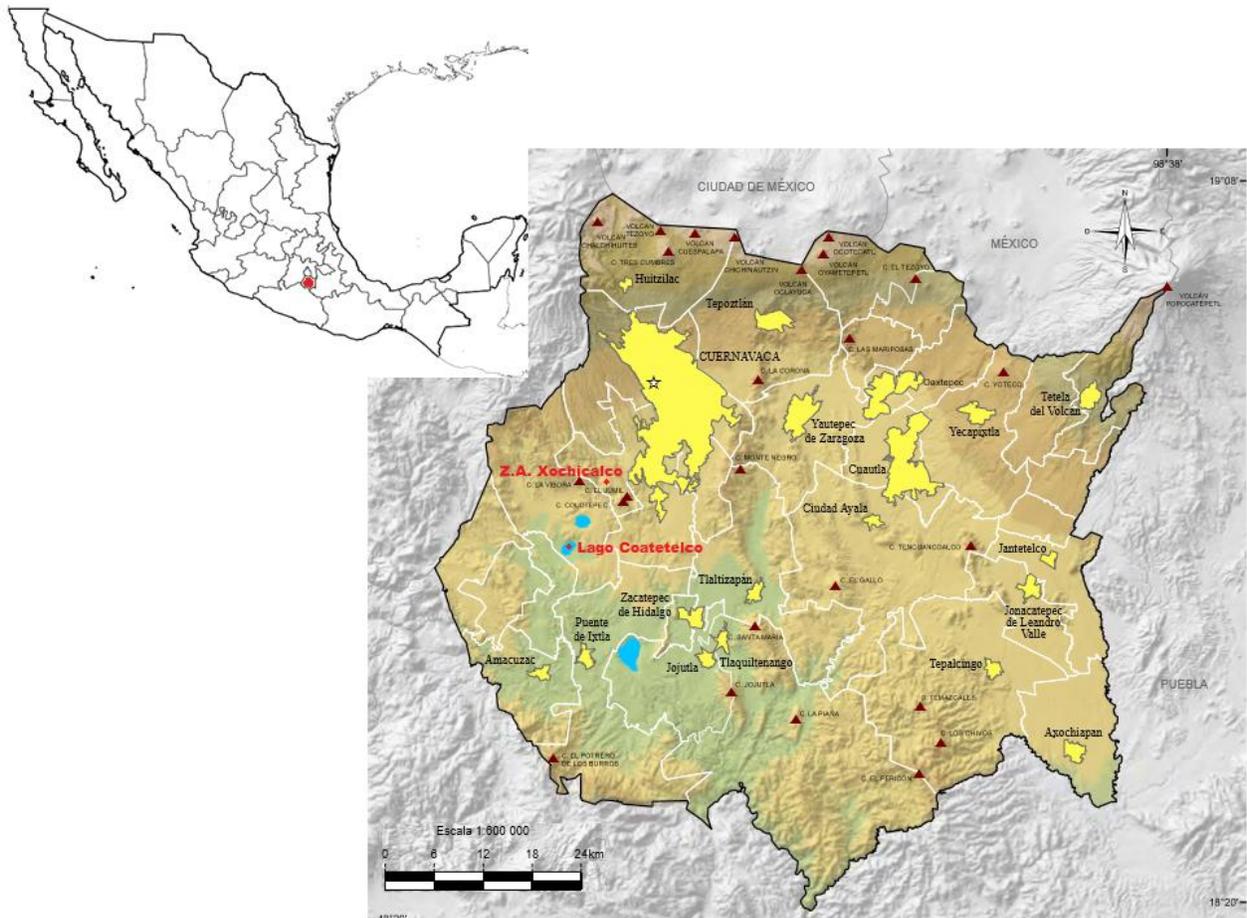


Figura 7. Mapa de la República Mexicana en donde se muestra la ubicación del estado de Morelos, y mapa de Morelos en donde se muestran, en rojo, las ubicaciones del lago Coatetelco y de la zona arqueológica de Xochicalco en la parte occidental, junto con algunas de las zonas urbanas más importantes del estado. Modificado del Anuario estadístico y geográfico de Morelos 2017 (INEGI, 2017).

4.2. Geología de la zona

La subprovincia Sierras y Valles Guerrerenses, a la cual pertenece la zona de estudio, se caracteriza por sierras alargadas de depósitos sedimentarios marinos del Cretácico Inferior rodeadas por capas clásticas continentales y flujos piroclásticos del Terciario (Figura 8). Derrames basálticos con orientaciones norte-sur proceden de la Sierra cuaternaria del Chichinautzin y afloran en las partes oriente y poniente de la zona de estudio. Desde un punto de vista tectónico, la región se localiza entre los límites del Terreno Guerrero y el Terreno Mixteco, y está afectada por un fuerte proceso de plegamiento que se observa, sobre todo, en las rocas del Cretácico (Campa *et al.*, 1981).

El Cretácico está representado por las calizas marinas de la Formación Xochicalco y la Formación Morelos (Figura 8). La Formación Xochicalco es la más antigua, y adquiere su nombre debido a que los cerros donde se encuentra asentado el sitio arqueológico pertenecen a esta unidad. Su litología está caracterizada por capas de calizas plegadas con coloraciones entre gris oscuro y negro, y espesores delgados y medios. Posee intenso vetilleo de calcita, así como recristalizaciones del mismo mineral e intercalaciones de pedernal en algunas capas en los planos de estratificación (Fries, 1960). Se pueden observar coloraciones rojizas en algunas de estas calizas que son producto, tal vez, de la presencia de organismos y abundante materia orgánica durante el proceso de sedimentación (Fries, 1960). La Formación Xochicalco aflora en forma de una sierra alargada con una superficie de 15 km² aproximadamente con una orientación NO-SE, y está limitada al poniente por el río Tembembe y es intrusionada por un cuerpo granítico en los cerros del Jumil y Colotepec (Figura 8). Los afloramientos de la Formación Xochicalco también han sido reportados sobre la carretera Amacuzac-Iguala, en el cerro Tuxpan y cerca del poblado de Acuitlapán al norte del estado de Guerrero (Fries, 1960). Existe una controversia en cuanto a la edad de las calizas de esta formación, pues Bonet (1956) reportó la existencia de fósiles del tintínido *Colomiella mexicana* perteneciente al Barremiano-Aptiano, mientras que Ruiz-Violante y Basáñez-Loyola (1994) sitúan la formación en el Albiano-Cenomaniano debido a interdigitaciones con la Formación Morelos.

La Formación Morelos es una de las más extensas de la zona, pues llega a presentarse también hacia las regiones norte y centro del estado de Guerrero y en algunas zonas de Puebla y Oaxaca (Fries, 1960). También es una formación de roca caliza, pero se diferencia a la Formación Xochicalco por presentar paquetes de estratos de mayor potencia, una abundante cantidad de fósiles de miliólidos y rudistas, y coloraciones grises más claras hacia las cercanías de la zona arqueológica. En otras regiones donde aflora, por ejemplo, al sur del río Amacuzac, la sucesión estratigráfica Morelos presenta una secuencia alternada de paquetes de caliza y dolomita, así

como importantes cantidades de pedernal en forma de nódulos. Fries (1960) asegura que la Formación Morelos es poco más reciente que la Xochicalco y que existe un “hiato” temporal entre ambas.

Otra unidad geológica en la zona de estudio es la del Grupo Balsas. Se trata de un conjunto de diferentes tipos de sedimentos clásticos terciarios con muy diversos orígenes, que van desde ignimbritas silíceas y derrames andesíticos hasta conglomerados, lutitas y areniscas (Zenteno *et al.*, 2007). Dichos sedimentos han sido depositados y distribuidos a lo largo de los afluentes que pertenecen a la cuenca hidrológica Mezcala-Balsas, por lo que es difícil determinar su extensión debido a las numerosas zonas en donde las rocas de esta unidad pueden aflorar (Figura 8).

La Formación Cuernavaca está compuesta por depósitos aluviales clásticos pliocénicos (Figura 8). En su mayoría son fragmentos de andesita arrastrados y desprendidos de la Andesita Zempoala, localizada al oeste del pueblo de Huitzilac, y al noroeste de la ciudad de Cuernavaca. Cercano a la zona de estudio estos depósitos alcanzan a cubrir la mayor parte de la base de los cerros calizos de las formaciones Xochicalco y Morelos, extendiéndose por la parte norte hasta el límite con la Andesita Zempoala conformando el Glacis de Buenavista y por la parte sur hasta el poblado de Amacuzac donde inicia el emplazamiento de la Riolita Tilzapotla (Fries, 1960). El lago Coatetelco se localiza dentro de esta formación. Esta unidad no solo está compuesta por fragmentos andesíticos, también es posible encontrar conglomerados de caliza, limos y tobas cineríticas, es decir, su composición es sumamente variada producto de la naturaleza de abanico aluvial que la caracteriza.

Una de las unidades geológicas más recientes de la región es la Serie Chichinautzin representada en esta zona por derrames lávicos de la transición Pleistoceno-Holoceno, de basalto vesicular y estratos de toba y brecha expuestos a 8 km al este de Xochicalco en discordancia angular sobre la Formación Cuernavaca (Fries, 1960). También, se observan depósitos piroclásticos en forma de paquetes de cenizas que subyacen a diferentes eventos de flujos de escombros consolidados en los alrededores del lago Coatetelco que incluyen rocas andesíticas de del Chichinautzin.

Finalmente, sobreyaciendo a todas las rocas descritas, se encuentran depósitos clásticos recientes formados por material poco consolidado de composición variable, entre los que destacan travertinos, aluviones, margas y ceniza volcánica (Figura 8). El espesor de los depósitos recientes es reducido y se extienden en pequeñas áreas en los alrededores de Xochicalco y Coatetelco.

4.3. Clima actual de la zona

El climograma con los valores de temperatura y precipitación para el periodo 1951-2010, de la figura 9, evalúa la condición climática del área de estudio. Los datos son registrados por el Servicio Meteorológico Nacional para la estación meteorológica “El Rodeo”, localizada a una distancia de aproximadamente 4.5 km al norte del lago Coatetelco. La temperatura media anual del periodo fue de 23.6°C y la precipitación anual fue de 1068 mm. El periodo entre junio y septiembre es el intervalo de mayor cantidad de lluvias, y el periodo entre abril y mayo es el más caluroso. Según la clasificación climática de Köppen, la zona de estudio donde se ubica el lago Coatetelco tiene un clima de tipo cálido con lluvias en verano (Aw).

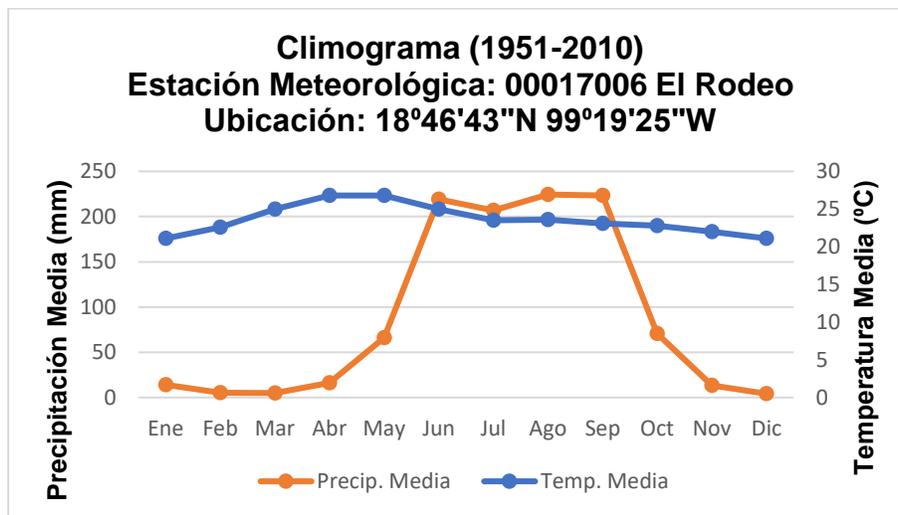


Figura 9. Climograma generado a partir de los datos de precipitación y temperatura entre 1951-2010 de la estación meteorológica (00017006) “El Rodeo” ubicado al 4.5 km norte del lago Coatetelco (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional).

4.4. Vegetación

La vegetación está constituida por selva baja caducifolia de clima cálido donde predominan árboles de uso frutícola, como la ciruela (*Spondias* spp.), guaje (*Leucaena* spp.), bonete (*Jacaratia mexicana*) y guaje rojo (*Leucaena esculenta*). También existe vegetación de uso medicinal como el cuachalalate (*Amphipterygium adstringens*), pega hueso (*Euphorbia fulva*), tepeguaje (*Lysiloma divaricatum*) y cuahulote (*Guazuma ulmifolia*). Es posible encontrar, además, mezquite (*Prosopis* spp.) y el cubata (*Acacia* spp.), que se utilizan como leña, y el copal (*Bursera* spp.) (Sotelo-Barrera *et al.*, 2017).

5. Metodología

5.1. Muestreo en campo

Se excavó un pozo de 2.5 m de profundidad y 1.5 x 2 m de superficie a 500 m de la orilla del Lago Coatetelco en julio de 2018, con el objetivo de estudiar las condiciones paleoclimáticas del centro-sur de México del Holoceno Tardío (Figura 10). Se tomaron 125 muestras consecutivas del perfil a intervalos de 2 cm, cada una de ellas de entre 30 y 40 g. Se les asignó como clave las siglas COA junto con su profundidad, en cm, a la que se encontraron (ej. COA 100-102). También se realizó la descripción estratigráfica del perfil con base en sus características texturales, sedimentológicas, de color y de estructuras sedimentarias



Figura 10. a) Excavación del pozo de muestreo. b) Vista final del pozo excavado de 2.5 m de profundidad a 500 m de la orilla del Lago Coatetelco, ubicado en la parte occidental del estado de Morelos. Se observan cambios de color en los depósitos sedimentarios y estructuras primarias como estratificación.

5.2. Trabajo en laboratorio y en gabinete

Las muestras fueron trasladadas al Laboratorio de Paleoambientes y Paleoclimas del Instituto de Geología de la UNAM en donde se secaron en un horno a 50°C para posteriormente ser molidas en un mortero de ágata y ser empaquetadas en bolsas de plástico para almacenarlas bajo refrigeración (Figura 11). A todas las muestras se les realizaron análisis de susceptibilidad

magnética, de contenido de carbono total y carbono inorgánico total, granulometría y de concentración elemental mediante Fluorescencia de Rayos X (FRX) portátil. Se seleccionaron 6 muestras para el control cronológico del estudio, las cuales, se mandaron a datar por radiocarbono al laboratorio International Chemical Analysis Inc. en Florida, EUA. Posterior al análisis de concentración elemental se seleccionaron 9 muestras más para análisis mineralógico mediante Difracción de Rayos X (DRX) en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) del Instituto de Geología de la UNAM, así como para un nuevo análisis de concentración elemental por Fluorescencia de Rayos X convencional, en el mismo laboratorio, para estimar los contenidos de óxido de sodio (Na_2O) necesarios para la determinación de los índices de alteración química y para la generación de los diagramas ternarios para inferir procedencia de sedimentos terrígenos. Esto debido a que el equipo portátil Niton FXL 950 no analiza la concentración de sodio de las muestras.



Figura 11. Molido de las muestras de los sedimentos colectadas del Lago Coatetelco, estado de Morelos, mediante mortero de ágata.

5.2.1. Análisis de susceptibilidad magnética

Se realizó el análisis de susceptibilidad magnética de las 125 muestras mediante un susceptibilímetro de la marca Bartington Instruments modelo MS3 (Magnetic Susceptibility Meter), y un sensor MS2E de 0.46 kHz con una resolución máxima de 2×10^{-6} SI (Figura 12). El objetivo de este análisis fue la obtención de datos relacionados con el aporte sedimentos terrígenos al lago. El susceptibilímetro estima el grado de sensibilidad de los minerales a

la magnetización. De esta manera, los sedimentos con mayor cantidad de minerales paramagnéticos y ferromagnéticos como anfíboles, piroxenos, olivinos, magnetita, goetita, hematita, titanomagnetita o maghemita, arrojarán valores mayores de susceptibilidad en comparación con los minerales y componentes diamagnéticos como cuarzo, calcita y materia orgánica.



Figura 12. Susceptibilímetro Bartington MS3 y sensor MS2E utilizados para el análisis de susceptibilidad magnética de las muestras de sedimentos de este estudio.

5.2.2. Análisis de carbono inorgánico total (CIT) y carbono orgánico total (COT)

Se realizó el análisis del CIT y COT mediante un equipo HiperTOC Solids Accesory de la marca Thermo Scientific (Figura 13). El procedimiento para medir el COT consistió en la estimación del carbono total (CT) sometiendo 10 mg de cada muestra en cápsulas de cuarzo a una temperatura de 980°C. La liberación de CO₂ (representativo del CT) que fue medido en un detector de sensores infrarrojos del mismo equipo. La medición del CIT se realizó también con 10 mg de cada muestra, a temperatura ambiente, agregándoles ácido fosfórico (H₃PO₄) al 10%, lo que genera la liberación del carbono, asociado a la fracción carbonatada, para su detección por parte del equipo. Una vez registrados estos datos en porcentaje, se realizó la estimación del COT restando el contenido CIT al CT de cada muestra:

$$(COT (\%) = CT (\%) - CIT (\%))$$



Figura 13. Equipo HiperTOC utilizado para el análisis de CT y CIT.

5.2.3. Análisis de concentración elemental

Se utilizaron equipos portátil y convencional de FRX para la obtención de las concentraciones de elementos inorgánicos de las muestras.



Figura 14. Equipo de FRX portátil Niton FXL 950 utilizado para el análisis de concentraciones elementales de las muestras de sedimentos en muestras secas y pulverizadas.

Se utilizó un equipo Niton FXL 950 de la marca Thermo Scientific del Laboratorio de Paleoambientes y Paleoclimas para analizar las concentraciones de Si, Al, Ti, K, Fe, Ca, Sr y Zr (Figura 14). Este equipo cuenta con un tubo de oro que emite rayos X a 50 kV / 200 μ A / 4 W y un detector optimizado geoméricamente (GOLDD), el cual alcanza a medir un rango de 42 diferentes elementos. Previo al análisis se realizó una preparación no destructiva de las muestras mediante la colocación de los sedimentos molidos en cápsulas de plástico tapados, en una de sus caras, por una película de polipropileno con un espesor de 4 μ m. Para el análisis se utilizó el protocolo Mining Cu/Zn del equipo para la medición de las muestras. Cada muestra fue analizada durante 5 minutos. Así mismo, se realizó el análisis de una muestra estándar denominada USGS SdAR-M2 después de realizar 10 mediciones, con el objetivo de poder estimar el error asociado con la precisión del equipo (1-5 % de error). Los datos fueron calibrados usando las curvas de calibración propuestas por Quiroz-Jiménez y Roy (2017). Los valores resultantes son los porcentajes en peso de los elementos mayores y ppm de los elementos traza.

En el caso del análisis por FRX convencional, se utilizó un equipo ZSX Primus II de la marca Rigaku del LANGEM (Figura 15). Este equipo utiliza un ánodo de Rh emisor de rayos X de 60 kV / 4 kW, un contador de centelleo para la detección de elementos pesados y un contador proporcional de flujo para elementos ligeros. La preparación de las muestras para el análisis de elementos mayores se realizó secando los sedimentos a una temperatura de 950°C, calculando la pérdida por calcinación (PxC). A continuación, las muestras se transformaron en perlas fundiendo 0.4 g de sedimento calcinado con 8 g de tetraborato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) como fundente. Para el análisis de elementos traza se mezclaron y prensaron 5 g de muestra con 1.6 g de cera-C en micropolvo (aglutinante). El error estimado de las determinaciones de estos métodos es menor al 1% en elementos mayores e inferior al 4% en elementos traza. Los valores resultantes son los porcentajes en peso de los óxidos de los elementos mayores y las cantidades en ppm de los elementos traza.

El principio del funcionamiento de los equipos es el mismo en ambos procedimientos (portátil y convencional). Los rayos X emitidos por el equipo (radiación continua) impactarán a la muestra y desprenderán uno de los electrones más cercanos al núcleo del átomo por analizar. En ese momento, el átomo, pasará de un estado de equilibrio (o fundamental) a uno de excitación (o ionizante), lo que provocará que uno de los electrones de la capa siguiente ocupe la vacante liberada por el desprendido. Este hecho generará que la muestra libere un segundo tipo de radiación (radiación característica) también en forma de rayos X. Estos rayos son fluorescentes (de ahí el nombre del método) y tendrán la diferencia de energía entre la del desprendimiento y la de relleno de la vacante, dicha diferencia de energía será característica de cada átomo elemental y será la que el detector del equipo interprete (Klockenkämper, 1997).



Figura 15. Equipo Rigaku ZSX Primus II para el análisis de concentraciones elementales por FRX convencional.

5.2.4. Análisis mineralógico por DRX

Los minerales terrígenos y autigénicos fueron identificados en el LANGEM con un difractómetro de polvos D5000 de la marca Siemens y, posteriormente el análisis semicuantitativo de las fases cristalinas se realizó mediante el software MATCH 2.0 de la marca Crystal Impact (Figura 16). El difractómetro funciona emitiendo radiación desde el tubo de rayos X que se difracta en la muestra y que se registra por el detector. La muestra rota a una velocidad angular constante de tal forma que ángulo del rayo incidente va cambiando mientras que el detector gira a una velocidad angular doble alrededor de la muestra. Esto es debido a que el principio de la difracción de rayos X se basa en que los minerales poseen un arreglo cristalino bien definido debido a una repetición periódica de las celdas que componen dicho arreglo (d), cuya distancia es representativa de cada mineral. Los rayos X inciden en cada uno de los fragmentos de los finos polvos de la muestra en diferentes ángulos que se difractan de acuerdo con el tamaño de las celdas minerales emitiendo una señal que es captada e interpretada por el detector del equipo (Melgarejo *et al.*, 2010). El resultado del análisis es un difractograma que indica los ángulos de difracción (2θ) y su intensidad correspondiente. El software MATCH 2.0 se encarga de identificar el mineral mediante estimación del valor (d) correspondiente.

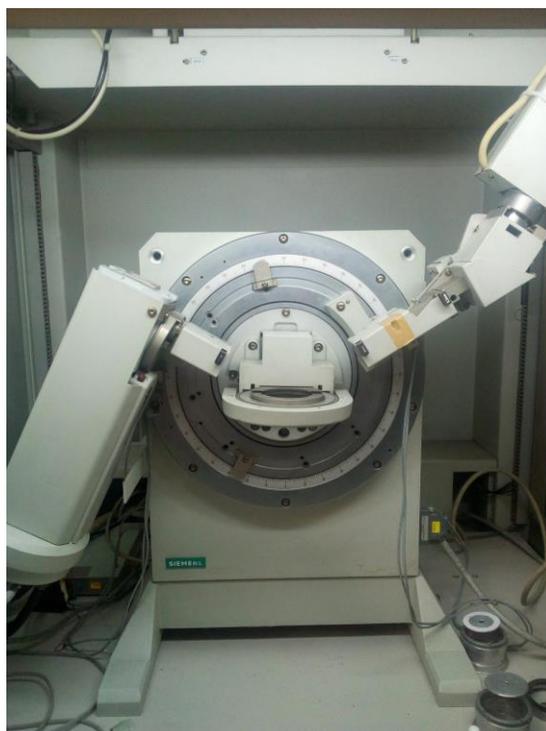


Figura 16. Equipo Siemens D5000 (DRX) utilizado para el análisis mineralógico de los sedimentos de este estudio.

5.2.5. Control Cronológico

Se seleccionaron 6 muestras a diferentes profundidades del perfil (31, 73, 107, 139, 159, 213 cm) con base en cambios texturales y estratigráficos observados, para realizar el control cronológico de este estudio mediante análisis de radiocarbono en materia orgánica total preservada en los sedimentos. Estas muestras no fueron secadas ni molidas y se empacaron en papel aluminio, entre 20 y 30 g de cada una de ellas, para enviarlas al laboratorio comercial del International Chemical Analysis Inc. en Florida, EUA. Las muestras fueron datadas por radiocarbono mediante espectrometría de masas por aceleración (^{14}C AMS). Las edades convencionales arrojadas fueron calibradas mediante el software Calib 7.1 utilizando la curva de calibración IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013; Stuiver *et al.*, 2019). Solo una de las muestras (31 cm) fue calibrada con el software CaliBomb y los datos de calibración NHZ2 (Northern Hemisphere Zone 2) debido a que presentó carbono moderno.

6. Resultados

6.1. Estratigrafía

Los sedimentos de este perfil están constituidos por arenas finas, limo-arenas y limo-arcillas. La secuencia sedimentaria está caracterizada por límites transicionales entre cada una de las cuatro unidades que se definieron a lo largo del perfil con base en el cambio textural, la presencia de carbonatos y de fragmentos líticos (Figura 17). La columna, con una profundidad de 250 cm, está dividida en cuatro unidades. A continuación, se describen cada una de ellas de base a cima:

Unidad D (250 – 159 cm): Está constituida por limo-arenas color marrón claro con estratificación gradada normal y con contenido de gravas en algunos intervalos. Los sedimentos de la unidad carecen de nódulos de carbonatos y de visibles fragmentos líticos. Se localizó un fragmento arqueológico a una profundidad de 213 cm. Se trata de una pieza de cerámica partida en dos con una dimensión de 15 x 7 cm aproximadamente. Esta pieza probablemente perteneció a una olla o a alguna vasija antigua (Figura 18).

Unidad C (159 – 107 cm): El contacto de esta unidad con la subyacente es de tipo erosivo. Los sedimentos de la unidad están compuestos por limo-arcillas de color marrón claro, siendo estos los más finos de todo el perfil. Carece de gravas y no presenta estructuras primarias (p.e. laminaciones). Se observa la presencia de escasos nódulos de carbonatos con tamaños entre 0.5 a 1 cm de diámetro sobre todo hacia la parte superior de la unidad.

Unidad B (107 – 58 cm): Los sedimentos de esta unidad contienen arenas finas en colores marrones entre claros y oscuros. Son los más gruesos de todo el perfil. También carecen de gravas y de estructuras primarias. En esta unidad continúan los carbonatos descritos en la unidad anterior, y se observa la presencia de escasos fragmentos líticos de tamaños variados.

Unidad A (58 – 0 cm): Es la unidad más superficial del perfil y su contacto con la unidad B es transicional. En general es de color gris claro con preservación de grietas de desecación en algunas partes. Los sedimentos, en su gran mayoría, son limo-arenas. Presenta abundante contenido de fragmentos líticos y de raíces hacia la cima. También posee moderada clasificación.

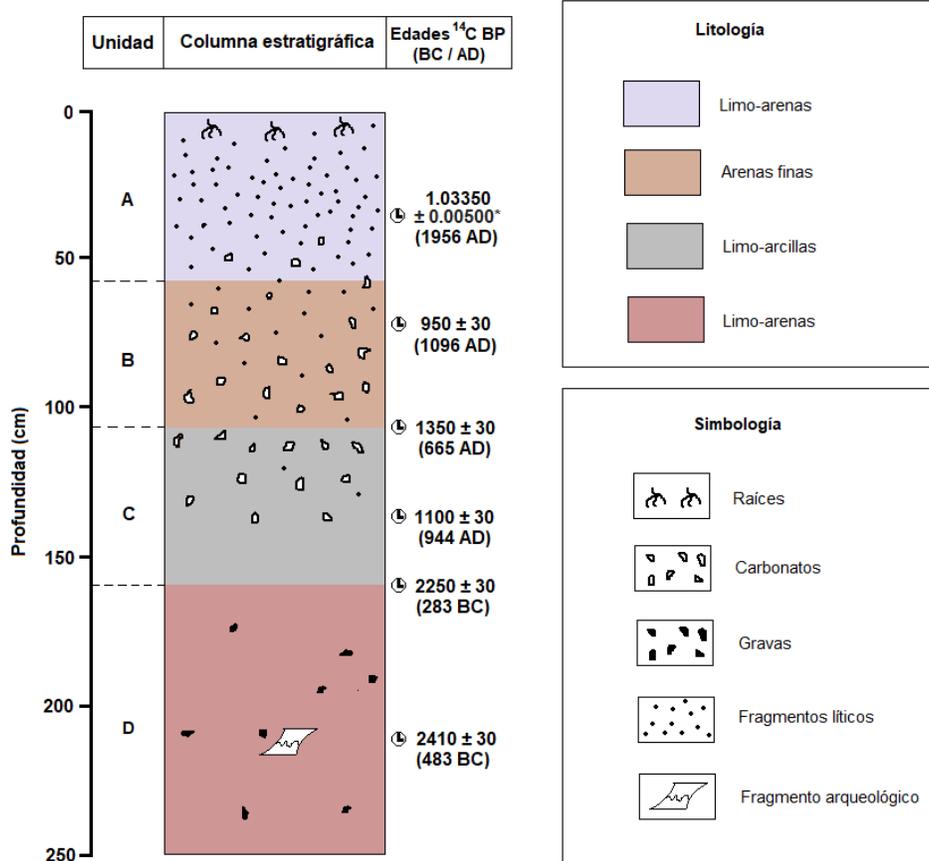


Figura 17. Columna que muestra las texturas de los sedimentos colectados de la trinchera excavada en el Lago Coatetelco junto con las ubicaciones de las muestras datadas por ¹⁴C. * F¹⁴C

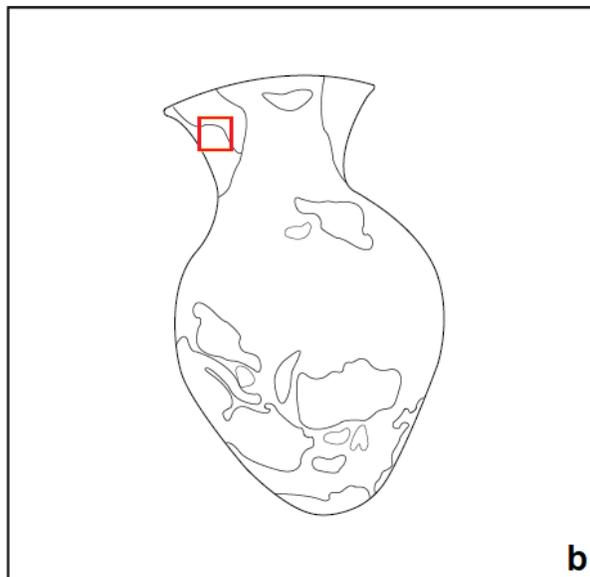


Figura 18. a) Fotografía del fragmento arqueológico localizado a los 213 cm de profundidad en la trinchera excavada en el Lago Coatetelco. b) Idealización de una olla prehispánica de donde pudo provenir el fragmento encontrado. El cuadro rojo señala la parte de la olla a la que pudo pertenecer dicho fragmento.

6.2. Control cronológico

El control cronológico se realizó mediante los resultados de radiocarbono de la materia orgánica total preservada en 6 muestras de sedimentos recabadas en diferentes profundidades a lo largo del perfil sedimentario (Figura 17). La tabla 1 presenta la ubicación de las muestras en profundidad, las edades convencionales de radiocarbono, los calibrados en intervalos de 2 sigma, y las edades de mayor probabilidad del intervalo calibrado en años cal BP y BC/AD. Excepto por la muestra de 73 cm, los resultados convencionales fueron calibrados mediante el software Calib 7.1 utilizando la curva de calibración IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013; Stuiver *et al.*, 2019) para asignar edades calendáricas “antes del presente” (BP) y edades calendáricas “antes y después de nuestra era” (BC y AD). Los modelos de profundidad de edad tienen una incertidumbre de entre 27 y 82 años. La muestra de 31 cm posee mayor concentración de ^{14}C que la referencia, lo que sugiere una fuente de carbono moderno de las pruebas de bombas termonucleares posterior a la década de 1950. A esta muestra se le asignó una edad de 1956 AD después de haber calibrado su valor $F^{14}\text{C}$ de 1.03350 ± 0.00500 con el software CaliBomb utilizando los datos de calibración NHZ2 (Northern Hemisphere Zone 2) posteriores a las pruebas de bomba (Hua *et al.*, 2013). La figura 19 muestran las calibraciones de las muestras COA 158-160 con Calib 7.1 (a) y COA 30-32 con CaliBomb (b). En general, las muestras datadas arrojaron edades dentro de un intervalo de 2410 ± 30 años BP (2432 cal BP o 483 BC) y -6 cal BP (1956 cal AD). La muestra localizada a los 213 cm de profundidad del perfil sedimentario fue la que resultó con una edad ^{14}C de 2410 ± 30 años BP (2432 cal BP o 483 BC), mientras que la edad ^{14}C de la muestra de 159 cm fue de 2250 ± 30 años BP (2232 cal BP o 283 BC). La tercera muestra, ubicada en 139 cm, arrojó una edad ^{14}C de 1100 ± 30 años BP (1006 cal BP o 944 AD). La cuarta edad ^{14}C obtenida fue la del sedimento ubicado a los 107 cm y fue de 1350 ± 30 años BP (1285 cal BP o 665 AD). Es de llamar la atención que entre estos dos últimos sedimentos existe una inconsistencia estratigráfica, pues las edades se encuentran invertidas cronológicamente con respecto a su profundidad, lo que hace suponer una posible perturbación. La quinta muestra se obtuvo a los 73 cm y su edad ^{14}C fue de 950 ± 30 años BP (854 cal BP o 1096 AD), mientras que la sexta muestra, de 31 cm, fue la que se asumió con una fuente de carbono moderno dando una edad de -6 cal BP (1956 AD) (Tabla 3). El modelo cronológico fue elaborado mediante la estimación de tasas de sedimentación entre muestras datadas consecutivamente. Se consideró que la edad de la superficie del perfil (0 cm) fue del año 2018 AD, cuando se excavó la trinchera. Con base en la profundidad de las muestras datadas y en su edad, se asumió una tasa de sedimentación de 0.05 cm/año entre los 73 y 31 cm de profundidad. Una tasa de 0.08 cm/año entre los 107 y 73 cm y una más de 0.27 cm/año entre los 213 y 159 cm. Esta última resultó ser

la más alta del perfil. El contacto erosivo y la pobre preservación de sedimentos depositados entre 159 y 139 cm (0.02 cm/año) indican un posible hiato sedimentario.

Tabla 3. Resultados del análisis de radiocarbono de las muestras a diferentes profundidades del perfil sedimentario calibrados con el software Calib 7.1(Reimer *et al.*, 2013; Stuiver *et al.*, 2019). La muestra COA 30-32 fue la única calibrada con CaliBomb (Hua *et al.*, 2013). * F¹⁴C ** pMC: Porcentaje de Carbono Moderno.

Clave de la muestra	Clave de laboratorio	Profundidad (cm)	Edad ¹⁴ C convencional BP	Edad calibrada (2σ) BC/AD	Edades de mayor probabilidad cal BP	Edades de mayor probabilidad BC/AD
COA 30-32	19OS/0388	31	1.03350 ± 0.00500*pMC**	1956-1957 AD	- 6	1956 AD
COA 72-74	18OS/0892	73	950 ± 30	1024-1155 AD	854	1096 AD
COA 106-108	19OS/0389	107	1350 ± 30	638-764 AD	1285	665 AD
COA 138-140	18OS/0891	139	1100 ± 30	887-1012 AD	1006	944 AD
COA 158-160	19OS/0285	159	2250 ± 30	394-207 BC	2232	283 BC
COA 212-214	18OS/0890	213	2410 ± 30	737-401 BC	2432	483 BC

La tasa de sedimentación estimada entre las muestras de las profundidades de 213 y 159 cm (0.27 cm/año) se extrapoló para asignar una edad estimada a la base del perfil a los 250 cm, resultando en 2569 BP (619 BC) (Figura 20).

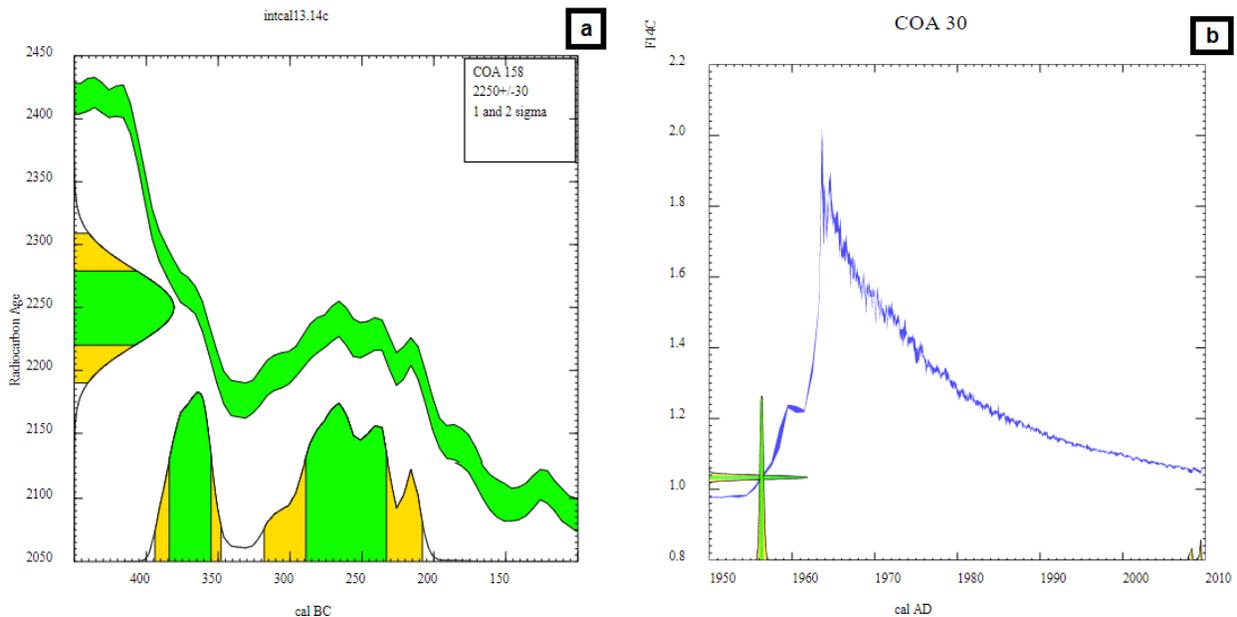


Figura 19. Gráficas que muestran la calibración de edades convencionales de radiocarbono. a) El resultado de la muestra COA 158-160 fue calibrado mediante el software Calib 7.1. b) La muestra y COA 30-32 fue calibrada mediante el software CaliBomb por tratarse de una muestra que presentó carbono moderno.

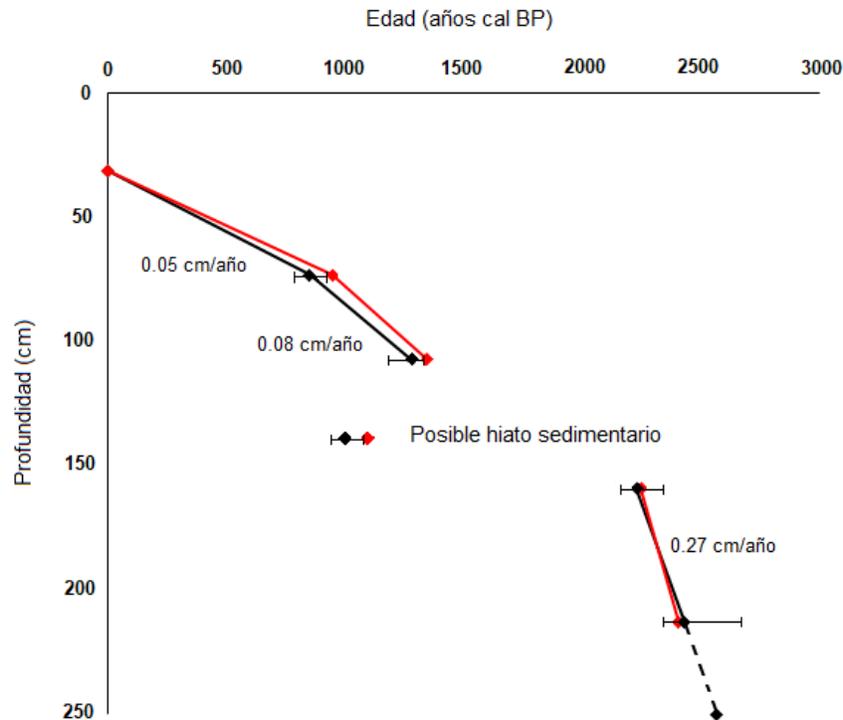


Figura 20. Modelo cronológico del perfil estratigráfico del lago Coatetelco con extrapolación para la determinación de la edad de la base del perfil y con la indicación del nivel y temporalidad del posible hiato sedimentario. Los rombos rojos representan las edades de radiocarbono convencionales. Los rombos negros corresponden a las edades calibradas con sus barras de error, las cuales representan el rango del 95.4% de probabilidad.

A continuación, se describen cada una de las unidades estratigráficas del perfil desde un punto de vista cronológico:

Unidad D (250 – 159 cm): La edad de la base del perfil se obtuvo mediante extrapolación de la tasa de sedimentación estimada entre 213 y 159 cm, resultando 2569 BP (619 BC). La muestra datada a los 159 cm asignó la edad de 2232 cal BP (283 BC) al límite superior de esta unidad. Los sedimentos de la unidad representan una duración estimada de 337 años, depositados con una tasa de 0.27 cm/año. Se dató una muestra sedimentaria al nivel de profundidad donde fue localizado el fragmento arqueológico (213 cm) resultando en una edad ^{14}C de 2432 cal BP (483 BC).

Unidad C (159 – 107 cm): La edad del límite inferior es de 2232 cal BP (283 BC). Las edades de radiocarbono de las muestras de 139 cm y 107 cm, es decir, entre 1285 y 1006 cal BP o 665-944 AD, fueron estratigráficamente inconsistentes por encontrarse invertidas. Por su ubicación en la columna, la edad del límite superior de esta unidad sería la de 1285 cal BP (665 AD), sin embargo, dada esta inconsistencia se considera que los sedimentos de toda la unidad fueron depositados entre 2232 cal BP (283 BC) y 1006 cal BP (944 AD), e indican una pobre preservación o la existencia de un hiato sedimentario (Figura 20).

Unidad B (107 – 58 cm): La edad de la base de esta unidad es de 1285 cal BP (665 AD), sin embargo, debido a la inconsistencia estratigráfica mencionada, es posible que sea anterior. A los 73 cm se localiza un sedimento datado con edad ^{14}C de 854 cal BP (1096 AD). Para la obtención de la edad del límite superior de esta unidad se interpolaron los valores de los sedimentos entre 73 y 31 cm (este último perteneciente a la unidad A) resultando en una edad estimada de 559 BP (1391 AD) a los 58 cm. Los sedimentos de la unidad representan una duración aproximada de 447 años.

Unidad A (58 – 0 cm): La edad del límite inferior es 559 cal BP (1391 AD) y la edad del límite superior es la del año de excavación de la trinchera, es decir -68 BP (2018 AD). La última muestra datada está ubicada en 31 cm, y arrojó una edad de carbono moderno de – 6 cal BP (1956 AD).

6.3. Carbono Orgánico Total (COT) y Carbonato (CaCO_3)

El carbono orgánico total representa la abundancia de materia orgánica preservada en la cuenca sedimentaria, y los contenidos de carbonato representan las abundancias de calcita en los sedimentos (Roy *et al.*, 2013; Roy *et al.*, 2014), pues es el único mineral carbonatado. Se calculó el contenido de CaCO_3 (en porcentaje) a partir del Carbono Inorgánico Total (CIT) de la siguiente manera:

$$\text{CaCO}_3 (\%) = \text{CIT} (\%) \times 8.33$$

donde el valor 8.33 es el cociente del peso atómico del CaCO_3 (100) entre el peso atómico del C (12).

Las muestras del perfil presentan un contenido de COT de hasta 2.5% y tienen un promedio de 0.73%. Las máximas concentraciones se presentan en la unidad A y las mínimas en la unidad D. El contenido de CaCO_3 es de hasta 27.82% con un promedio de 7.75%. Los sedimentos de unidad B contienen las máximas concentraciones de carbonato, mientras que las mínimas se observan en sedimentos de la unidad C (Figura 21).

Unidad D (250 – 159 cm): Las muestras de esta unidad reportan los valores más bajos de COT de todo el perfil. Presentan un contenido de hasta 1.51% con un promedio de 0.35%. Los valores de CaCO_3 varían hasta 12.49% y tienen un promedio de 6.09%.

Unidad C (159 – 107 cm): El contenido de COT de esta unidad oscila entre 0.07 y 0.81% con un promedio de 0.45%. En cuanto al contenido de CaCO_3 , esta es la unidad que registra la menor concentración con valores entre 3.25 y 9.66%, y un promedio de 5.56%.

Unidad B (107 – 58 cm): Esta unidad presenta valores de COT que oscilan entre 0.6 y 2.5%, y un promedio de 1.18%. El contenido de CaCO_3 , es el más alto de todo el perfil, el cual varía entre 7.75 y 27.82%, y presenta un promedio de 13.26%.

Unidad A (58 – 0 cm): Los sedimentos de esta unidad muestran las concentraciones más altas de COT con valores entre 0.31 y 1.95% con un promedio de 1.20%. Mientras que los valores de CaCO_3 oscilan entre 5 y 21.49% y presentan un promedio de 7.60%.

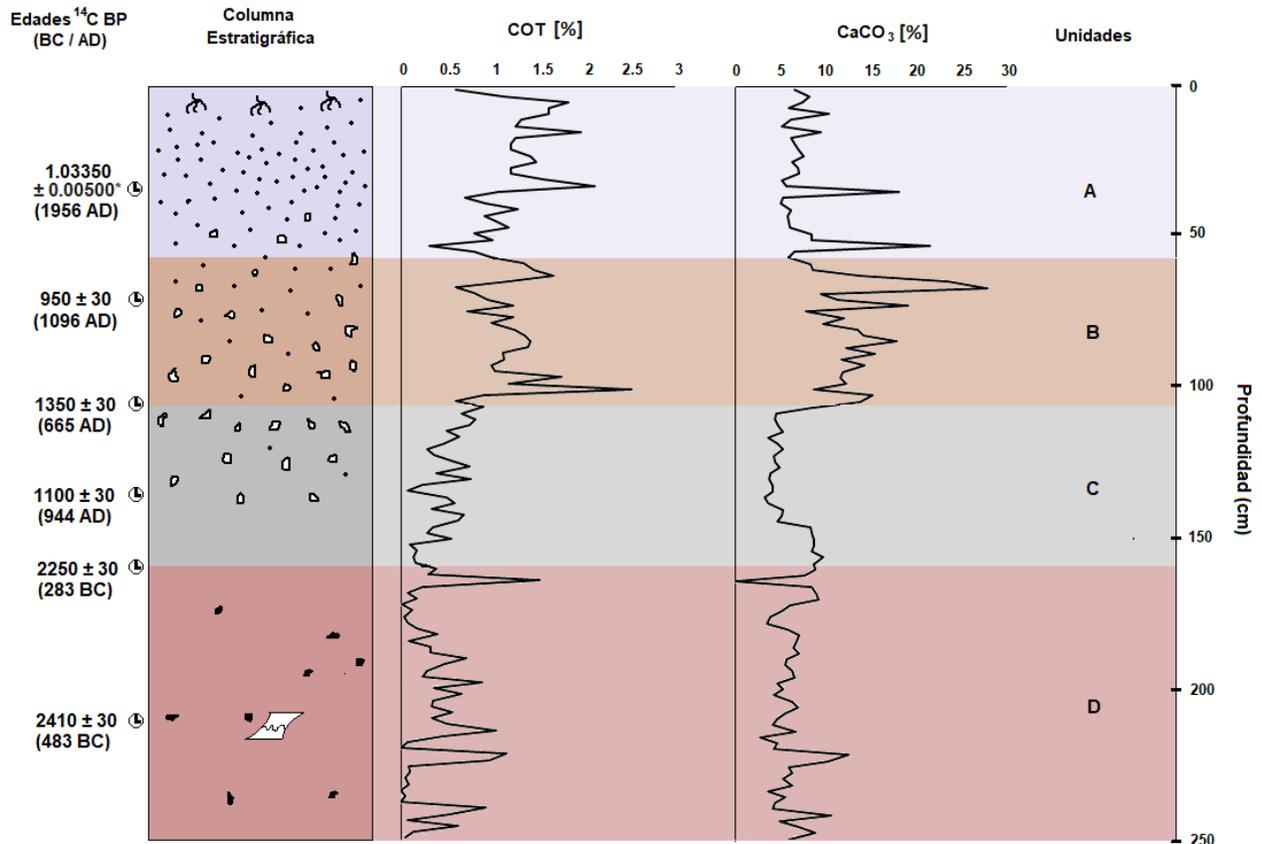


Figura 21. Variaciones del COT y el CaCO_3 en porcentajes a lo largo del perfil sedimentario del Lago Coatetelco y en diferentes unidades con respecto a su profundidad y su control cronológico.

6.4. Concentración multi-elemental

6.4.1. Concentración multi-elemental por FRX en equipo portátil

Los elementos mayores analizados son Si, Ti, Al, Ca, K, Fe, Mn, P y Mg, cuyas concentraciones están expresadas en porcentaje (Figura 22). El Si y el Ca son los elementos que más abundan en los sedimentos. El Si presenta una alta correlación con Al ($r= 0.96$) mientras que el P se

comporta de manera inversa a ambos ($r = -0.94$). Los contenidos de Si, Al y Mg presentan una abrupta disminución en la parte inferior de la unidad C en comparación con los valores de los sedimentos de la unidad D. Mientras que el P muestra un abrupto aumento en ese mismo nivel. El Ti y Fe presentan una correlación significativa entre sí ($r = 0.90$). Los contenidos de Mn, P y Ca muestran un importante pico positivo cercano a los 213 cm, nivel en donde se encontró el fragmento arqueológico. Mientras que el Si y el Al, muestran valores menores a ese mismo nivel. Los elementos Si, Ti, Fe y, en menor medida, el P presentan una importante disminución en los sedimentos de la unidad B en comparación con los valores de la unidad C. Los contenidos de Ca presentan un aumento a ese mismo nivel. Las variaciones de K, Ca y Mn presentan comportamientos únicos con relación a los demás elementos químicos. A lo largo de todo el perfil sedimentario, la concentración de Si varía entre 9.1 y 23.21% con un (promedio= 16.26%). Los valores de Ca se encuentran en un rango entre 4 y 18.24% (promedio= 7.35%). La concentración de Al varía entre 0.86 y 3.09% (promedio= 1.83%), la distribución de Fe varía entre 0.9 y 1.94% (promedio= 1.36%). Los valores de K varían entre 0.69 y 1.44% (promedio= 0.91%), los de Ti varían entre 0.21 y 0.41% (promedio= 0.32%), mientras que la concentración de Mn fluctúa entre 0.01 y 0.03% (promedio= 0.01%). Los valores de P se encuentran entre 0.01 y 0.03% (promedio= 0.02%). El contenido de Mg presenta valores por debajo del límite de detección del equipo en 17 muestras distribuidas en las unidades C, B y A, su valor más alto es de 1.26% (promedio= 0.69%). (Figura 22).

En cuanto a los elementos traza, las concentraciones de Zr, Sr y Zn fueron expresados en partes por millón (ppm) (Figura 23). Los elementos traza presentan sus valores más bajos en la unidad C. Las concentraciones de Zr y Zn tienen una distribución parecida en las unidades A y B ($r = 0.75$). Los sedimentos tienen hasta 155 ppm de Zr (promedio= 101 ppm). La concentración de Sr varía entre 1612 y 424 ppm (promedio= 342 ppm). Así mismo, el contenido de Zn fluctúa entre 45 y 91 ppm (promedio= 63 ppm) (Figura 23).

A continuación, se describe a detalle las concentraciones multi-elementales de los sedimentos de las cuatro unidades sedimentológicas:

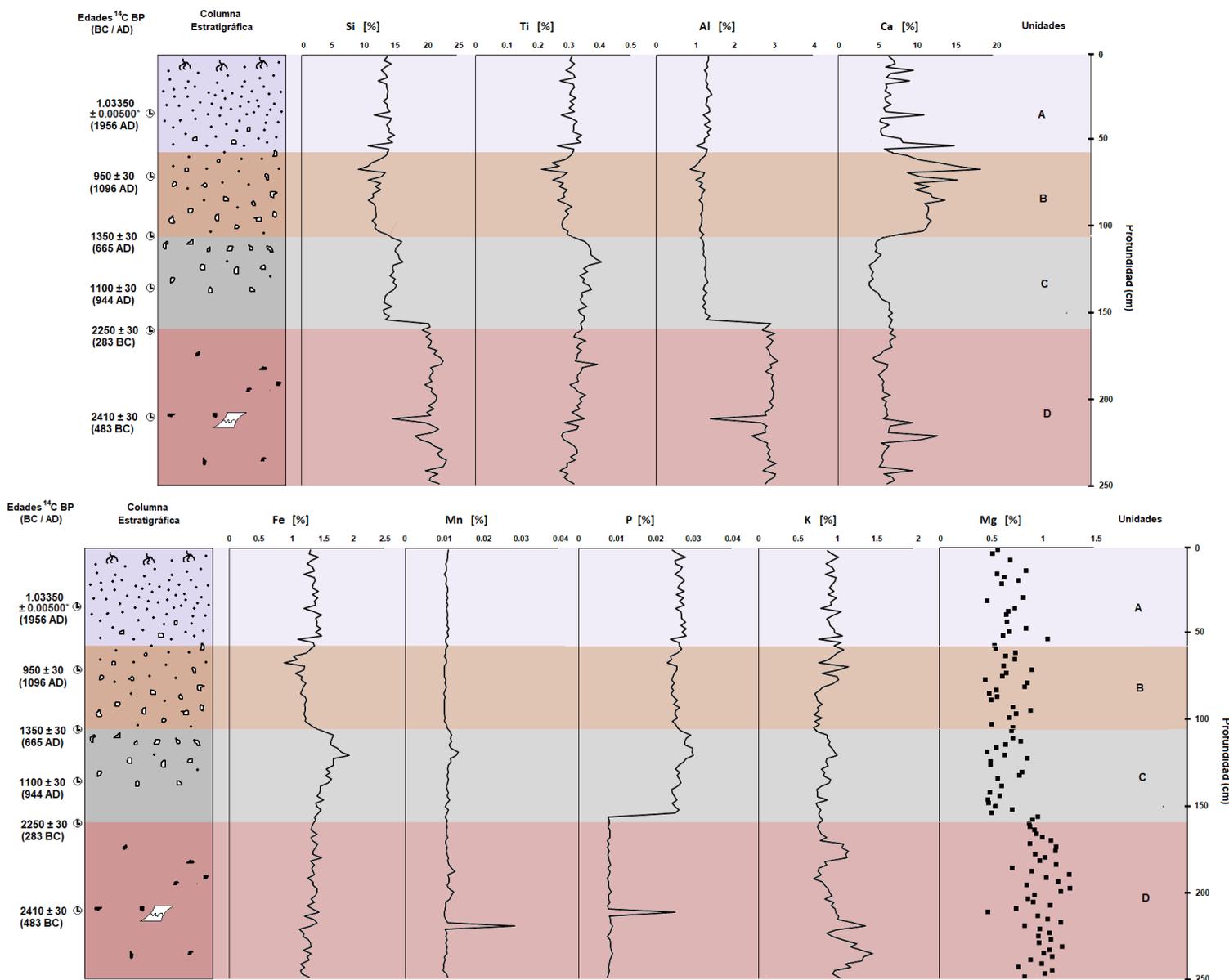


Figura 22. Variación de las concentraciones de elementos mayores (en %) obtenidos por FRX en equipo portátil a lo largo del perfil y su correlación con la columna estratigráfica.

Unidad D (250 – 159 cm): Los sedimentos contienen 14.58-23.21% de Si (promedio= 20.94%) y 4.56-12.78% de Ca (promedio= 6.49%). En esta unidad ambos elementos presentan las concentraciones más altas en comparación con las demás. La concentración de Al es de 1.38-3.09% (promedio= 2.83%) y el Fe varía entre 1.18-1.49% (promedio=1.32%). El contenido de K varía entre 0.69 y 1.44% (promedio=0.98%). Los contenidos de Ti se encuentran entre 0.27-0.39% (promedio= 0.32%), los de Mn entre 0.01-0.03% (promedio=0.01%). Los sedimentos de la unidad muestran los contenidos de P (0.007-0.025%) más bajos del perfil (promedio=0.008%). La concentración de Mg es de 0.47-1.26% (promedio= 1%).

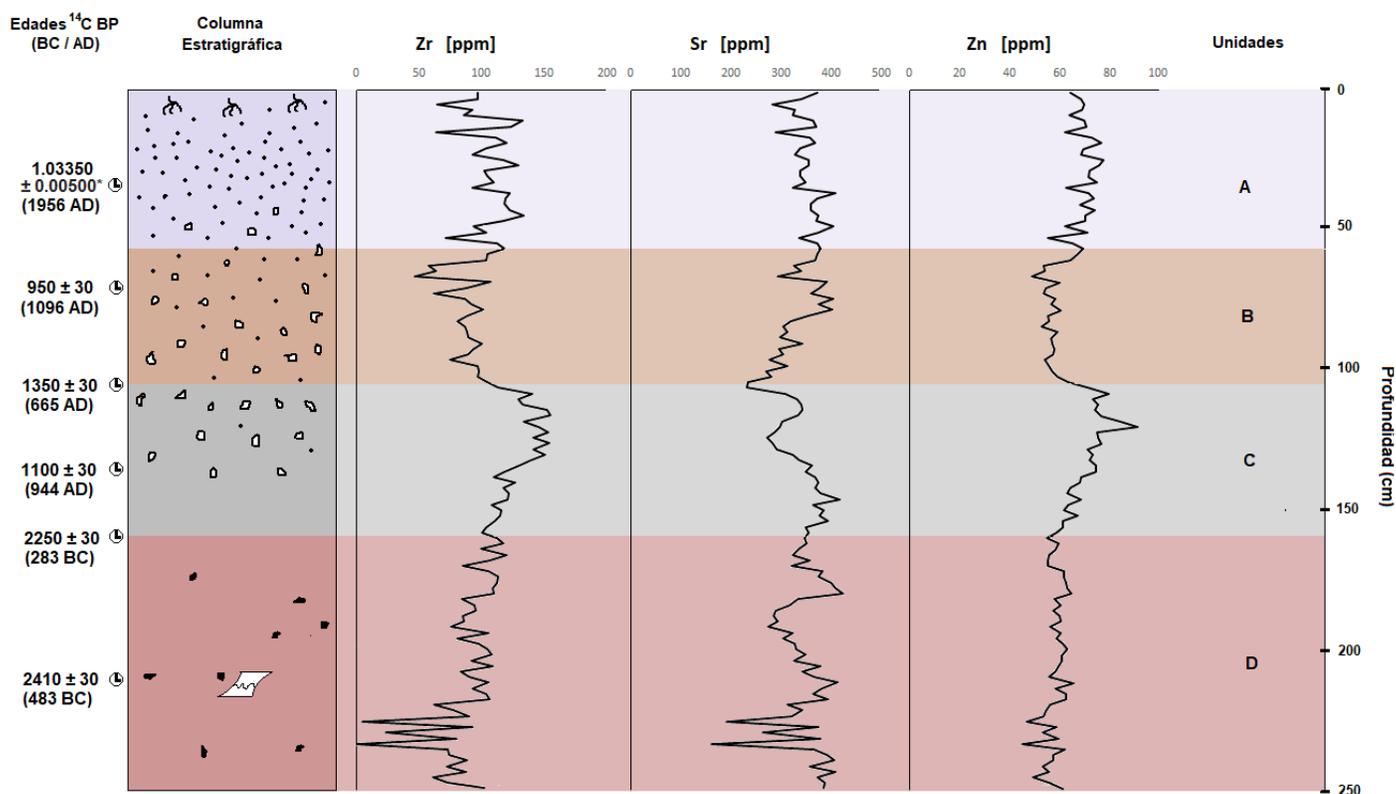


Figura 23. Variación de las concentraciones de los elementos traza (en %) a lo largo del perfil en diferentes unidades de la columna estratigráfica.

En cuanto a los elementos traza, el Zr varía hasta 120.13 ppm (promedio= 88.43 ppm). El Sr presenta concentraciones entre 161.83-424 ppm (promedio= 344.82 ppm), mientras que el Zn varía entre 45.24-65.67 ppm (promedio= 58.2 ppm).

Unidad C (159 – 107 cm): Los valores del Si varían entre 13.17 y 20.45% (promedio= 14.8%), el Ca varía entre 4 y 6.97% (promedio= 5.28%). Las concentraciones de Al varían entre 1.13 y 2.91% (promedio= 1.3%), mientras que el Fe se encuentra en un rango entre 1.38 y 1.94% (promedio= 1.58%). El contenido de K se encuentra entre 0.73 y 1% (promedio= 0.83%). Las concentraciones de Ti se encuentran en un rango entre 0.32 y 0.41% (promedio= 0.35%), el Mn varía entre 0.01 y 0.014% (promedio= 0.011%). Los valores de P se distribuyen entre 0.008 y 0.03% (promedio= 0.026%). El contenido de Mg registra cuatro valores por debajo del límite de detección, el valor más alto es de 0.95% (promedio= 0.51%). En cuanto a los elementos traza, el Zr se encuentra en un rango entre 103.72 y 155.32 ppm (promedio= 130.07 ppm). Las concentraciones de Sr varían entre 231.5 y 416.7 ppm (promedio= 337.3 ppm), mientras que las de Zn varían entre 61.23 y 91.05 ppm (promedio= 71.83 ppm).

Unidad B (107 – 58 cm): Los valores de Si se distribuyen entre 9.1 y 13.61% (promedio= 11.87%), los del Ca fluctúan entre 7.9 y 18.24% (promedio= 11.66%). Las concentraciones de Al varían entre 0.86 y 1.25% (promedio= 1.13%), mientras que los valores de Fe fluctúan entre 0.9 y 1.38% (promedio= 1.19%). El K varía entre 0.69 y 1.14% (promedio= 0.85%). El Ti presenta valores entre 0.21 y 0.31% (promedio= 0.28%), el Mn varía entre 0.010 y 0.011% (promedio= 0.0104%). El contenido de P se encuentra en un rango entre 0.023 y 0.027% (promedio= 0.025%). El Mg registra cuatro valores por debajo del límite de detección, el valor más alto es de 0.89% (promedio= 0.58%). Con respecto a los elementos traza, los valores de Zr se encuentran en un rango entre 46.82 y 107.37 ppm (promedio= 87.6 ppm), los del Sr varían entre 234.75 y 404.86 ppm (promedio= 330.14 ppm), mientras que el Zn fluctúa entre valores de 48.83 y 67.23 ppm (promedio= 57.29 ppm).

Unidad A (58 – 0 cm): El Si fluctúa entre 10.73 y 14.88% (promedio= 13.62%). Los valores de Ca varían entre 5.37 y 14.9% (promedio= 7.05%), el Al varía entre 1.03 y 1.4% (promedio= 1.3%), las concentraciones de Fe varían entre 1.11 y 1.49% (promedio= 1.36%). El contenido de K fluctúa entre 0.76 y 1.06% (promedio= 0.93%), las concentraciones de Ti se encuentran entre 0.26 y 0.34% (promedio= 0.31%), mientras que las de Mn varían entre 0.010 y 0.011% (promedio= 0.011%). El P presenta una distribución entre 0.02 y 0.03% (promedio= 0.026%). El Mg tiene nueve valores que se encuentran por debajo del límite de detección del equipo, el valor más alto es de 1.04% (promedio= 0.44%). En cuanto a los elementos traza, las concentraciones de Zr se encuentran en un rango entre 63.9 y 133.73 ppm (promedio= 106.06 ppm), los valores de Sr varían entre 282.6 y 408.32 ppm (promedio= 353.28 ppm), mientras que el Zn fluctúa entre 55.58 y 77.66 pm (promedio= 69.45 ppm).

6.4.2. Concentración multi-elemental por FRX convencional

Se analizaron las concentraciones de los óxidos de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) en 9 muestras a lo largo de perfil y en sedimentos con diferentes abundancias de Si y Al para la estimación del índice de alteración química (CIA, por sus siglas en inglés) y del índice de alteración de plagioclasas (PIA, por sus siglas en inglés), así como de las ubicaciones de las muestras en los diagramas ternarios de A-CN-K y A-C-N que proveen información sobre la procedencia de los sedimentos. La tabla 4 muestra los contenidos de los óxidos de los elementos mayores.

Tabla 4. Concentraciones de los óxidos de los elementos mayores de 9 muestras de sedimento analizados por FRX convencional.

	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)
COA 4-6	55.41	0.66	14.84	4.21	0.08	1.78	9.23	2.46	1.35	0.16
COA 32-34	55.86	0.66	15.62	4.35	0.08	1.86	8.52	2.47	1.33	0.17
COA 52-54	44.66	0.52	11.81	3.34	0.07	1.66	18.84	2.16	1.08	0.12
COA 64-66	45.86	0.53	11.47	3.32	0.08	1.76	18.77	2.51	1.30	0.13
COA 66-68	41.01	0.43	10.03	2.83	0.08	1.49	22.63	2.35	1.15	0.11
COA 72-74	45.66	0.53	11.80	3.25	0.07	1.65	18.76	2.5	1.18	0.12
COA 106-108	57.50	0.62	14.42	4.46	0.09	1.67	7.93	1.75	1.06	0.13
COA 200-202	57.39	0.72	15.81	4.57	0.12	1.86	7.68	2.71	1.22	0.12
COA 238-240	59.10	0.65	15.28	4.11	0.08	2.09	7.08	5.42	1.80	0.13

6.5. Índices de alteración química y diagramas ternarios

Se estimaron los grados de alteración química de los minerales siliciclásticos de sedimentos a diferentes profundidades mediante los cálculos de dos índices de alteración: el índice de alteración química (CIA, por sus siglas en inglés) (Nesbitt y Young, 1984, 1989) y el índice de alteración de plagioclasas (PIA, por sus siglas en inglés) (Fedo *et al.*, 1995). Así mismo, se realizó un análisis de sus procedencias con el uso de los diagramas ternarios A-CN-K (Nesbitt y Young, 1984, 1989) y A-C-N (Fedo *et al.*, 1995), los cuales también indican las tendencias al intemperismo de los feldespatos y plagioclasas depositados en la cuenca. Para los cálculos de estos índices y para su ubicación en los diagramas mencionados, se utilizaron las fracciones molares de Al (Al₂O₃), Na (Na₂O), K (K₂O) y Ca (CaO*). El CaO* presenta una corrección debido a que se trata de un elemento que se puede encontrar en minerales siliciclásticos y autigénicos, y como este estudio analiza el grado de alteración solo de sedimentos siliciclásticos, es necesario restar el CaO de los autigénicos (carbonatos y fosfatos) al CaO total del sedimento para obtener el valor solo de los siliciclásticos (CaO*) mediante la siguiente ecuación en donde las concentraciones de CO₂ (estimado del CIT) y P₂O₅ también están en fracciones molares (Fedo *et al.*, 1995):

$$\text{CaO}^* = \text{CaO} - \text{CO}_2 - (10/3) \text{P}_2\text{O}_5$$

Los valores de ambos índices de alteración, en general, varían entre <50 y 100, en función de la presencia de minerales silicatados (aún sin alterar) y de aluminosilicatos (ya alterados) en los sedimentos.

La fórmula del índice CIA es:

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{[Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O]} \times 100$$

La fórmula del índice PIA es:

$$PIA = \frac{Al_2O_3 - K_2O}{[Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O]} \times 100$$

El índice CIA se utiliza para evaluar el grado de alteración de los feldespatos, es decir, el nivel de remoción de elementos solubles (como el Ca, Na y K) en comparación de los residuales insolubles (como el Al y Ti) durante la transformación de los feldespatos a arcillas (Roy *et al.*, 2008). Mientras que el índice PIA evalúa el grado de intemperismo de las plagioclasas e indica la proporción de estos minerales que han sido alterados a arcillas. Los valores de CIA y PIA menores a 50 indican que la muestra no fue alterada, con valores entre 50 y 60 tendrán un grado de alteración bajo y entre 60 y 80 su grado de alteración será moderado. Las muestras con valores de CIA y PIA mayores a 80 presentarán un grado de alteración extremo. Se graficaron las porciones molares de diferentes óxidos estimados por FRX en 9 muestras, en los diagramas ternarios A-CN-K y A-C-N, en donde se presentan los grados de alteración química de los componentes siliciclásticos y las posibles composiciones iniciales de los sedimentos (Figuras 24 y 25).

La Tabla 5 presenta los valores de CIA y PIA de todas las muestras analizadas. Dichas muestras presentan valores de CIA entre 30 y 57, lo cual indica una variación entre un nivel de alteración nulo y un nivel de baja alteración de los feldespatos. En la figura 24, se puede observar que todas las muestras están ubicadas a lo largo de una tendencia lineal, la cual indica una procedencia uniforme de los feldespatos. Las posibles fuentes de estos sedimentos son rocas máficas enriquecidas en plagioclasa con una ausencia casi total de feldespatos potásicos (p.e. andesita).

Solo las muestras COA 200-202 (200-202 cm) y COA 106-108 (106-108 cm) poseen un grado de alteración química relativamente mayor con valores mayores de 50 (52 y 57). Mientras que los valores de PIA entre 29 y 58 también muestran un grado de alteración de nulo a bajo en cuanto a las plagioclasas (Figura 25). Los valores de las muestras con mayor valor de CIA (COA 200-202 y COA 106-108) también registran valores de PIA por encima de 50 con (52 y 58, respectivamente).

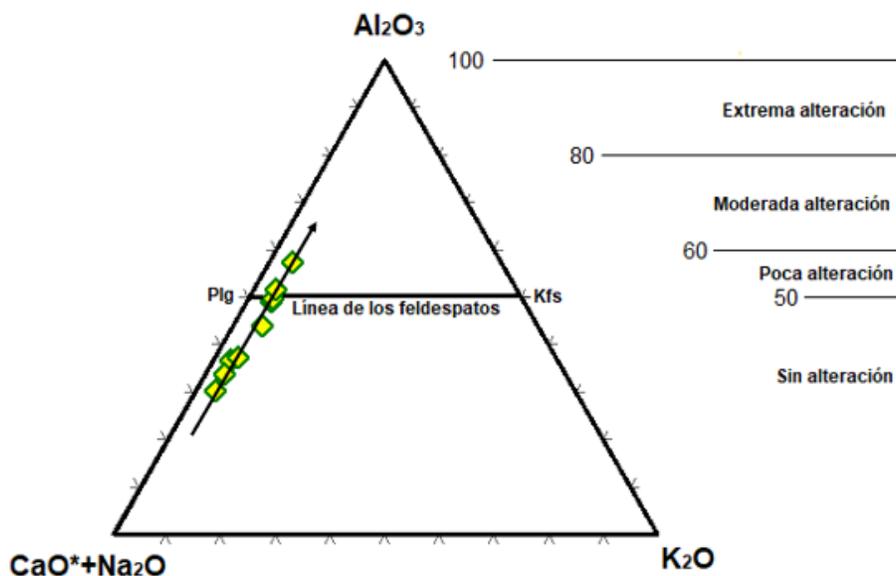


Figura 24. Diagrama ternario A-CN-K que muestra la estimación del grado de alteración de los sedimentos con el índice de alteración química (CIA). (Plg=plagioclasas, Kfs=feldspatos potásicos)

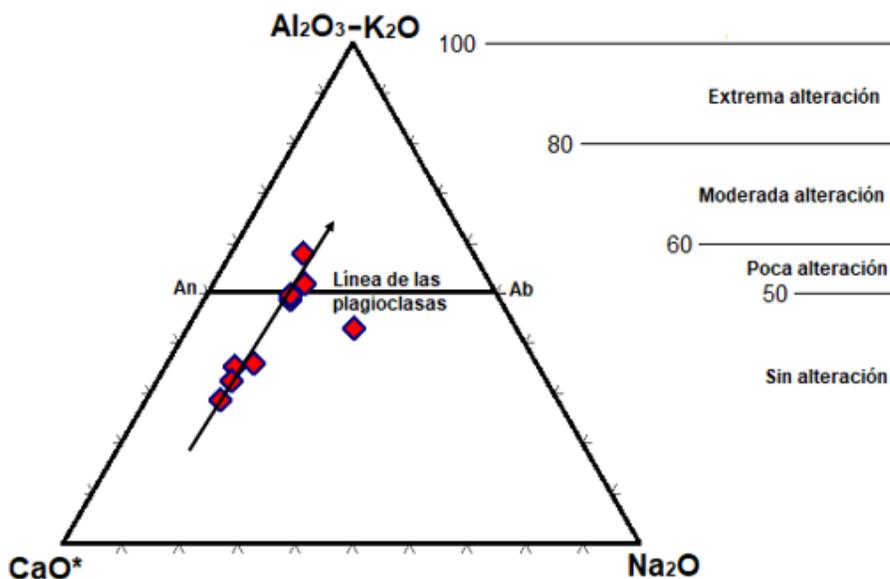


Figura 25. Diagrama ternario A-C-N que muestra el grado de intemperismo de las plagioclasas con el índice de alteración de plagioclasas (PIA). (An=anortita, Ab=albita). La tendencia lineal indica que la posible fuente de los sedimentos contiene mayor cantidad de anortita en comparación con albita.

En general, las posibles fuentes de los sedimentos inferidas en el diagrama A-C-N indican rocas con mayor abundancia de anortita en comparación con la albita (Figura 25). Sin embargo, la muestra ubicada fuera de la tendencia lineal, en el diagrama ternario, indica una procedencia con proporciones iguales de anortita y albita.

Tabla 5. Valores de los índices CIA y PIA y su grado de alteración correspondiente, obtenidos a partir de las fracciones molares de las muestras analizadas.

Muestra	CIA	PIA	Grado de alteración
COA 4-6	49	49	Nulo
COA 32-34	50	50	Nulo
COA 52-54	37	35	Nulo
COA 64-66	37	36	Nulo
COA 66-68	30	29	Nulo
COA 72-74	34	33	Nulo
COA 106-108	57	58	Bajo
COA 200-202	52	52	Bajo
COA 238-240	44	43	Nulo

6.6. Susceptibilidad Magnética

Los valores de susceptibilidad magnética a lo largo del perfil se encuentran en un rango de entre 67 y 378×10^{-5} SI, y presentan un promedio de 200×10^{-5} SI (Figura 26). Se observan altos valores de susceptibilidad magnética en los sedimentos a cuatro diferentes profundidades, tres de ellos se ubican en la unidad D, mientras que el cuarto está en la unidad B. Los sedimentos de la parte inferior de unidad B presentan los valores más bajos de susceptibilidad magnética.

Unidad D (250 – 159 cm): Esta unidad presenta valores entre 111 y 378×10^{-5} SI, y un promedio de 230×10^{-5} SI. Los sedimentos de 233 cm, 219 cm y 181 cm de profundidad presentan los valores más altos de la unidad.

Unidad C (159 – 107 cm): Los valores de susceptibilidad magnética para esta unidad oscilan entre 67 y 234×10^{-5} SI, presentando un promedio de 151×10^{-5} SI y muestran una tendencia de disminución hacia la superficie.

Unidad B (107 – 58 cm): La unidad B tiene valores con una tendencia de aumento hacia la superficie. Los valores de susceptibilidad varían entre 102 y 323×10^{-5} SI, con un promedio de 200×10^{-5} SI.

Unidad A (58 – 0 cm): Las muestras de esta unidad reportan valores relativamente homogéneos de entre 140 y 264×10^{-5} SI y un promedio de 196×10^{-5} SI.

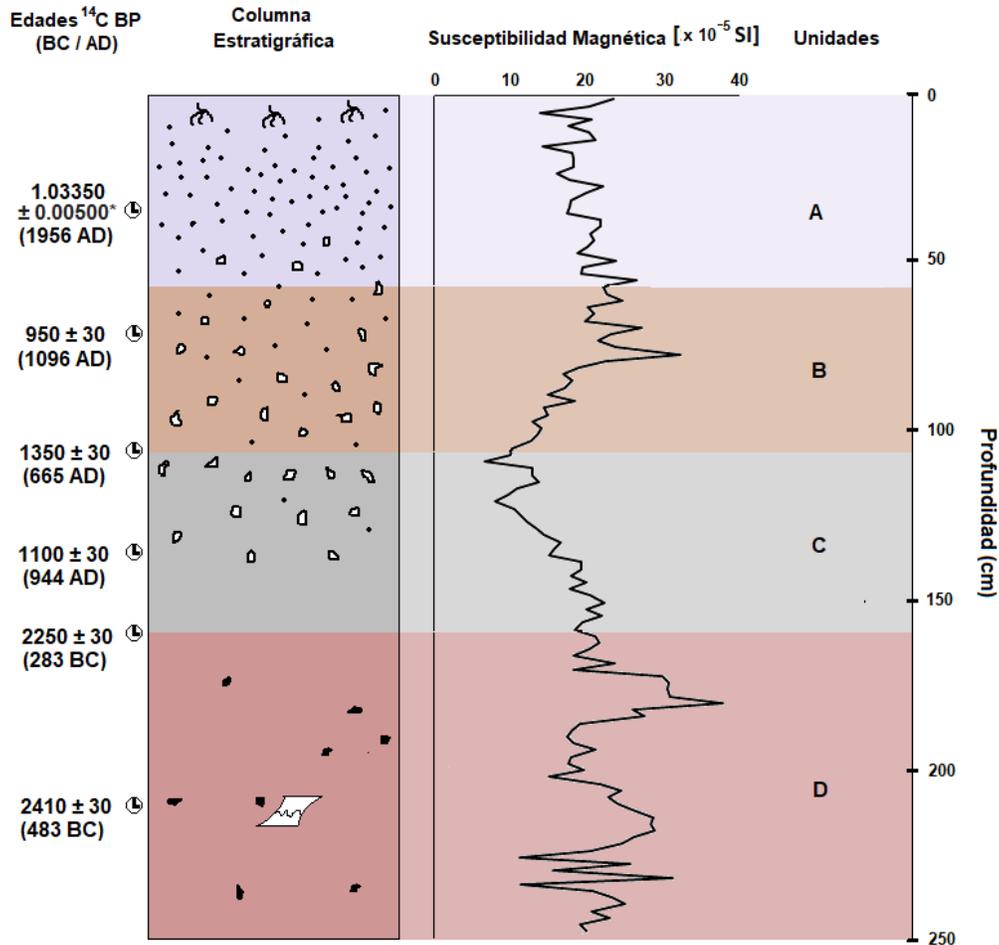


Figura 26. Variación de la susceptibilidad magnética de los sedimentos colectados del lago Coatetelco respecto a la profundidad y las unidades sedimentarias.

6.7. Mineralogía

La Tabla 6 presenta los minerales siliciclásticos y autigénicos identificados en las mismas 9 muestras. La composición mineralógica refleja las procedencias inferidas en los diagramas ternarios. Los silicatos en los sedimentos están representados por anortita, cuarzo, cristobalita, tridimita, fayalita y magnetita, indicando procedencias caracterizadas por fuentes de roca volcánica máfica. La muestra COA 238-240 presenta un contenido en traza de enstatita, el cual representa a los piroxenos. La anortita representa a la plagioclasa (recordemos que los sedimentos carecen de feldespato potásico). La presencia de cordierita (en trazas), en los

sedimentos, indica una posible influencia de alguna roca que pudo haber sufrido metamorfismo regional o de contacto. Los aluminosilicatos y las arcillas están representados por muscovita y esmectita. La abundancia de esmectita en trazas y la abundante presencia de anortita corroboran la nula o la baja alteración química de los sedimentos. La maghemita representa a los óxidos de Fe; mientras que los componentes autigénicos están representados, principalmente, por calcita y halita (esta última solo en la muestra COA 4-6). La chaoita indica la existencia de partículas de carbono en los sedimentos (muestra COA 4-6). La calcita representa la totalidad de los carbonatos de los sedimentos al ser el único mineral de esta naturaleza. La cristobalita es el segundo mineral presente en las muestras con excepción de la COA 4-6 y la COA 32-34. La muestra más superficial de las analizadas (COA 4-6) es la única que presenta halita, mientras que las muestras COA 72-74 y COA 106-108 son las únicas que contienen magnetita. Las muestras más profundas (COA 200-202 y COA 238-240) y la más superficial (COA 4-6) son las únicas que poseen fayalita dentro de su composición.

Tabla 6. Minerales detectados por el DRX en las muestras de sedimentos del lago Coatetelco. La secuencia de los minerales se encuentra en el orden de sus abundancias. La abundancia de anortita es mayor en comparación con la de otros minerales.

Muestra	Minerales identificados
COA 4-6	Anortita, Calcita, Cuarzo, Halita, Fayalita, Chaoita, Esmectita
COA 32-34	Anortita, Calcita, Cuarzo, Cordierita, Esmectita
COA 52-54	Anortita, Calcita, Cuarzo, Cristobalita, Esmectita
COA 64-66	Anortita, Calcita, Cuarzo, Cristobalita, Esmectita
COA 66-68	Anortita, Calcita, Cuarzo, Cristobalita, Esmectita
COA 72-74	Anortita, Calcita, Cuarzo, Cristobalita, Magnetita, Esmectita
COA 106-108	Anortita, Calcita, Cuarzo, Cristobalita, Magnetita, Muscovita, Esmectita
COA 200-202	Anortita, Calcita, Cuarzo, Cristobalita, Tridimita, Chaoita, Fayalita, Esmectita
COA 238-240	Anortita, Calcita, Cuarzo, Cristobalita, Maghemita, Fayalita, Enstatita, Magnesioferrita, Esmectita

7. Discusión

7.1. Procedencia y alteración química de los sedimentos

Los índices CIA (30-57) y PIA (29-58) muestran que los sedimentos presentan un grado de intemperismo químico entre nulo y bajo (Tabla 5). Una tendencia lineal, cercana y paralela al eje A-CN en el diagrama ternario del A-CN-K (Figura 24), sugiere que las posibles fuentes de los sedimentos del lago Coatetelco son rocas enriquecidas en plagioclasa y empobrecidas, casi en su totalidad, en feldespato potásico. Mientras tanto, una tendencia también lineal en el diagrama A-C-N (Figura 25), muestra que la plagioclasa presente en los sedimentos es predominantemente de tipo anortítico, lo que sugiere una procedencia de composición entre intermedia y máfica, a excepción de la muestra ubicada fuera de dicha tendencia que indica una procedencia con proporciones iguales entre anortita y albita. Ambos diagramas corroboran la composición mineralógica de los sedimentos determinada mediante DRX. La presencia de olivinos (fayalita) y piroxenos (enstatita) junto con magnetita y otros óxidos de Fe representa las procedencias entre intermedia y máfica. Así mismo, la presencia de anortita corrobora la observación geoquímica de que las plagioclasas son predominantemente cálcicas, mientras que la ocurrencia de cristobalita indica una procedencia extrusiva. La mayor abundancia de los silicatos menos estables como el olivino, el piroxeno y la anortita, así como la presencia de los aluminosilicatos (arcillas), en trazas, en los sedimentos sugieren que los siliciclásticos fueron transportados desde los afloramientos cercanos al lago, y los minerales primarios no tuvieron mayor interacción con el agua durante su transporte en los últimos 2569 cal años antes del presente.

La composición química y mineralógica de los sedimentos depositados en una cuenca está controlada por la litología de las rocas que afloran en los alrededores. En el caso del lago Coatetelco, los afloramientos más cercanos se componen, en su mayoría, de paquetes de cenizas que subyacen flujos de escombros, y andesitas de la Formación Cuernavaca (Fries, 1960, Figura 8). Los depósitos de esta formación son pliocénicos y representan fragmentos de andesita arrastrados y desprendidos de la andesita Zempoala. El lago Coatetelco se localiza dentro de esta formación. Por otra parte, la unidad geológica más reciente (Chichinautzin) está representada por derrames lávicos, de la transición Pleistoceno-Holoceno, de basalto vesicular y estratos de toba y brecha expuestos a 8 km al este de Xochicalco en discordancia angular sobre la Formación Cuernavaca (Fries, 1960). También, se observan depósitos piroclásticos con paquetes de cenizas en los alrededores del lago Coatetelco que incluyen rocas andesíticas de la unidad del Chichinautzin. Esta situación geológica explica las ubicaciones de las muestras dentro de los diagramas ternarios y la asociación de los minerales siliciclásticos con las muestras de los sedimentos. Las andesitas y los basaltos son rocas volcánicas que poseen abundante contenido

de plagioclasa y otros minerales ferromagnesianos, por lo tanto, la distancia del transporte de los sedimentos, producto de la erosión, fue muy corta lo que impidió un mayor grado de alteración o intemperismo químico.

7.2. Variación paleohidrológica durante el Holoceno Tardío

Las variaciones hidrológicas del lago Coatetelco, de los últimos 2500 años, han sido reconstruidas utilizando *proxies* de erosión (causada por precipitaciones), de evaporación (causada por elevación de temperatura y salinidad), y de productividad orgánica de la cuenca (Figura 27). Además, se han identificado posibles señales de perturbación antrópica, sobre todo durante el periodo Epiclásico. El contenido de Al es el *proxy* de abundancia de minerales clásticos como las plagioclasas, y la susceptibilidad magnética es un *proxy* de abundancia de minerales magnéticos como la magnetita en los sedimentos (Roy *et al.*, 2013; Roy *et al.*, 2014; Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017). Ambos *proxies* indican que las abundancias de los minerales, la abundancia de los minerales clásticos y de los minerales magnéticos son similares en los sedimentos de la unidad D y diferentes en otras unidades del perfil sedimentario. Las diferencias entre las abundancias de plagioclasas, magnetita y otros óxidos de Fe sugieren diversas energías de transporte durante diferentes intervalos. Las plagioclasas, presentes en las fracciones más gruesas fueron transportadas durante los intervalos de mayor energía (p.e. sedimentos de la unidad D) y solo los sedimentos finos con magnetita fueron transportados al lago durante los intervalos de menor energía de transporte (p.e. unidad A). Así mismo, los contenidos de Ca y CaCO₃ muestran las abundancias de calcita precipitada de forma autigénica en el lago, y ambos son *proxies* de evaporación del cuerpo de agua y de aumento de la salinidad durante intervalos secos. Debido el efecto de dilución de la calcita sobre los siliciclásticos, la relación Si/Ca es el *proxy* de erosión de los minerales siliciclásticos mediante procesos pluviales (Roy *et al.*, 2020). Así mismo, el cociente COT/Ti muestra la preservación de la materia orgánica en los sedimentos, y es considerado un *proxy* de productividad orgánica (Roy *et al.*, 2014; Vázquez-Castro *et al.*, 2017). A continuación, se muestran los diferentes *proxies* graficados con respecto a la columna estratigráfica y se discuten las variaciones paleohidrológicas identificadas para cada unidad estratigráfica:

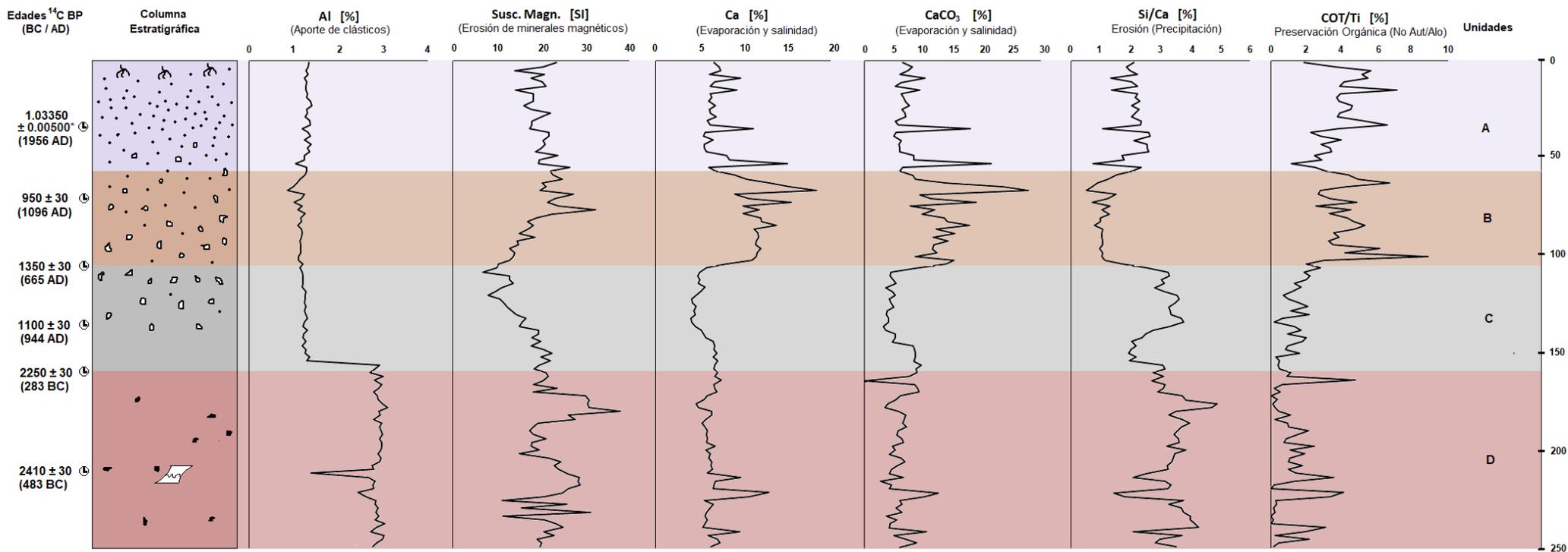


Figura 27. Reconstrucción de los aportes de minerales siliciclásticos (plagioclasas) con Al y minerales magnéticos con susceptibilidad magnética. La relación Si/Ca es el *proxy* del aporte pluvial o precipitación en la cuenca y los contenidos de Ca y CaCO₃ son *proxies* de evaporación y salinidad del cuerpo del agua. Los diferentes *proxies* paleoclimáticos están graficados con respecto a la columna estratigráfica junto con las edades obtenidas por radiocarbono.

- Unidad D

Profundidad: 250 – 159 cm

Temporalidad (años cal BP): 2569 cal BP – 2232 cal BP

Temporalidad (años BC/AD): 619 BC – 283 BC

Los sedimentos fueron depositados bajo condiciones de relativa mayor humedad y mayor energía de transporte en comparación con otras unidades. Esta unidad está caracterizada por mayor aporte de plagioclasas y magnetita, situación evidenciada por las más altas concentraciones de Al y los mayores valores de susceptibilidad magnética. La relación Si/Ca (aporte pluvial y precipitación en la cuenca) verifican esta situación ya que, a pesar de mostrar variabilidad, también representan los valores más altos de la columna. La salinidad del cuerpo de agua fue menor para este periodo debido a la constante entrada de agua al lago que impidió un mayor grado de evaporación y depósito de calcita (Ca y CaCO_3). Así mismo, la tendencia del cociente COT/Ti indican menor productividad orgánica o menor preservación de materia orgánica durante este intervalo. La oxigenación del agua provocada por la constante entrada de material clástico a la cuenca posiblemente causó degradación de la materia orgánica. Además, el mismo ingreso de clásticos al lago posiblemente generó un efecto de dilución de la materia orgánica (Figura 27). Todas estas evidencias indican que la unidad D representa el periodo más húmedo de todo el perfil estratigráfico. Es de llamar la atención que a partir de la profundidad donde fue localizado el fragmento cerámico (213 cm) se registran menores valores de Al y Si/Ca, así como mayores valores de P y Mn (Figura 22), lo que pudiera obedecer a una perturbación por actividad antrópica hacia el año 2432 cal BP (483 BC).

- Unidad C

Profundidad: 159 – 107 cm

Temporalidad (años cal BP): 2232 cal BP – 1006 cal BP

Temporalidad (años BC/AD): 283 BC – 944 AD

La nula preservación de sedimento, hacia el inicio de esta unidad, así como la inversión de las edades de 665 y 944 AD indican la existencia de un hiato sedimentario, posiblemente, generado por la remoción de sedimento por actividad antrópica. Una abrupta caída de Al y de la susceptibilidad magnética muestra una notable disminución del aporte clástico. Sin embargo, los contenidos de Zr y Zn, a este mismo nivel, aumentan (Figura 23), lo que sugiere un posible uso de sedimentos provenientes de rocas félsicas (p.e. riolita) para la actividad agrícola durante el periodo Epiclásico. Por otro lado, se observa una tendencia a mayor aporte pluvial y precipitación con el aumento en los valores de Si/Ca, así como escaso depósito de calcita (Ca y CaCO_3), igual o menor que en los sedimentos de la unidad D (Figura 27). Por lo que se deduce que el cambio

abrupto observado en Al y Si indica, más bien, el inicio del hiato sedimentario y perturbación del archivo sedimentario, por actividad antrópica, previamente explicada (Figura 22).

- Unidad B

Profundidad: 107 – 58 cm

Temporalidad (años cal BP): 1006 cal BP – 559 cal BP

Temporalidad (años BC/AD): 944 AD – 1391 AD

Considerando la inversión de las edades 665 y 944 AD por perturbación antrópica en la unidad anterior, se supondría que esta unidad inicia en el 944 AD, por lo que se encontró la parte final del apogeo de Xochicalco, es decir, cuando este sitio prehispánico comenzó a presentar una notoria reducción en sus habitantes hasta llegar a ser abandonado hacia el 1100 AD (González *et al.*, 2008). Durante este intervalo, se observa una reducción en la precipitación (Si/Ca). Una disminución en el aporte pluvial al lago (la más baja de todo el perfil) provocó el incremento de la salinidad y la evaporación del cuerpo de agua, en un lago más reducido, así como el depósito de la mayor concentración de calcita (Ca y CaCO₃) en todo el perfil. Así mismo, los mayores valores de la relación COT/Ti indican mayor preservación de materia orgánica debido a una menor abundancia de sedimentos clásticos, así que, no existe efecto de dilución causado por minerales clásticos. Los *proxies* de sequía, con eventuales fluctuaciones, posiblemente se mantuvieron por algunos cientos años (Figura 27).

- Unidad A

Profundidad: 58 – 0 cm

Temporalidad (años cal BP): 559 cal BP – reciente

Temporalidad (años BC/AD): 1391 AD – mayor a 1956 AD

Esta unidad es la más superficial de todo el perfil y los *proxies* indican una gran variabilidad en las condiciones hidrológicas. El aporte de los clásticos (Al) fue uniforme y el aporte pluvial (Si/Ca) en general fue relativamente bajo. El depósito de minerales magnéticos no muestra una tendencia clara y es variable. La abundancia de calcita presenta dos eventos de mayor salinidad y evaporación y condiciones relativamente estables posteriormente. Los valores de COT/Ti fluctúan mostrando variación en la productividad orgánica. Los *proxies* indican eventos secos hacia los inicios y, después, la información comienza a ser variable indicando un intervalo inestable debido la perturbación antrópica propia del periodo posterior a la etapa prehispánica (Figura 27).

7.3. Comparación con épocas mesoamericanas

A partir de la cronología establecida para los sedimentos, y de la reconstrucción paleohidrológica determinada para cada unidad estratigráfica, se realizó la asociación de cada una de estas unidades con la correspondiente época mesoamericana a la que pertenece (Figura 28). A continuación, se mencionan dichas asociaciones:

- Unidad D

Profundidad: 250 – 159 cm

Temporalidad (años cal BP): 2569 cal BP – 2232 cal BP

Temporalidad (años BC/AD): 619 BC – 283 BC

La información cronológica de esta unidad la ubican dentro de los periodos Preclásico Medio (1200 – 400 BC) (García-Moll, 2007) y Preclásico Tardío (400 BC – 200 AD) (Pérez-Campa, 2007) (Figura 28). Con base en los *proxies* paleoclimáticos, se ha determinado que esta etapa fue la más húmeda de todo el perfil estratigráfico.

- Unidad C

Profundidad: 159 – 107 cm

Temporalidad (años cal BP): 2232 cal BP – 1006 cal BP

Temporalidad (años BC/AD): 283 BC – 944 AD

La nula preservación de sedimento para esta unidad se ubica en el Preclásico Tardío (400 BC – 200 AD) (Pérez-Campa, 2007) y Clásico Temprano (200 – 650 AD) (Cowgill, 2001). A pesar de esta situación, y de la inversión de las edades 665 y 944 AD, estos sedimentos son contemporáneos al periodo Epiclásico (650 – 900 AD) (Nalda, 2007). Esta temporalidad, con perturbación antrópica de mayor grado, coincide con la época de mayor florecimiento de Xochicalco (600 – 1100 AD) en el Epiclásico y Posclásico Temprano (Nalda, 2007; González *et al.*, 2008), lo que indicaría una importante etapa de ocupación humana en la región, por lo que se considera que la señal del archivo sedimentario, a estos niveles, es antrópica. Esta situación es reforzada por ciertas inconsistencias en los *proxies* previamente explicadas (Figura 28).

- Unidad B

Profundidad: 107 – 58 cm

Temporalidad (años cal BP): 1006 cal BP – 559 cal BP

Temporalidad (años BC/AD): 944 AD – 1391 AD

La información cronológica ubica a esta unidad dentro de los periodos Posclásico Temprano (900 – 1200 AD) (Nalda, 2001) y Posclásico Tardío (1200 – 1521 AD) (Solís, 2002) (Figura 28).

Los *proxies* reconstruidos para esta etapa evidencian una condición de sequía, y su cronología coincide con el periodo del colapso y caída de Xochicalco.

- Unidad A

Profundidad: 58 – 0 cm

Temporalidad (años cal BP): 559 cal BP – reciente

Temporalidad (años BC/AD): 1391 AD – superior a 1956 AD

La parte inferior de esta unidad aún representa al Posclásico Tardío, mientras que la parte superior pertenece ya a épocas recientes, sin embargo, no fue posible observar la transición hacia este periodo en la columna sedimentaria (Figura 28).

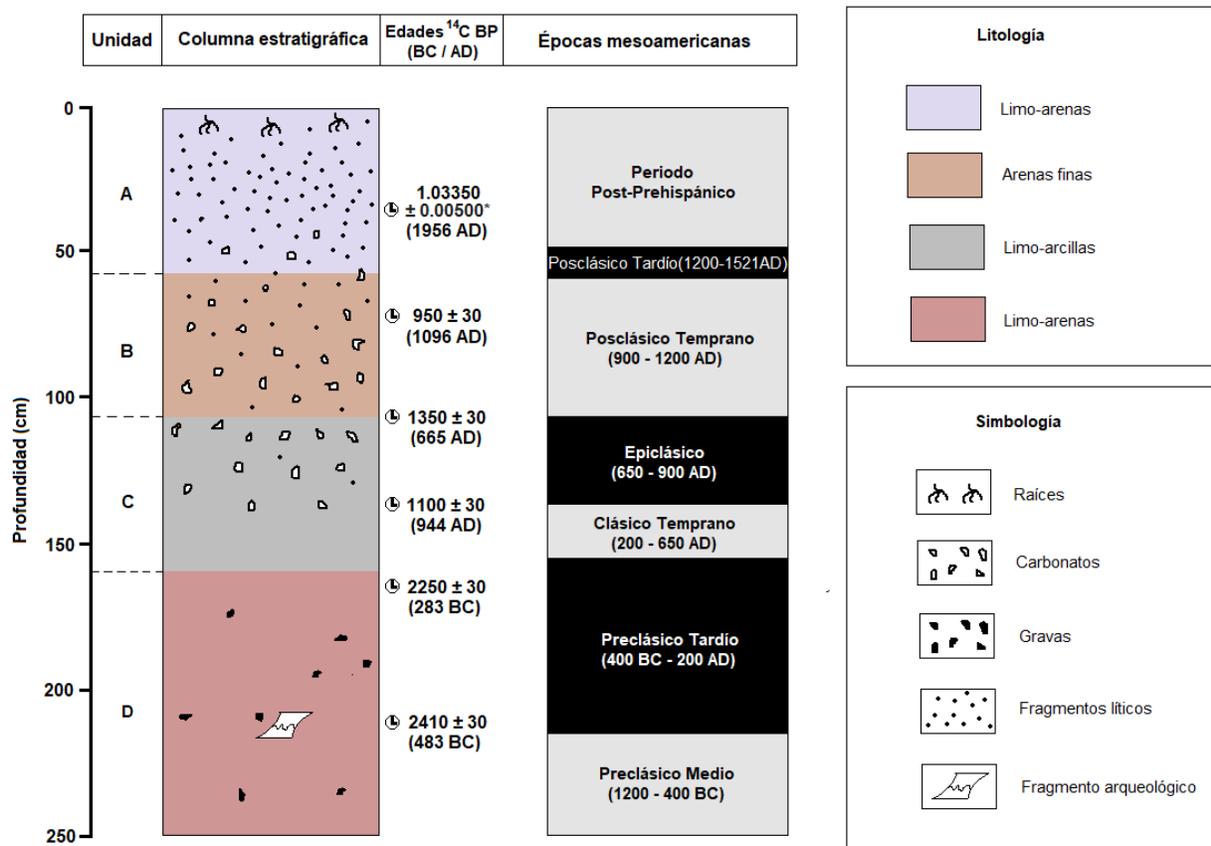


Figura 28. Columna sedimentaria con la asociación de las unidades estratigráficas y edades de sedimentos a las épocas mesoamericanas correspondientes.

7.4. Comparación con el desarrollo de Xochicalco

A pesar de que la cronología de Xochicalco de Hirth y Guillén (1988) fue criticada por González *et al.* (2008), se estableció una secuencia temporal para este estudio con base en las observaciones de Hirth y Guillén (1988) para la comparación con la ocupación del sitio arqueológico en Xochicalco, debido a que la cronología del perfil sedimentario de este trabajo posee una temporalidad similar a su secuencia cronológica. Es por ello que, a continuación, se comparará la variabilidad paleohidrológica reconstruida tomando como base dicha cronología (Figura 29).

- Fase Escarpa (400 BC – 200 AD)

Esta fase inicia en la parte final del Preclásico Medio (1200 – 400 BC) y abarca todo el Preclásico Tardío (400 BC – 200 AD). El presente trabajo ha reconstruido un clima relativamente húmedo, para este periodo, con mayor precipitación y menor evaporación en el lago Coatetelco. Hirth y Guillén (1988) hablan de una importante concentración poblacional para esta época basados en el hallazgo de un considerable número de fragmentos cerámicos (n=9201) recuperados sobre todo en el municipio de Coatlán del Río, localizado a 17 km al suroeste de Xochicalco (Figura 8). Esta situación no necesariamente indica los inicios del sitio arqueológico de Xochicalco, pero sí hablan de que la región se encontraba poblada. En el presente trabajo, se encontró un fragmento cerámico a una profundidad de 213 cm en la zanja excavada durante el muestreo del material sedimentario. Los sedimentos envolventes de este fragmento arrojan una edad de radiocarbono de 2432 años cal BP (483 BC). Según Duverger (2007); “un fragmento (cerámico) es a la vez característico de un sitio y de un nivel de enterramiento que lo coloca en una cronología relativa en torno a las capas inferiores y superiores”, por lo que la pieza cerámica posiblemente pertenece a los inicios del Preclásico Medio (400 BC – 200 AD). Sin embargo, para determinar esta situación hacen falta un mayor número de análisis cerámicos arqueológicos que indiquen si la manufactura de esta pieza puede pertenecer a esta temporalidad (Figura 29). Un solo fragmento cerámico no asegura la presencia de toda una población alrededor del lago, sin embargo, Hirth y Guillén (1988) reportan la localización de más material antropogénico para este periodo. Por lo tanto, se puede inferir una etapa húmeda propicia para la agricultura y el desarrollo humano en el que la región tuvo un considerable número de pobladores.

- Fase Fogón (200 – 650 AD) y Fase Gobernador (650 – 900 AD)

La fase Fogón es contemporánea al Clásico Temprano (200 – 650 AD). El perfil estratigráfico del presente estudio no registró preservación de sedimentos para este periodo debido a una posible perturbación antrópica, producto del inicio del poblamiento de Xochicalco hacia inicios del

Epiclásico (650 – 900 AD), periodo equivalente a la fase Gobernador. Esta situación, aunada a que el lago Coatetelco era la fuente de agua más cercana al sitio arqueológico en su época de apogeo, hace suponer la existencia de actividad agrícola en los alrededores del lago. Trabajos como los de Sugiura (1998 y 2000) han registrado actividad agrícola para los periodos Clásico y Epiclásico en la Cuenca de Lerma. Así mismo, Lozano *et al.* (2009) identificaron actividades de pesca y de modificación del terreno lacustre para la creación de canales para agricultura, entre el 550 y 1000 AD, en el Valle de Toluca. En los lagos de Chalco, Xochimilco y Magdalena, se han encontrado evidencias de patrones rectangulares de excavación y la creación de sistemas de canales agrícolas (Sluyter, 1994; Stuart, 2004). Mientras que, evidencias de deforestación y de erosión del suelo, hacia el año 1000 AD también en el lago de Chalco, han sido asociadas a ocupación humana y actividades de agricultura (Lozano *et al.*, 1993). Estas investigaciones hablan de una intensa actividad agrícola en las inmediaciones de los lagos, en todo el centro de México, contemporánea a la época de Xochicalco (Vázquez-Castro *et al.*, 2019). Debido a estas evidencias, se asume que en los alrededores del lago Coatetelco, existieran también terrenos de cultivo y perturbación antrópica. Esta actividad asociada a la agricultura, posiblemente, promovió la remoción de sedimento y causó la inversión de las edades 944 y 665 AD en el archivo sedimentario (Figura 29). Este, fue el periodo en el que Xochicalco se convirtió en el más importante centro político y religioso de la región, alcanzando una población entre 9 y 15 mil habitantes (Hirth y Guillén, 1988).

- Fase Humo (900 – 1250 AD)

Esta fase equivale al Posclásico Temprano (900 – 1200 AD). Xochicalco entró en una fase de antagonismo entre las clases gobernantes y de decadencia a partir del 1000 AD. Se notaba un “esfuerzo desmedido por reducir accesos y cerrar espacios en las modificaciones en los espacios construidos” (Alvarado, 2015). La población sufrió una notable disminución hasta llegar a abandonar la ciudad hacia el año 1100 AD (González *et al.*, 2008; Alvarado y Garza, 2010). Se considera un intervalo seco, con disminución en la precipitación, contemporáneo al abandono del sitio arqueológico. Posterior a dicho intervalo seco, los sedimentos fueron perturbados por acción antrópica del periodo Posclásico Tardío (Figura 29). Aproximadamente, a partir del año 1000 AD, se registra una disminución en la precipitación y un incremento en la evaporación y salinidad del lago, lo que indica condiciones de sequía, situación que pudo haber provocado la carencia de recursos naturales como el agua de lluvia, la cual, se ha demostrado que era almacenada en Xochicalco. Probablemente, esta sequía promovió una crisis sin precedentes y brotes de violencia en la ciudad que terminaron con su abandono.

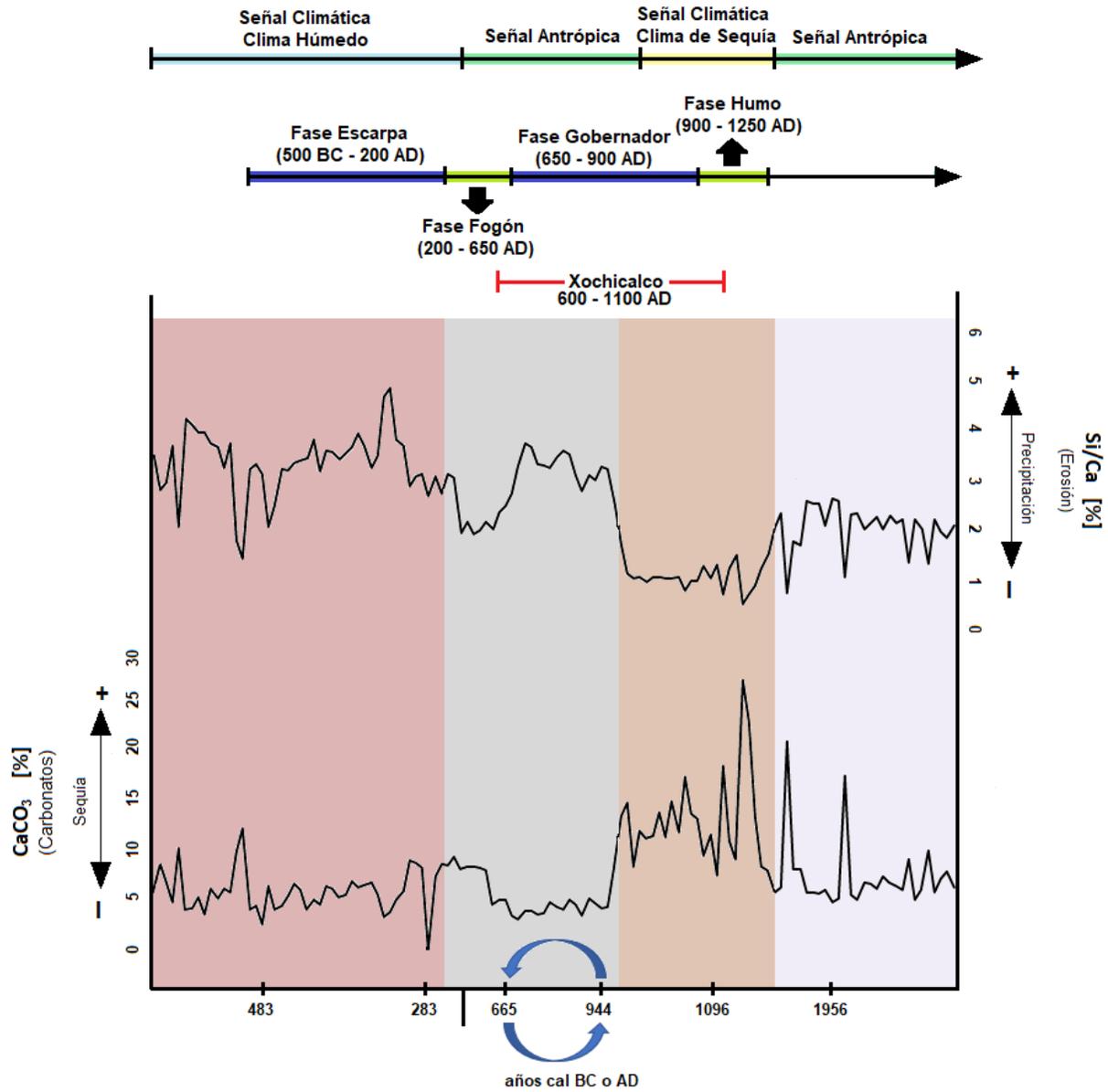


Figura 29. Representación gráfica donde se muestran los *proxies* de evaporación (CaCO_3) y de precipitación (Si/Ca) de los últimos 2569 años. Las fases marcadas fueron propuestas por Hirth y Cyphers (1988) para Xochicalco. Las fechas 665 y 944 cal AD se encuentran invertidas en el perfil estratigráfico debido a la perturbación antrópica del Periodo Epiclásico.

8. Conclusiones

El presente trabajo de investigación aporta información para el entendimiento de la variabilidad paleohidrológica del Holoceno Tardío en el centro-sur de México. Se presentaron algunas de las características fisicoquímicas de los sedimentos del lago Coatetelco que sirvieron para la reconstrucción de un registro paleohidrológico, por medio de *proxies*, en escala centenaria-milenaria durante los últimos 2569 años. La intención fue realizar un análisis comparativo con el desarrollo de la urbe mesoamericana de Xochicalco para verificar una posible influencia de las condiciones climáticas en ella. De manera específica, se llegaron a las siguientes conclusiones:

- Los *proxies* geoquímicos y la datación por radiocarbono del registro sedimentario del lago Coatetelco muestran una respuesta, del sistema lacustre, a las condiciones climáticas en el centro-sur de México, mediante variaciones de erosión (precipitación) y evaporación (temperatura), así como de diferentes grados de perturbación antrópica sobre todo durante el periodo Epiclásico.
- El periodo Preclásico fue, posiblemente, el más húmedo de toda la secuencia sedimentaria, pues registra los valores más altos de *proxies* de precipitación y los más bajos de evaporación. A reserva de un mayor número de análisis cerámicos arqueológicos que den pistas sobre la temporalidad del fragmento arqueológico, la ubicación de este en el perfil estratigráfico, además de la localización de otras piezas cerámicas en regiones circundantes reportadas por arqueólogos para esta etapa (Hirth y Cyphers, 1988), muestran señales de ocupación humana para el Preclásico Tardío. Sin embargo, dichas señales no evidencian una perturbación de mayor grado en el registro sedimentario, ya que las edades de radiocarbono, obtenidas para este periodo, son estratigráficamente consistentes.
- La pobre preservación de sedimento del Preclásico Tardío y Clásico Temprano, así como la inversión de las edades 665 y 944 AD, indican la existencia de un hiato sedimentario generado, posiblemente, por la remoción de sedimento por actividad agrícola y perturbación antrópica de mayor grado durante la época de apogeo de Xochicalco en el periodo Epiclásico, lo que indica una importante etapa de ocupación humana.
- Xochicalco registró una considerable reducción de sus habitantes, hasta su abandono, durante el Posclásico Temprano. Los *proxies* muestran evidencia de sequía, que provocó reducción del tamaño del lago y depósito de calcita entre casi 950 y 1100 AD. La carencia del agua de lluvia, la cual era almacenada en Xochicalco por intervalos de tiempo prolongados, junto con problemas de política interna, posiblemente, influyeron en el abandono del sitio.

- Trabajos previos como los de Bhatthacharya *et al.* (2015) en la Cuenca Oriental de México y Park *et al.* (2019) en el Rincón de Parangueo (Guanajuato) mencionan la existencia de sequías desde entre 600 AD hasta el año 1000 AD, en la parte central de México. En el perfil sedimentario del lago Coatetelco (centro-sur del México), también se muestran dichas condiciones, pero con pequeñas diferencias de temporalidades.
- La presente tesis es el inicio de una investigación, en proceso, que busca extender el alcance cronológico para comprender cuáles fueron los detonantes atmosféricos (forzamientos) de las condiciones paleohidrológicas reconstruidas para el centro-sur de México, así como continuar con la búsqueda de evidencia de la influencia que el clima pudo haber ejercido sobre sociedades más antiguas durante el Holoceno.

9. Referencias bibliográficas

- Alvarado, C.I., 2015. El espacio construido y los procesos de cambio en la Acrópolis de Xochicalco. *Cuicuilco* 22, 171–205.
- Alvarado, Garza, S., 2010. El carácter defensivo de Xochicalco (650-1 100 d. C.). *Arqueología* 43, 136–154.
- Andresen, C.S., McCarthy, D.J., Valdemar Dylmer, C., Seidenkrantz, M.-S., Kuijpers, A., Lloyd, J.M., 2011. Interaction between subsurface ocean waters and calving of the Jakobshavn Isbræ during the late Holocene. *The Holocene* 21, 211–224.
- Bauer, E., Ganopolski, A., Montoya, M., 2004. Simulation of the cold climate event 8200 years ago by meltwater outburst from Lake Agassiz. *Paleoceanography* 19.
- Bhattacharya, T., Byrne, R., Böhnell, H., Wogau, K., Kienel, U., Ingram, B.L., Zimmerman, S., 2015. Cultural implications of late Holocene climate change in the Cuenca Oriental, Mexico. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 112, 1693–1698.
- Blackford, J.J., Chambers, F.M., 1991. Proxy records of climate from blanket mires: evidence for a Dark Age (1400 BP) climatic deterioration in the British Isles. *The Holocene* 1, 63–67.
- Bonet, F., 1956. Zonificación Microfaunística de las Calizas Cretácicas del Este de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 8, 389–489.
- Boserup, E., 1965. *The conditions of agricultural growth: The economics of agrarian change under population pressure*. Routledge.
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G., Wolfli, W., 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature* 341, 318.
- Campa, M.F., Ramirez, J., Flores, R., Coney, P.J., 1981. Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. *Univ. Auton. Guerrero. Ser. Técnico-Científica* 10, 28.
- Castro, Y.C.G., Martínez, J.I., 2009. El período cálido medieval y la pequeña edad de hielo en el Neotrópico. *Revista de la Academia Colombiana de ciencias exactas, físicas y naturales* 33, 477–490.
- Chen, L., Zonneveld, K.A., Versteegh, G.J., 2011. Short term climate variability during “Roman Classical Period” in the eastern Mediterranean. *Quaternary Science Reviews* 30, 3880–3891.
- Climático, G.I. de E. sobre el C., Mundial, O.M., Ambiente, P. de las N.U. para el M., 2013. *Cambio climático 2013: Bases físicas. Resumen para responsables de políticas, Resumen técnico y Preguntas frecuentes*. IPCC/OMM/PNUMA Ginebra.
- Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press.
- Cook, A.G., Carrión, B.L.M., 1998. Cantona: urbe prehispánica en el altiplano central de México. *Latin American Antiquity* 9, 191–216.
- Cowgill, G., 2001. Clásico Temprano (150/200-600 d.C.). *Arqueología mexicana* 8, 20–27.
- Cox, P., Jones, C., 2008. Illuminating the modern dance of climate and CO₂. *Science* 321, 1642–1644.
- Crowley, T.J., Lowery, T.S., 2000. How warm was the medieval warm period? *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 29, 51–55.
- Culbert, T.P., 1994. Población, subsistencia y el Colapso de los Mayas del Clásico, in: *Simposio de Investigaciones Arqueológicas En Guatemala*; Laporte, JP, Escobedo, H., Eds. pp. 666–672.
- Dansgaard, W., White, J.W.C., Johnsen, S.J., 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature* 339, 532.
- de la Garza, M., 2018. Sobre el "colapso" en ciudades Mayas de las Tierras Bajas. *Arqueología mexicana* 25, 52–57.

- del Socorro Lozano-García, M., Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A., Sosa, S., 2007. Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 104, 16200–16203.
- Demarest, A.A., Escobedo, H., 1998. Acontecimientos, procesos y movimientos de poblaciones en el clásico terminal y el colapso maya, in: XI Simposio de Investigaciones Arqueológicas de Guatemala, Museo Nacional de Arqueología y Etnología, Guatemala City. pp. 699–712.
- Díez-Herrero, A.D., 2011. Aportaciones geológicas a las investigaciones arqueológicas en Coca, in: Historia de Coca: Estudios Sobre Historia y Arte En Coca: XXXII Curso de Historia de Segovia:(Segovia, Abril-Mayo de 2011). Real Academia de Historia y Arte de San Quirce, pp. 37–70.
- Domínguez-Vázquez, G., Osuna-Vallejo, V., Castro-López, V., Israde-Alcántara, I., Bischoff, J.A., 2019. Changes in vegetation structure during the Pleistocene–Holocene transition in Guanajuato, central Mexico. *Vegetation history and archaeobotany* 28, 81–91.
- Duverger, C., 2007. El Primer Mestizaje: La clave para entender el pasado mesoamericano. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto Nacional de Antropología e Historia.
- Easterbrook, D.J., 2011. Geologic evidence of recurring climate cycles and their implications for the cause of global climate changes: The Past is the Key to the Future: in *Evidence-Based Climate Science*. Elsevier Inc.
- Fagan, B., 2008. The great warming: Climate change and the rise and fall of civilizations. Bloomsbury Publishing USA.
- Farto, P.A.M., n.d. El “colapso” de las entidades políticas mayas del Clásico. *Diacronías* 15, 23–32.
- Favier-Dubois, C.M., 2001. Análisis geoarqueológico de los Análisis geoarqueológico de los procesos de formación del registro, procesos de formación del registro, cronología y paleoambientes, en cronología y paleoambientes, en sitios arqueológicos de Fuegositios arqueológicos de FuegoPatagonia. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Fedo, C.M., Wayne Nesbitt, H., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921–924.
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Univ. Nacional Autónoma de México.
- Gama-Castro, J.E., Solleiro-Rebolledo, E., McClung, E., Villalpando, J.L., Sedov, S., Jasso-Castañeda, C., Palacios-Mayorga, S., Hernández, D., 2005. Contribuciones de la Ciencia del Suelo a la Investigación Arqueológica: El caso de Teotihuacan. *Terra Latinoamericana* 23, 1–11.
- García-Moll, R., 2007. Preclásico Temprano y Medio (2500-400 a.C. Las primeras sociedades agrícolas. *Arqueología mexicana* 15, 34–39.
- Gill, R., 2008. Las grandes sequías mayas. Agua, vida y muerte. Fondo de Cultura Económica México.
- González, N., Garza, S., en prensa. Xochicalco en la secuencia Mesoamericana. Coordinación Nacional de Arqueología-Dirección de Estudios Arqueológicos. Instituto Nacional de Antropología e Historia. México, II Coloquio de Arqueología: Geografía Política y Cronología en el México Antiguo.
- González, N., Garza Tarazona, S., Palavicini, B., Alvarado, C., 2008. La cronología de Xochicalco. *Arqueología* 37.
- González-Quintero, L., 2013. Reflexiones sobre el clima como factor ecológico en el ámbito cultural, in: Cambio Climático y Procesos Culturales. Academia Mexicana de Ciencias Antropológicas, A.C.
- Gray, L.J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J.D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., 2010. Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics* 48.

- Grove, A.T., 2001. The "Little Ice Age" and its geomorphological consequences in Mediterranean Europe. *Climatic Change* 48, 121–136.
- Hass, H.C., 1996. Northern Europe climate variations during late Holocene: evidence from marine Skagerrak. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123, 121–145.
- Haug, G.H., Günther, D., Peterson, L.C., Sigman, D.M., Hughen, K.A., Aeschlimann, B., 2003. Climate and the collapse of Maya civilization. *Science* 299, 1731–1735.
- Helama, S., Jones, P.D., Briffa, K.R., 2017. Dark Ages Cold Period: A literature review and directions for future research. *The Holocene* 27, 1600–1606.
- Hirth, K.G., 2018. Xochicalco: Durante el Epiclásico. *Arqueología mexicana* 47–53.
- Hirth, K.G., Guillén, C., 1988. Tiempo y asentamiento en Xochicalco. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., 2005. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). *Quaternary Science Reviews* 24, 1413–1427.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Brenner, M., 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature* 375, 391–394.
- Hua, Q., Barbetti, M., Rakowski, A.Z., 2013. Atmospheric radiocarbon for the period 1950–2010. *Radiocarbon* 55, 2059–2072.
- Hughes, M.K., Diaz, H.F., 1994. Was there a 'Medieval Warm Period', and if so, where and when? *Climatic change* 26, 109–142.
- INEGI, 2017. Anuario estadístico y geográfico de Morelos 2017. Instituto Nacional de Geografía y Estadística (México), México.
- Jach, R., Knutelski, S., Uchman, A., Hercman, H., Dohnalik, M., 2018. Subfossil markers of climate change during the Roman Warm Period of the late Holocene. *The Science of Nature* 105, 6.
- Jiang, H., Eiríksson, J., Schulz, M., Knudsen, K.-L., Seidenkrantz, M.-S., 2005. Evidence for solar forcing of sea-surface temperature on the North Icelandic Shelf during the late Holocene. *Geology* 33, 73–76.
- Kennett, D.J., Breitenbach, S.F., Aquino, V.V., Asmerom, Y., Awe, J., Baldini, J.U., Bartlein, P., Culleton, B.J., Ebert, C., Jazwa, C., 2012. Development and disintegration of Maya political systems in response to climate change. *Science* 338, 788–791.
- Klockenkämper, R., 1997. Total reflection X-ray fluorescence analysis. *History* 1, 1–2.
- Lachniet, M.S., Bernal, J.P., Asmerom, Y., Polyak, V., Piperno, D., 2012. A 2400 yr Mesoamerican rainfall reconstruction links climate and cultural change. *Geology* 40, 259–262.
- Larsen, L.B., Vinther, B.M., Briffa, K.R., Melvin, T.M., Clausen, H.B., Jones, P.D., Siggaard-Andersen, M.-L., Hammer, C.U., Eronen, M., Grudd, H., 2008. New ice core evidence for a volcanic cause of the AD 536 dust veil. *Geophysical Research Letters* 35.
- Lerman, A., 1978. *Lakes. Chemistry, Geology, Physics*, 1st ed. Springer-Verlag New York.
- Litvak, J., 1970. El valle de Xochicalco. Formación y análisis de un modelo estadístico para la arqueología regional (Tesis de doctorado en Antropología). Universidad Nacional Autónoma de México.
- López-Aguilar, F., 2013. Cambios climáticos en Mesoamérica. Algunas respuestas culturales, in: *Cambio Climático y Procesos Culturales*. Academia Mexicana de Ciencias Antropológicas, A.C.
- Lozano, 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, S., Sosa, S., Caballero, M., Ortega, B., Valadez, F., 2009. El paisaje lacustre del valle de Toluca. Su historia y efectos sobre la vida humana. La gente de la ciénega en tiempos antiguos: la historia de Santa Cruz Atizapán, México, El Colegio Mexiquense–UNAM 43–61.
- Manzanilla, L., 1998. El Estado teotihuacano. *Arqueología Mexicana* 32, 22–31.
- Marcus, J., 2001. Clásico Tardío (600-900 d. C.). *Arqueología Mexicana* 8, 20–29.

- Martínez-Cortizas, A., 2000. Archivos geoquímicos para la reconstrucción de los ambientes cuaternarios: ideas y ejemplos. II Jornadas do Quaternário da APEQ; Porto, FLUP, 12-13 Outubro de 2000.
- McClung, E., 2013. Enfoques ecológicos para la arqueología mexicana El impacto del hombre en su medio ambiente. *Arqueología mexicana* 21, 66–70.
- McClung, E., Rebolledo, E.S., Castro, J.E.G., Villalpando, J.L., Sedov, S., 2003. Paleosols in the Teotihuacan valley, Mexico: evidence for paleoenvironment and human impact. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20, 270–282.
- McDermott, F., Matthey, D.P., Hawkesworth, C., 2001. Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record from SW Ireland. *Science* 294, 1328–1331.
- Medina-Elizalde, M., Burns, S.J., Lea, D.W., Asmerom, Y., von Gunten, L., Polyak, V., Vuille, M., Karmalkar, A., 2010. High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth and Planetary Science Letters* 298, 255–262.
- Melgarejo, J.C., Proenza, J.A., Galí, S., Llovet, X., 2010. Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62, 1–23.
- Metcalfe, 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, 1195–1206.
- Morley, S.G., 1947. *La Civilización Maya*, Sección de obras de antropología. Fondo de Cultura Económica, México.
- Murton, J.B., Bateman, M.D., Dallimore, S.R., Teller, J.T., Yang, Z., 2010. Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean. *Nature* 464, 740.
- Nalda, E., 2007. Epiclásico (650-900 d.C.): caída de Teotihuacan y nuevas formas de organización. *Arqueología mexicana* 15, 50–53.
- Nalda, E., 2005. Clásico Terminal (750-1050 dC) y Posclásico (1050-1550 dC) en el área maya: Colapso y reacomodos. *Arqueología mexicana* 13, 30–39.
- Nalda, E., 2001. Tiempo Mesoamericano VII. Posclásico Temprano (900-1200 d.C.). *Arqueología mexicana* 9, 20–29.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *The Journal of Geology* 97, 129–147.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1523–1534.
- Ortega, B., Caballero, M., Lozano, S., Vilaclara, G., Rodríguez, A., 2006. Rock magnetic and geochemical proxies for iron mineral diagenesis in a tropical lake: Lago Verde, Los Tuxtlas, East-Central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* 250, 444–458.
- Overland, J.E., Alheit, J., Bakun, A., Hurrell, J.W., Mackas, D.L., Miller, A.J., 2010. Climate controls on marine ecosystems and fish populations. *Journal of Marine Systems* 79, 305–315.
- Park, J., Byrne, R., Böhnelt, H., 2019. Late Holocene Climate Change in Central Mexico and the Decline of Teotihuacan. *Annals of the American Association of Geographers* 109, 104–120.
- Pérez-Campa, M., 2007. Preclásico Tardío (400 a.C.-200 d.C.). Las primeras ciudades. *Arqueología mexicana* 15, 40–43.
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V., Bradley, R.S., 2006. Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103, 8937–8942.
- Polo-Díaz, A., 2003. Las formaciones edáficas en contextos arqueológicos: contribución al pensamiento analítico. *KREI* 53–77.

- Quiroz Jiménez, J.D., Roy, P.D., 2017. Evaluation of geochemical data by two different XRF spectrometers in sediments from the Santiaguillo Basin (state of Durango, Mexico). *Geofísica internacional* 56, 305–315.
- Quiroz-Jimenez, J.D., Roy, P.D., Lozano-Santacruz, R., Giron-García, P., 2017. Hydrological responses of the Chihuahua Desert of Mexico to possible Heinrich Stadials. *Journal of South American Earth Sciences* 73, 1–9.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Renfrew, C., 1976. Archaeology and the earth sciences. *Geoarchaeology: earth science and the past* 1–5.
- Ribeiro, S., Moros, M., Ellegaard, M., Kuijpers, A., 2012. Climate variability in West Greenland during the past 1500 years: evidence from a high-resolution marine palynological record from Disko Bay. *Boreas* 41, 68–83.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Smykatz-Kloss, W., 2008. Geochemistry of late quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance. *Geochemistry* 68, 383–393.
- Roy, P.D., Charles-Polo, M.P., López-Balbiaux, N., Pi-Puig, T., Sankar, G.M., Lozano-Santacruz, R., Lozano-García, S., Romero, F.M., 2014. Last glacial hydrological variations at the southern margin of sub-tropical North America and a regional comparison. *Journal of Quaternary Science* 29, 495–505.
- Roy, P.D., Quiroz-Jiménez, J.D., Pérez-Cruz, L.L., Lozano-García, S., Metcalfe, S.E., Lozano-Santacruz, R., López-Balbiaux, N., Sánchez-Zavala, J.L., Romero, F.M., 2013. Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands of northern Mexico: a summer precipitation proxy record of the last 80 cal ka BP. *Quaternary Science Reviews* 78, 342–354.
- Roy, P.D., Vera-Vera, G., Sánchez-Zavala, J.L., Shanahan, T.M., Quiroz-Jiménez, J.D., Curtis, J.H., Girón-García, P., Lemus-Neri, V.H., Muthusankar, G., 2020. Depositional histories of vegetation and rainfall intensity in Sierra Madre Oriental Mountains (northeast Mexico) since the late Last Glacial. *Global and Planetary Change* 187, 103136.
- Ruíz-Violante, A., Basáñez-Loyola, M.A., 1994. La Formación Xochicalco, unidad estratigráfica del Albiano-Cenomaniano en los Estados de Morelos, Guerrero y México. *Resúmenes XII Convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana* 161–162.
- Rumsby, B.T., Macklin, M.G., 1996. River response to the last neoglacial (the 'Little Ice Age') in northern, western and central Europe. *Geological Society, London, Special Publications* 115, 217–233.
- Sánchez, A.V.F., Vicente, 2017. ¿Qué puede aportar el clima a la historia? El ejemplo del periodo cálido medieval en el Magreb almorávide y almohade. *El Futuro del Pasado: revista electrónica de historia* 221–266.
- Sicre, M.-A., Jacob, J., Ezat, U., Rousse, S., Kissel, C., Yiou, P., Eiríksson, J., Knudsen, K.L., Jansen, E., Turon, J.-L., 2008. Decadal variability of sea surface temperatures off North Iceland over the last 2000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 137–142.
- Sigl, M., Winstrup, M., McConnell, J.R., Welten, K.C., Plunkett, G., Ludlow, F., Büntgen, U., Caffee, M., Chellman, N., Dahl-Jensen, D., 2015. Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. *Nature* 523, 543.
- Singer, S.F., 2006. *Unstoppable global warming: Every 1,500 years*. Rowman & Littlefield.
- Sluyter, A., 1994. Intensive wetland agriculture in Mesoamerica: Space, time, and form. *Annals of the Association of American Geographers* 84, 557–584.
- Soler-Arechalde, A.M., Caballero-Miranda, C., Osete-López, M.L., López-Delgado, V., Goguitchaichvili, A., Barrera-Huerta, A., Urrutia-Fucugauchi, J., 2019. An updated catalog of pre-hispanic archaeomagnetic data for north and central Mesoamerica: Implications for the regional paleosecular variation reference curve. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 71.

- Solís, F., 2002. Posclásico Tardío (1200/1300-1521 D.C.). *Arqueología mexicana* Ed. Especial, 64–73.
- Sotelo-Barrera, M., García-Moya, E., Romero-Manzanares, A., Monroy, R., Luna-Cavazos, M., 2017. Arboreal structure and cultural importance of traditional fruit homegardens of Coatetelco, Morelos, Mexico. *Revista Chapingo. Serie Ciencias Forestales y del Ambiente* 23, 137–153.
- Steinhilber, F., Beer, J., Fröhlich, C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 36.
- Steward, J., 1968. Cultural ecology. *International Encyclopedia of the Social Sciences* 4, 337–344.
- Stocker, T.F., Marchal, O., 2000. Abrupt climate change in the computer: Is it real? *Proceedings of the National Academy of Sciences* 97, 1362–1365.
- Stuart, G., 2004. Pre-Hispanic Sociopolitical Development and Wetland Agriculture in the Tequila Valleys of West Mexico (PhD Thesis). Arizona State University.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2019. CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>. Last accessed 8–24.
- Sugiura, Y., 2000. Cultura lacustre y sociedad del valle de Toluca. *Arqueología mexicana* 8, 32–37.
- Sugiura, Y., 1998. El valle de Toluca después del ocaso del estado teotihuacano: El Epiclásico y el Posclásico. *Historia general del Estado de México* 1, 199–259.
- Tarasov, L., Peltier, W.R., 2005. Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. *Nature* 435, 662.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1991. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications.
- Van Loon, H., Rogers, J.C., 1978. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. *Monthly Weather Review* 106, 296–310.
- Vázquez-Castro, G., Roy, P.D., Solís, B., Blanco, E., Lozano-Santacruz, R., 2017. Holocene paleohydrology of the Etzatlán-Magdalena basin in western-central Mexico and evaluation of main atmospheric forcings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 487, 149–157.
- Vázquez-Castro, G., Roy, P.D., Solís-Castillo, B., 2019. Geochemical evidence of anthropogenic activity in western Mesoamerica since the Classic Period. *Journal of Archaeological Science: Reports* 26, 101920.
- Vidal, C.M., Métrich, N., Komorowski, J.-C., Pratomo, I., Michel, A., Kartadinata, N., Robert, V., Lavigne, F., 2016. The 1257 Samalas eruption (Lombok, Indonesia): the single greatest stratospheric gas release of the Common Era. *Scientific reports* 6, 34868.
- Viñas, J.M.V., 2013. El clima de la Tierra a lo largo de la Historia, in: *Clima, Naturaleza y Desastre: España e Hispanoamérica Durante La Edad Moderna*. Servei de Publicacions, pp. 225–240.
- Wang, T., Surge, D., Mithen, S., 2012. Seasonal temperature variability of the Neoglacial (3300–2500 BP) and Roman Warm Period (2500–1600 BP) reconstructed from oxygen isotope ratios of limpet shells (*Patella vulgata*), Northwest Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 317, 104–113.
- Wang, T., Surge, D., Walker, K.J., 2013. Seasonal climate change across the Roman Warm Period/Vandal Minimum transition using isotope sclerochronology in archaeological shells and otoliths, southwest Florida, USA. *Quaternary International* 308, 230–241.
- Wang, Z., Wang, J., Zhang, S., 2019. Variations of the global annual mean surface temperature during the past 2000 years: results from the CESM1. *Theoretical and Applied Climatology* 1–11.
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E., 2001. North Atlantic Oscillation—concepts and studies. *Surveys in geophysics* 22, 321–381.

- Yan, H., Sun, L., Wang, Y., Huang, W., Qiu, S., Yang, C., 2011. A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies. *Nature Geoscience* 4, 611.
- Zenteno, D.J.M., Ramírez, A.M., García, E.C., Aldave, L.A.A., Solé, J., 2007. Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24, 68–80.

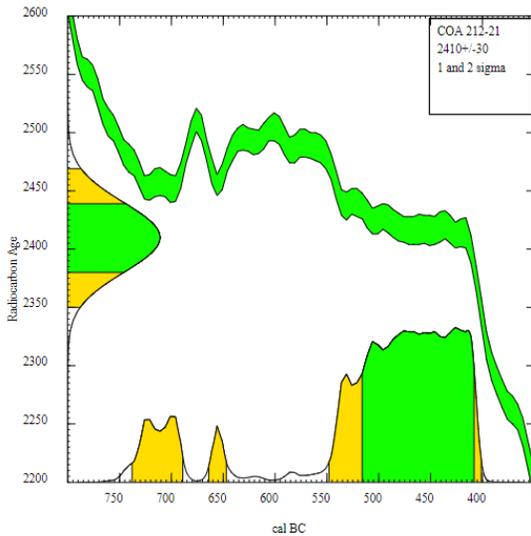
Apéndice

Calibraciones de las muestras datadas

COA 212-21
 Lab Code
 Sample Description
 Radiocarbon Age BP 2410 +/- 30
 Calibration data set: intcal13.14c
 % area enclosed cal AD age ranges # Reimer et al. 2013 relative area under probability distribution

68.3 (1 sigma)	cal BC 516- 408	1.000
95.4 (2 sigma)	cal BC 737- 688	0.114
	663- 647	0.029
	548- 401	0.856

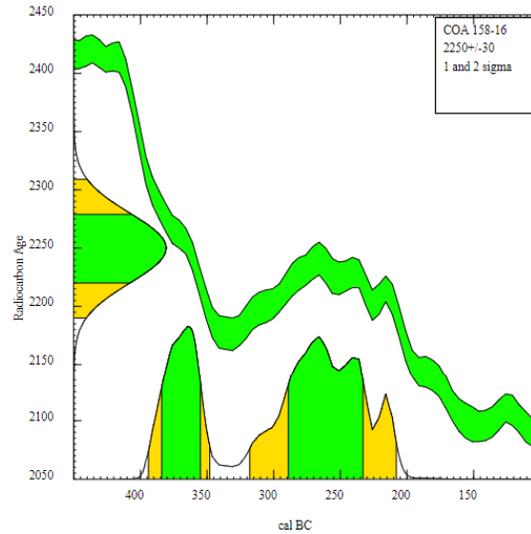
Median Probability: -483



COA 158-16
 Lab Code
 Sample Description
 Radiocarbon Age BP 2250 +/- 30
 Calibration data set: intcal13.14c
 % area enclosed cal AD age ranges # Reimer et al. 2013 relative area under probability distribution

68.3 (1 sigma)	cal BC 383- 355	0.362
	289- 233	0.638
95.4 (2 sigma)	cal BC 394- 348	0.328
	318- 207	0.672

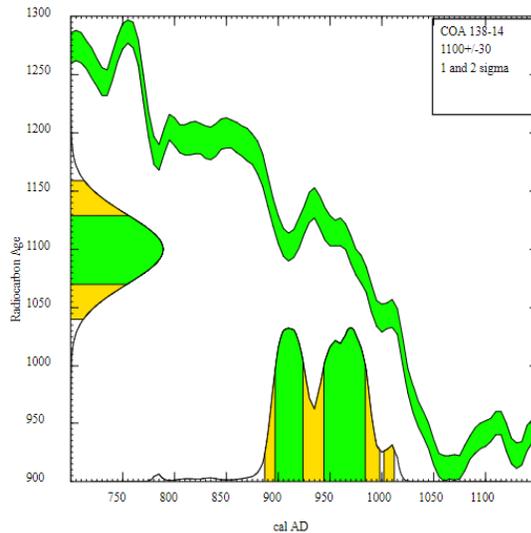
Median Probability: -283



COA 138-14
 Lab Code
 Sample Description
 Radiocarbon Age BP 1100 +/- 30
 Calibration data set: intcal13.14c
 % area enclosed cal AD age ranges # Reimer et al. 2013 relative area under probability distribution

68.3 (1 sigma)	cal AD 898- 925	0.409
	944- 984	0.591
95.4 (2 sigma)	cal AD 887- 999	0.975
	1002- 1012	0.025

Median Probability: 944



COA 106-10
 Lab Code
 Sample Description
 Radiocarbon Age BP 1350 +/- 30
 Calibration data set: intcal13.14c
 % area enclosed cal AD age ranges # Reimer et al. 2013 relative area under probability distribution

68.3 (1 sigma)	cal AD 650- 678	1.000
95.4 (2 sigma)	cal AD 638- 712	0.930
	745- 764	0.070

Median Probability: 665

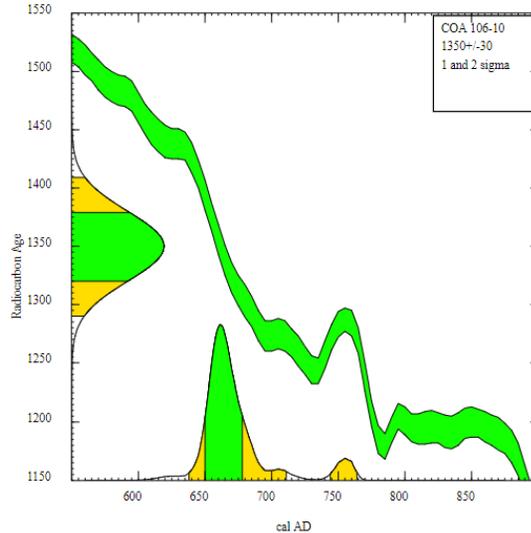
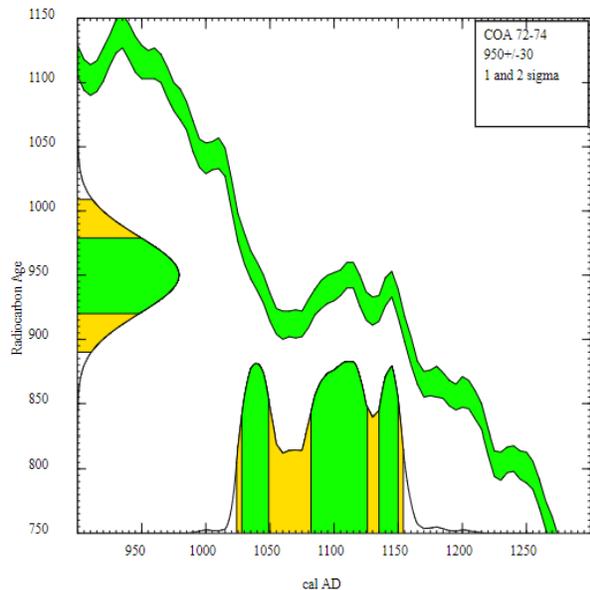


Figura 30. Gráficas de calibración en Calib 7.1 de las muestras COA 212-214, 158-160, 138-140 y 106-108.

COA 72-74
 Lab Code
 Sample Description
 Radiocarbon Age BP 950 +/- 30
 Calibration data set: intcal13.14c # Reimer et al. 2013
 % area enclosed cal AD age ranges relative area under probability distribution

68.3 (1 sigma)	cal AD 1029- 1050	0.262
	1083- 1126	0.555
	1135- 1151	0.182
95.4 (2 sigma)	cal AD 1024- 1155	1.000

Median Probability: 1096



COA 30-32
Calibration of 1.033500±0.005000 with NHZ2
 Northern Hemisphere Zone 2 compilation

OneSigma
 [cal AD 1956.09 :cal AD 1956.55]1.000

TwoSigma
 [cal AD 1955.84 :cal AD 1956.87]0.956
 [cal AD 2008.18 :cal AD 2008.39]0.023
 [cal AD 2009.32 :cal AD 2009.47]0.021

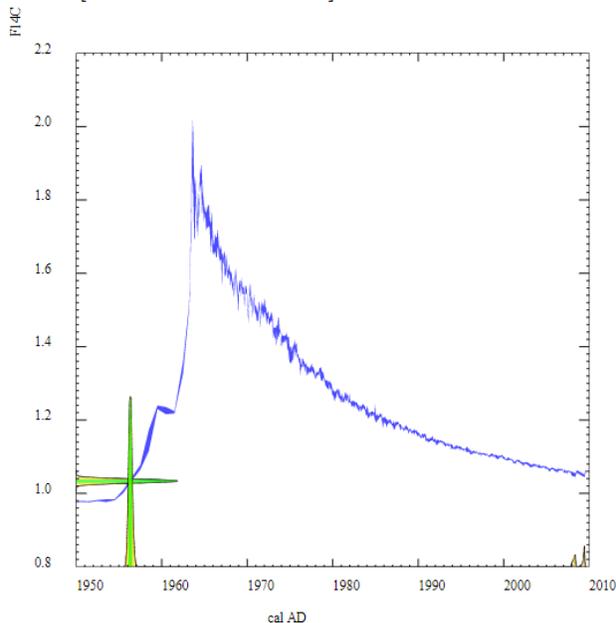


Figura 31. Gráficas de calibración de la muestra COA 72-74 en Calib 7.1 y de la muestra COA 30-32 en Calibomb.

Datos geoquímicos de las muestras

Tabla 7. Valores de los elementos mayores y traza, TC, TIC y TOC por muestra, determinados en laboratorio.

Muestra	Ti (%)	Ca (%)	K (%)	Al (%)	Si (%)	Fe (%)	Mn (%)	P (%)	Mg (%)	Zr (ppm)	Sr (ppm)	Zn (ppm)	TC (%)	TIC (%)	TOC (%)
COA 00-02	0.31	6.57	0.87	1.33	13.81	1.31	0.01	0.02	0.56	97.36	373.54	64.42	1.37	0.78	0.59
COA 02-04	0.30	7.18	0.93	1.32	13.29	1.30	0.01	0.03	0.51	96.73	340.63	68.66	2.10	0.98	1.12
COA 04-06	0.32	7.32	1.01	1.27	14.42	1.44	0.01	0.03	< lim det	64.66	282.59	69.97	2.71	0.89	1.82
COA 06-08	0.31	6.09	0.93	1.31	13.50	1.32	0.01	0.03	0.68	93.16	328.09	69.18	2.31	0.71	1.60
COA 08-10	0.29	9.64	0.86	1.23	12.79	1.26	0.01	0.03	< lim det	85.75	323.68	63.75	2.85	1.24	1.61
COA 10-12	0.32	6.71	0.93	1.29	13.49	1.35	0.01	0.03	< lim det	132.60	364.44	69.76	2.05	0.74	1.31
COA 12-14	0.32	6.20	0.96	1.27	13.75	1.38	0.01	0.03	0.84	123.49	370.71	70.89	1.87	0.62	1.25
COA 14-16	0.27	9.18	0.84	1.27	12.33	1.20	0.01	0.03	0.56	63.91	289.74	62.07	3.08	1.13	1.95
COA 16-18	0.31	6.13	0.98	1.31	13.69	1.37	0.01	0.03	0.63	111.76	357.80	73.09	1.98	0.74	1.24
COA 18-20	0.32	6.32	0.97	1.28	13.61	1.39	0.01	0.03	0.77	119.78	368.95	76.81	1.99	0.79	1.20
COA 20-22	0.31	6.03	0.93	1.36	13.85	1.35	0.01	0.03	0.60	103.99	337.79	69.52	2.03	0.84	1.19
COA 22-24	0.31	6.77	0.89	1.40	13.76	1.34	0.01	0.03	< lim det	92.85	329.00	68.59	2.32	0.91	1.41
COA 24-26	0.32	6.07	0.96	1.29	13.79	1.43	0.01	0.03	< lim det	117.31	356.74	77.66	2.23	0.76	1.47
COA 26-28	0.30	6.15	0.88	1.30	13.15	1.34	0.01	0.03	< lim det	129.35	355.90	75.87	2.02	0.83	1.19
COA 28-30	0.32	6.81	0.99	1.26	13.72	1.42	0.01	0.03	0.81	102.17	339.40	72.06	2.04	0.84	1.20
COA 30-32	0.30	5.85	0.91	1.34	13.75	1.38	0.01	0.03	0.46	104.76	338.59	71.65	2.17	0.62	1.55
COA 32-34	0.32	6.12	0.92	1.36	14.20	1.39	0.01	0.03	< lim det	110.26	348.59	75.18	2.78	0.68	2.10
COA 34-36	0.28	11.04	0.79	1.19	11.71	1.21	0.01	0.03	0.73	92.75	323.00	62.76	3.22	2.16	1.06
COA 36-38	0.31	5.55	1.04	1.31	14.36	1.36	0.01	0.03	0.67	122.88	408.32	71.67	1.34	0.64	0.70
COA 38-40	0.33	5.37	0.94	1.36	14.23	1.49	0.01	0.03	0.65	119.07	372.50	73.61	1.52	0.60	0.92
COA 40-42	0.32	6.52	0.86	1.23	13.70	1.40	0.01	0.03	< lim det	118.12	360.45	68.38	2.01	0.74	1.27
COA 42-44	0.32	5.53	0.89	1.39	14.11	1.42	0.01	0.03	0.66	122.96	360.20	74.30	1.61	0.70	0.91
COA 44-46	0.31	5.46	0.90	1.30	13.97	1.41	0.01	0.03	< lim det	133.73	373.97	70.52	1.76	0.71	1.05
COA 46-48	0.34	5.71	0.96	1.35	14.88	1.49	0.01	0.03	0.84	117.18	371.63	70.40	1.89	0.72	1.17
COA 48-50	0.33	8.05	0.96	1.23	13.76	1.39	0.01	0.03	0.68	93.36	403.68	62.19	1.81	1.01	0.80
COA 50-52	0.34	8.32	1.06	1.23	14.65	1.49	0.01	0.03	0.61	103.81	375.40	71.00	2.00	1.01	0.99
COA 52-54	0.27	14.89	0.76	1.03	10.73	1.11	0.01	0.02	1.04	71.44	337.53	55.58	2.89	2.58	0.31
COA 54-56	0.32	5.97	1.05	1.29	13.96	1.35	0.01	0.03	< lim det	112.26	373.23	65.08	1.58	0.78	0.80
COA 56-58	0.32	6.78	0.95	1.28	13.91	1.38	0.01	0.03	0.53	118.27	379.18	69.53	1.69	0.71	0.98
COA 58-60	0.31	8.87	1.08	1.25	13.55	1.31	0.01	0.03	0.55	104.58	372.26	67.23	2.32	0.99	1.33
COA 60-62	0.29	10.28	0.99	1.13	12.51	1.25	0.01	0.03	0.74	104.11	368.70	64.29	2.47	1.03	1.44
COA 62-64	0.25	12.91	0.94	1.07	11.22	1.04	0.01	0.02	0.64	57.69	326.05	53.61	3.31	1.65	1.66
COA 64-66	0.27	15.20	0.89	0.99	10.72	1.09	0.01	0.02	0.73	64.14	340.88	54.06	3.98	2.82	1.16
COA 66-68	0.21	18.24	0.76	0.86	9.10	0.89	0.01	0.02	< lim det	46.82	294.56	48.83	3.94	3.34	0.60
COA 68-70	0.30	8.93	1.14	1.23	13.42	1.22	0.01	0.03	0.62	107.37	391.43	60.25	1.92	1.13	0.79

Muestra	Ti (%)	Ca (%)	K (%)	Al (%)	Si (%)	Fe (%)	Mn (%)	P (%)	Mg (%)	Zr (ppm)	Sr (ppm)	Zn (ppm)	TC (%)	TIC (%)	TOC (%)
COA 72-74	0.25	15.32	0.80	1.01	10.70	1.06	0.01	0.03	0.65	62.15	359.48	53.89	3.50	2.28	1.22
COA 74-76	0.28	9.85	0.99	1.18	12.68	1.18	0.01	0.02	0.61	86.48	404.86	58.58	1.65	0.93	0.72
COA 76-78	0.27	11.70	1.01	1.09	11.86	1.16	0.01	0.02	0.44	92.03	375.85	56.85	2.65	1.43	1.22
COA 78-80	0.30	9.90	0.94	1.24	12.72	1.24	0.01	0.02	0.85	100.90	402.83	60.60	2.15	1.17	0.98
COA 80-82	0.28	11.91	0.81	1.15	11.47	1.19	0.01	0.02	0.82	88.87	354.05	55.20	2.85	1.62	1.23
COA 82-84	0.29	12.00	0.77	1.16	11.60	1.18	0.01	0.02	0.55	80.50	319.97	55.74	3.04	1.69	1.35
COA 84-86	0.26	13.68	0.71	1.09	10.73	1.15	0.01	0.02	0.48	87.23	305.35	52.81	3.55	2.14	1.41
COA 86-88	0.29	11.10	0.73	1.17	11.52	1.22	0.01	0.02	0.56	88.95	313.09	59.23	2.84	1.46	1.38
COA 88-90	0.31	11.59	0.74	1.18	11.84	1.25	0.01	0.03	0.50	89.19	299.14	56.79	2.95	1.84	1.11
COA 90-92	0.29	11.60	0.81	1.17	11.87	1.21	0.01	0.02	< lim det	100.56	342.60	57.12	2.52	1.40	1.12
COA 92-94	0.30	11.42	0.74	1.13	11.93	1.23	0.01	0.03	0.71	94.06	296.86	57.84	2.69	1.71	0.98
COA 94-96	0.29	11.32	0.76	1.16	11.99	1.23	0.01	0.03	0.88	89.03	303.78	57.60	2.44	1.42	1.02
COA 96-98	0.28	11.91	0.70	1.16	11.34	1.21	0.01	0.03	0.74	74.56	276.68	54.10	3.13	1.39	1.74
COA 98-100	0.28	11.49	0.80	1.14	12.01	1.23	0.01	0.03	0.68	96.72	312.01	55.96	2.64	1.47	1.17
COA 100-102	0.28	11.39	0.71	1.11	11.76	1.23	0.01	0.02	< lim det	97.86	270.99	57.18	3.54	1.04	2.50
COA 102-104	0.30	10.89	0.77	1.10	12.32	1.30	0.01	0.03	0.51	96.68	280.73	59.26	2.72	1.82	0.90
COA 104-106	0.30	7.90	0.70	1.21	13.62	1.38	0.01	0.03	0.71	104.66	234.75	63.70	2.25	1.65	0.60
COA 106-108	0.32	5.75	0.75	1.13	14.49	1.51	0.01	0.03	0.70	113.25	231.49	71.09	1.91	1.01	0.90
COA 108-110	0.35	4.96	0.87	1.19	16.05	1.68	0.01	0.03	< lim det	140.24	308.89	79.92	1.20	0.54	0.66
COA 110-112	0.36	4.74	0.87	1.20	15.68	1.66	0.01	0.03	0.71	129.29	331.99	73.35	1.33	0.52	0.81
COA 112-114	0.37	5.01	0.91	1.19	15.09	1.64	0.01	0.03	0.78	133.09	339.80	75.31	1.33	0.58	0.75
COA 114-116	0.37	4.82	0.89	1.20	15.06	1.64	0.01	0.03	0.64	152.77	343.04	74.15	1.14	0.64	0.50
COA 116-118	0.37	5.54	0.93	1.19	15.55	1.75	0.01	0.03	0.55	155.32	333.46	76.81	1.06	0.43	0.63
COA 118-120	0.39	5.04	0.96	1.27	15.70	1.81	0.01	0.03	0.46	133.40	302.37	84.50	1.03	0.56	0.47
COA 120-122	0.41	4.58	1.00	1.25	16.25	1.94	0.01	0.03	0.63	145.34	298.77	91.05	0.91	0.63	0.28
COA 122-124	0.37	4.05	0.86	1.25	14.70	1.69	0.01	0.03	0.85	152.97	286.89	75.01	0.87	0.51	0.36
COA 124-126	0.35	4.15	0.86	1.23	14.56	1.68	0.01	0.03	0.50	141.58	271.90	75.64	1.08	0.53	0.55
COA 126-128	0.36	4.55	0.88	1.26	14.86	1.68	0.01	0.03	0.49	154.64	282.80	76.58	1.34	0.59	0.75
COA 128-130	0.34	4.27	0.79	1.24	14.15	1.56	0.01	0.03	< lim det	141.04	292.40	71.00	0.84	0.46	0.38
COA 130-132	0.35	4.49	0.84	1.27	15.01	1.63	0.01	0.03	0.80	150.46	322.74	73.48	1.21	0.45	0.76
COA 132-134	0.35	4.00	0.82	1.30	14.74	1.55	0.01	0.03	0.78	139.87	335.60	71.85	0.72	0.49	0.23
COA 134-136	0.37	4.04	0.91	1.23	15.24	1.65	0.01	0.03	0.56	130.40	362.27	74.63	0.56	0.49	0.07
COA 136-138	0.37	4.48	0.90	1.19	14.80	1.60	0.01	0.03	< lim det	117.98	349.28	74.47	0.89	0.39	0.50
COA 138-140	0.34	5.12	0.80	1.29	14.03	1.47	0.01	0.03	0.60	109.78	368.75	68.55	1.01	0.43	0.58
COA 140-142	0.35	5.37	0.74	1.22	13.41	1.47	0.01	0.02	< lim det	126.76	375.56	68.32	0.96	0.63	0.33
COA 142-144	0.34	5.62	0.74	1.20	13.38	1.45	0.01	0.02	0.49	117.38	368.35	64.53	1.30	0.62	0.68
COA 144-146	0.34	6.51	0.75	1.26	13.25	1.42	0.01	0.03	0.58	121.92	379.33	63.07	1.18	0.56	0.62
COA 146-148	0.36	6.65	0.87	1.19	14.47	1.52	0.01	0.03	0.47	121.28	416.70	68.82	1.34	0.99	0.35
COA 148-150	0.33	6.55	0.73	1.27	13.17	1.40	0.01	0.02	0.47	108.20	363.26	63.70	1.30	1.02	0.28
COA 150-152	0.34	6.94	0.74	1.25	13.27	1.41	0.01	0.03	0.54	115.56	384.96	61.89	1.58	1.04	0.54
COA 152-154	0.35	6.49	0.79	1.35	14.04	1.49	0.01	0.03	0.70	115.03	376.47	67.31	1.14	1.04	0.10
COA 154-156	0.35	6.97	0.76	1.28	13.49	1.44	0.01	0.03	0.51	110.46	393.13	61.23	1.18	1.01	0.17
COA 156-158	0.34	6.68	0.78	2.91	20.45	1.38	0.01	0.01	0.95	103.72	349.32	61.33	1.30	1.16	0.14
COA 158-160	0.34	6.57	0.82	2.81	20.59	1.40	0.01	0.01	0.90	100.53	356.22	58.81	1.21	1.05	0.16
COA 160-162	0.34	7.02	0.76	2.70	19.34	1.35	0.01	0.01	0.87	112.42	346.18	55.13	1.44	1.06	0.38
COA 162-164	0.32	6.67	0.75	3.00	20.72	1.33	0.01	0.01	0.88	117.15	351.36	59.82	1.22	0.92	0.30
COA 164-166	0.32	7.41	0.77	2.80	19.97	1.32	0.01	0.01	0.92	99.82	335.63	58.20	1.51	0.00	1.51
COA 166-168	0.35	6.62	0.79	2.96	20.78	1.42	0.01	0.01	0.94	120.13	323.57	55.97	1.26	1.02	0.24
COA 168-170	0.33	6.68	0.86	2.90	20.66	1.32	0.01	0.01	0.99	106.64	357.13	55.39	1.15	1.08	0.07
COA 170-172	0.33	6.96	0.78	2.79	20.18	1.34	0.01	0.01	1.08	85.21	321.91	55.56	1.28	1.11	0.17
COA 172-174	0.34	5.86	1.08	2.86	21.81	1.42	0.01	0.01	0.87	105.74	383.34	61.74	0.74	0.73	0.01
COA 174-176	0.33	5.52	1.05	2.88	21.25	1.39	0.01	0.01	1.13	113.25	375.00	61.81	0.74	0.62	0.12
COA 176-178	0.33	4.56	1.13	2.98	22.26	1.35	0.01	0.01	1.12	112.04	400.97	62.52	0.50	0.47	0.03
COA 178-180	0.32	4.80	1.10	3.09	22.70	1.35	0.01	0.01	0.92	109.21	409.45	62.94	0.49	0.42	0.07
COA 180-182	0.39	6.36	1.12	2.89	22.36	1.49	0.01	0.01	1.02	109.78	423.99	64.59	0.86	0.69	0.17
COA 182-184	0.34	6.34	0.84	2.92	20.70	1.32	0.01	0.01	0.97	84.43	335.34	58.11	1.23	0.84	0.39
COA 184-186	0.34	5.70	0.86	2.78	21.16	1.38	0.01	0.01	1.13	94.26	317.37	60.38	0.89	0.81	0.08
COA 186-188	0.33	5.22	0.76	2.96	20.76	1.33	0.01	0.01	0.70	95.05	289.84	57.35	1.09	0.77	0.32
COA 188-190	0.33	5.54	0.76	2.92	20.52	1.35	0.01	0.01	0.90	84.80	285.60	60.26	1.17	0.85	0.32
COA 190-192	0.33	5.84	0.79	2.95	20.93	1.38	0.01	0.01	1.26	85.92	294.58	60.73	1.39	0.68	0.71
COA 192-194	0.31	5.73	0.69	2.98	19.77	1.27	0.01	0.01	1.04	75.80	274.26	56.35	1.13	0.66	0.47
COA 194-196	0.32	5.81	0.81	2.92	20.90	1.35	0.01	0.01	1.15	105.77	323.65	60.56	1.04	0.76	0.28
COA 196-198	0.33	5.75	0.84	2.97	20.87	1.35	0.01	0.01	0.84	80.99	305.36	58.99	1.03	0.79	0.24
COA 198-200	0.35	6.74	0.88	2.96	21.57	1.42	0.01	0.01	1.26	98.18	327.89	61.56	1.44	0.56	0.88
COA 200-202	0.34	5.65	0.89	2.95	21.67	1.42	0.01	0.01	1.18	104.76	330.57	62.91	0.99	0.63	0.36
COA 202-204	0.34	6.18	0.93	2.88	21.44	1.39	0.01	0.01	0.92	107.85	349.04	60.80	1.17	0.51	0.66
COA 204-206	0.33	5.96	0.84	2.95	20.40	1.33	0.01	0.01	0.85	92.12	325.16	61.00	1.10	0.75	0.35
COA 206-208	0.34	6.33	0.95	2.91	21.29	1.38	0.01	0.01	0.91	108.80	379.67	59.78	1.17	0.83	0.34
COA 208-210	0.31	6.22	0.92	2.75	20.11	1.26	0.01	0.01	1.07	83.77	341.85	58.39	1.23	0.67	0.56
COA 210-212	0.33	6.38	0.97	2.79	20.67	1.34	0.01	0.01	0.74	90.54	365.70	55.80	0.88	0.55	0.33
COA 212-214	0.35	5.83	0.98	1.38	14.58	1.44	0.01	0.03	0.47	105.28	412.83	65.67	0.99	0.50	0.49
COA 214-216	0.29	9.60	1.01	2.66	19.88	1.21	0.01	0.01	0.95	92.89	380.70	58.23	1.83	0.80	1.03
COA 216-218	0.33	6.71	1.01	2.81	21.16	1.36	0.01	0.01	1.05	104.23	364.46	62.74	0.78	0.33	0.45
COA 218-220	0.33	6.58	1.19	2.76	21.96	1.42	0.01	0.01	1.18	106.18	393.15	62.69	0.62	0.55	0.07
COA 220-222	0.28	6.46	1.35	2.78	21.03	1.32	0.03	0.01	0.82	61.89	313.38	56.05	0.46	0.51	0.00
COA 222-224	0.28	12.78	0.98	2.43	18.19	1.13	0.01	0.01	0.97	77.46	343.36	54.37	2.64	1.50	1.14
COA															

Tabla 8. Valores de susceptibilidad magnética por muestra, determinados en el laboratorio. ($\times 10^{-5}$ SI)

Muestra	Susc. Mag. (SI)	Muestra	Susc. Mag. (SI)	Muestra	Susc. Mag. (SI)	Muestra	Susc. Mag. (SI)	Muestra	Susc. Mag. (SI)
COA 0-2	23.51	COA 50-52	19.49	COA 100-102	13.60	COA 150-152	22.39	COA 200-202	19.59
COA 2-4	20.34	COA 52-54	19.33	COA 102-104	12.76	COA 152-154	19.95	COA 202-204	15.02
COA 4-6	13.95	COA 54-56	26.44	COA 104-106	10.22	COA 154-156	22.05	COA 204-206	21.81
COA 6-8	20.67	COA 56-58	22.07	COA 106-108	9.99	COA 156-158	19.48	COA 206-208	24.44
COA 8-10	17.62	COA 58-60	22.58	COA 108-110	6.72	COA 158-160	18.39	COA 208-210	22.88
COA 10-12	20.20	COA 60-62	24.75	COA 110-112	12.86	COA 160-162	21.11	COA 210-212	23.93
COA 12-14	21.09	COA 62-64	20.18	COA 112-114	12.89	COA 162-164	21.59	COA 212-214	25.95
COA 14-16	14.16	COA 64-66	21.00	COA 114-116	13.70	COA 164-166	20.36	COA 214-216	28.65
COA 16-18	18.17	COA 66-68	19.76	COA 116-118	10.88	COA 166-168	18.25	COA 216-218	28.36
COA 18-20	18.29	COA 68-70	27.27	COA 118-120	9.69	COA 168-170	23.61	COA 218-220	28.87
COA 20-22	18.25	COA 70-72	23.11	COA 120-122	8.01	COA 170-172	18.29	COA 220-222	26.20
COA 22-24	16.03	COA 72-74	21.47	COA 122-124	10.59	COA 172-174	29.94	COA 222-224	24.74
COA 24-26	17.73	COA 74-76	23.87	COA 124-126	11.41	COA 174-176	30.79	COA 224-226	20.51
COA 26-28	22.09	COA 76-78	32.32	COA 126-128	12.24	COA 176-178	30.51	COA 226-228	11.15
COA 28-30	20.01	COA 78-80	22.48	COA 128-130	13.38	COA 178-180	30.91	COA 228-230	25.75
COA 30-32	17.89	COA 80-82	18.90	COA 130-132	14.32	COA 180-182	37.85	COA 230-232	15.51
COA 32-34	17.81	COA 82-84	16.91	COA 132-134	16.56	COA 182-184	26.07	COA 232-234	31.21
COA 34-36	17.44	COA 84-86	18.15	COA 134-136	15.74	COA 184-186	27.58	COA 234-236	11.34
COA 36-38	21.73	COA 86-88	17.00	COA 136-138	15.07	COA 186-188	19.18	COA 236-238	20.74
COA 38-40	21.74	COA 88-90	14.94	COA 138-140	19.32	COA 188-190	18.14	COA 238-240	23.30
COA 40-42	20.48	COA 90-92	18.47	COA 140-142	19.34	COA 190-192	17.35	COA 240-242	25.02
COA 42-44	20.96	COA 92-94	14.46	COA 142-144	17.84	COA 192-194	18.29	COA 242-244	20.62
COA 44-46	20.05	COA 94-96	14.82	COA 144-146	19.93	COA 194-196	21.12	COA 244-246	23.00
COA 46-48	18.75	COA 96-98	12.90	COA 146-148	17.72	COA 196-198	17.93	COA 246-248	19.13
COA 48-50	23.76	COA 98-100	14.02	COA 148-150	20.51	COA 198-200	17.66	COA 248-250	20.02
								COA 250-252	19.76