



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLÁS DE HIDALGO**



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA
MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

**“RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL LAGO LOS
AZUFRES, CALDERA DE ACOCULCO, PUEBLA: EVIDENCIAS
CLIMÁTICAS DEL PLEISTOCENO TARDÍO”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE
MAESTRA EN CIENCIAS

CON ESPECIALIDAD EN
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA:

LIC. GEÓL. SONIA VARGAS PINEDA

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. ISABEL ISRADE ALCÁNTARA

CO-DIRECTORA:

DRA. GABRIELA DOMÍNGUEZ VÁZQUEZ

MORELIA, MICHOACÁN, JUNIO DE 2019.

Dedicatoria

A mis padres

Teresa Pineda y Cresencio Vargas

Por ser mis dos grandes fortalezas, mi motivación y mis mejores maestros.

A mis hermanos

David, Miguel y Alberto

Por cuidarme, educarme y aconsejarme. Gracias por confiar en mí, por sus sacrificios y por motivarme a seguir estudiando.

A mis sobrinos

Miguel y Victoria

Por ser la alegría de mi vida. Por darle a mis días paz, tranquilidad y mucha felicidad. Los llevó siempre en mi mente y en mi corazón.

A mi compañero favorito

José Carlos

Por tu amor, confianza y compañía. Te dedico este logro porque me enseñaste a no rendirme nunca, a vencer mis miedos y a superar mis inseguridades. Gracias por estar a mi lado en los buenos y malos momentos. Eres mi ejemplo a seguir, te respeto y te admiro. Más que eso te amo.

A mi gran amiga

Sandra Marchán Terán

Por tu gran amistad, por tu compañía, por comprender mi ausencia. Confiaste en mí siempre y me viste luchar para alcanzar mis metas. Te mando un gran beso hasta el cielo.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca otorgada para la realización de esta investigación. Del mismo modo, agradezco al proyecto GEMex por el financiamiento de esta tesis y por haberme integrado al paquete de trabajo PT 9: “Evaluación de Impactos Ambientales, Sociales y Económicos de Sistemas Geotérmicos Mejorados y Supercalientes”.

A la Dra. Isabel Israde Alcántara y a la Dra. Gabriela Domínguez Vázquez por sus enseñanzas y asesoría en la elaboración de esta tesis.

A los miembros de mi mesa sinodal, Dra. Ruth Alfaro Cuevas Villanueva, Dra. Diana Cinthia Soria Caballero, M.C. Maribel Nava Mendoza, Dr. Jorge Alejandro Avila Olivera y al Dr. Otoniel Buenrostro Delgado. Gracias por sus comentarios y revisiones, que mejoraron la redacción de esta tesis.

A los profesores del INICIT por sus clases impartidas, por compartir sus conocimientos, por su tiempo y dedicación para los alumnos y el posgrado.

Especialmente agradezco a la Sra. Consuelo M. G. y al Sr. Alberto G. T., por recibirme en su hogar y aceptarme como una hija más. Gracias por demostrarme que no se necesita un lazo biológico para sentir amor, cariño y respeto por ustedes.

A Lizet Roque por tu amistad, cariño y amor. Gracias por cuidarme y apoyarme cuando te necesito. Te quiero mucho.

A mis amigas incondicionales Erika, Itzel, Liz y Rocio, que nunca me han olvidado. Gracias por tantos maravillosos momentos, por sus atenciones y consuelos. Gracias por regalarme una sonrisa, un abrazo, un apretón. Las quiero mucho.

A la familia de Carlos, por aceptarme y quererme. Gracias Sra. Victoria y Sr. Amado por sus atenciones y por sus buenos consejos.

A la Sra. Lauren y Sr. Benito, por ser mis grandes amigos, por esas platicas muy amenas que tuvimos. Por sus consejos y por brindarme su confianza. Un abrazo hasta el cielo don Benito.

A todos mis amigos de Taxco el Viejo que tanto quiero y agradezco sus atenciones. A esas mujeres que demuestran ser unas guerreras de la vida, Yadi, Petra, Mago, Fatima, María.

A mis familiares por sus consejos y por el cariño que me han demostrado. A Pepe, por tus grandes consejos. Siempre seré tu more abuelita.

A mis amigos y compañeros del posgrado por su apoyo en los momentos difíciles y de descontento durante mi estancia en Morelia. Gracias por su cariño, paciencia y locura: Hatt, Perlita, Eve, Bere, Chelito, Erick, Nelly, Natt, ¡Mucho Éxito!

A mis “*Roomies*” por compartir tantos bellos momentos. Noemí gracias por dejar que Mamba Patricia me cuide y sobre todo gracias por invitarme al teatro. Leilani gracias por compartirme tus experiencias y enseñarme historia del arte. Fernanda gracias por confiar en mí y enseñarme el buen uso de ingredientes en la cocina.

Gracias a todos por brindarme su amistad y por cada crítica constructiva que me ayudaron a mejorar ciertas habilidades.

ÍNDICE

RESUMEN

ABSTRACT

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Introducción	1
1.2. Justificación	2
1.3. Hipótesis	3
1.4. Objetivos	3
CAPÍTULO 2. GENERALIDADES	4
2.1. Localización y vías de acceso	4
2.2. Fisiografía	5
2.3. Hidrografía	5
2.4. Clima y vegetación	5
2.5. Marco geológico	6
CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO	11
3.1. Historia climática del Cuaternario	11
3.2. Evidencias climáticas en el centro de México durante el Pleistoceno–Holoceno	12
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA	16
4.1. Trabajo de campo	16
4.2. Trabajo de laboratorio	17
4.2.1. Análisis granulométrico y micropartículas	18
4.2.2. Análisis radiométrico por ^{14}C	19
4.2.3. Análisis mineralógicos y geoquímicos	19

4.3.3.1. Difracción de rayos X	19
4.3.3.2. Coulometría de carbono	20
4.2.4. Susceptibilidad magnética	23
4.2.5. Análisis micropaleontológicos	25
4.2.5.1. Diatomeas	25
4.2.5.2. Polen	27
4.3. Trabajo de gabinete	28
CAPÍTULO 5. RESULTADOS	29
5.1. Descripción estratigráfica	30
5.2. Fechamiento por ¹⁴ C	34
5.3. Análisis mineralógicos y geoquímicos	36
5.3.1. Difracción de rayos X	36
5.3.2. Carbono Orgánico Total y Carbono Inorgánico Total	39
5.4 Susceptibilidad magnética	41
5.5 Diatomeas	43
5.6. Polen	48
CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN	51
Zona 5: 14,290 - 13,835 cal a. P.	51
Zona 4: 13,835 – 13,415 cal a. P.	53
Zona 3: 13,415 – 13,150 cal a. P	55
Zona 2: 13,150 – 12,890 cal a. P.	56
Zona 1: 12,890 – 12,872 cal a. P.	58
6.2. Implicaciones climáticas	60

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES	63
BIBLIOGRAFÍA	65
ANEXOS	78

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.** Localización geográfica del área de estudio. A) Imagen satelital de la república mexicana, B) localización en el límite de los estados Puebla e Hidalgo y C) ubicación del lago Los Azufres. 4
- Figura 2.** Mapa de tipos de vegetación del municipio de Chignahuapan. En el recuadro morado se ubica la zona de estudio (Tomado de CONAFOR, 2014). 6
- Figura 3.** División del Cinturón Volcánico Transmexicano en los sectores occidental, central y oriental. GC=Graben de Cotija; GP= Graben de Penjamillo; HGA= Semigraben de Aljibes; FLP= Falla de la Pera. Nótese los principales sistemas de fallas. En el recuadro morado se ubica la caldera Acoculco (CA). (Mapa tomado de Ferrari, 2000). 7
- Figura 4.** Plano geológico del Complejo Caldérico Acoculco. (Tomado de Avellán et al., 2018). 10
- Figura 5.** Obtención de columna estratigráfica ACO-T1 y muestreo en el lago Los Azufres, Caldera de Acoculco, Puebla. 16
- Figura 6.** a) Código de color Munsell. b) Reacción de una muestra de sedimentos al agregarle ácido clorhídrico (HCl) (izquierda) y peróxido de hidrógeno (H₂O₂) (derecha). 17
- Figura 7.** a) Juego de tamices de acero inoxidable. b) Analizador electrónico de micropartículas. 19
- Figura 8.** Difractómetro de rayos X modelo D8 ADVANCE DAVINCI. 20
- Figura 9.** Coulómetro marca UIC, modelo CM5012. Ubicado en el área de Química Analítica y Mebolómica (QUAM) del Instituto de Investigaciones en Ecosistemas y Sustentabilidad. 22
- Figura 10.** Preparación de muestras para análisis de susceptibilidad magnética. Trituración, homogeneización y llenado de cubos con capacidad de 8 cm³. 24
- Figura 11.** a) Lavado de muestras utilizando ácido clorhídrico (HCl) al 30% y peróxido de hidrógeno (H₂O₂) al 30%, a temperatura menor a 100 °C, b) enjuague de las muestras, y c) montaje. 26

- Figura 12.** Identificación y conteo de palinomorfos. 27
- Figura 13.** Correlación estratigráfica de las columnas ACO-T1 y ACO-T2. Fotografía panorámica del lago Los Azufres. Se indican las zonas de muestreo. 29
- Figura 14.** Columna estratigráfica y tamaños de partícula que conforma la secuencia. De la base hacia 10 cm de profundidad se aprecia un dominio de los limos sobre las arenas. La presencia de arcillas es constante en toda la columna, pero disminuye significativamente junto con los limos en la cima. La cima (10 cm de profundidad) está representada por arenas y gránulos. 30
- Figura 15.** Modelo de edad para la secuencia ACO-T1. Profundidad contra fechamiento de ¹⁴C. Círculos negros corresponden a los fechamientos calibrados de la columna. 35
- Figura 16.** Resultado de DRX para la muestra número 12, que corresponde a un cambio de facies de 90 a 79 cm de profundidad (11 cm de espesor). Se muestra la asociación mineralógica de cristobalita–tridimita–caolinita y montmorillonita. 37
- Figura 17.** Resultado de DRX para la muestra número 3, que corresponde a un cambio de facies de 21 a 13 cm de profundidad (8 cm de espesor). Se muestra la asociación mineralógica de tridimita–caolinita. Además, se detectó buddingtonita y grafito. 38
- Figura 18.** Resultado de DRX para la muestra número 15, que corresponde a un cambio de facies de 120 a 103 cm de profundidad (17 cm de espesor). Se detectó titanita y grafito. 38
- Figura 19.** Gráfica de coulometría de carbono: a) Carbono Total, b) Carbono Orgánico Total y c) Carbono Inorgánico Total. Se observa un dominio de COT en la base y cima de la columna sedimentaria. De 115 cm hacia 26 cm de profundidad se presentan una gran variabilidad con amplias oscilaciones de COT y CIT, cuyo comportamiento es inverso. 40
- Figura 20.** a) Resultados de susceptibilidad magnética general. b) zoom de los valores obtenidos a partir de 110 cm hacia la cima, esto facilitó la observación del comportamiento que, en primera instancia, parecía ser muy homogéneo. 42
- Figura 21.** Abundancia relativa de géneros dominantes en la columna sedimentaria ACO-T1 del lago Los Azufres, Puebla. Se clasificaron cinco Zonas de Asociaciones de Diatomeas (ZAD). 44

Figura 22. Abundancia relativa de taxas dominantes en la trinchera sedimentaria ACO-T1 del lago Los Azufres, Puebla. Se muestran cinco Zonas de Asociaciones de Diatomeas (ZAD). 47

Figura 23. Abundancia relativa de los cuatro tipos de vegetación identificados en el registro polínico de la trinchera ACO-T1 del lago Los Azufres. Verde: bosque templado, Rojo: bosque mesófilo, Amarillo: bosque tropical, verde oliva: vegetación secundaria. 48

Figura 24. Abundancia relativa de géneros y familias de cuatro tipos de vegetación encontrados en el registro polínico de la trinchera ACO-T1 del lago Los Azufres. Verde: Bosque Templado, Rojo: Bosque Mesófilo, Amarillo: Bosque Tropical, verde oliva: Vegetación Secundaria. 50

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resultados de los fechamientos por ^{14}C y equivalencias en años calendarios. 34

Tabla 2. Resultados obtenidos de difracción de rayos X en muestra total. 37

Resumen

Se realizó un estudio de multiproxies mineralógicos (Difracción de rayos X), geoquímicos (Carbono Orgánico Total (COT), Carbono Inorgánico Total (CIT) y fechamiento por ^{14}C), magnéticos (Susceptibilidad Magnética) y micropaleontológicos: (Diatomeas y Polen fósiles), de sedimentos lacustres obtenidos del lago Los Azufres. El lago Los Azufres se ubica dentro del Complejo Caldérico Acozulco, en el sector oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), México. Se obtuvieron cinco edades de radiocarbono que le asignan a la columna sedimentaria un rango de edad de 1,400 años comprendidos entre 14,290 y 12,890 cal. a. P. La alteración hidrotermal siempre estuvo presente durante este período. En la base se presentó la asociación mineral cuarzo, tridimita, cristobalita, caolinita, monmorillonita \pm dickita \pm halloysita \pm buddingtonita. Hacia la cima, desaparece monmorillonita de la asociación mineral y se observa un enriquecimiento en buddingtonita, indicando una alta concentración de amonio. Se encontró un porcentaje de carbono total (CT) de 1% – 5.5%. La base y cima del depósito el carbono detectado es orgánico, lo que indica un aumento en la productividad primaria, mayor concentración iónica y una menor precipitación de carbonatos. En la parte media del registro, los valores de COT y CIT muestran amplias oscilaciones, causadas por cambios en la concentración iónica del agua. Se registran valores de susceptibilidad magnética de 0.11-0.23 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$ a 1.26 a 2.35 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$. Los valores máximos sugieren mayor erosión relacionado a un bosque abierto y perturbado. Las comunidades de diatomeas fósiles están dominadas por los géneros *Eunotia*, cuyas especies fueron; *Eunotia exigua* y *Eunotia septentrionalis*; y por el género *Pinnularia*; *Pinnularia amabilis*, *Pinnularia laucensis* y *Pinnularia microstauron* var. *rostrata*. Se identificaron cuatro tipos de vegetación: bosque templado (*Pinus*, *Quercus* y *Alnus*), bosque

mesófilo (*Betula* y *Liquidámbar*), bosque tropical (*Fabaceae* y *Myrthaceae*) y vegetación secundaria (*Poaceae*, *Asteraceae*, *Solanaceae* y *Cyperaceae*). El análisis de diatomeas indica condiciones cálidas y ácidas en el contexto de un lago oligotrófico con contenido bajo en promedio de electrolitos. Este lago registró un cambio hacia 12,890 cal. a. P. de aguas cálidas a frías probablemente relacionado a la actividad hidrotermal. Mientras que en los alrededores del lago a partir de 14,290 cal. a. P. se registraron condiciones climáticas frías y húmedas, sugeridas por el desarrollo de bosques de *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*. Sin embargo, hacia 12,900 cal. a. P., las condiciones climáticas se vuelven cálidas y con ello se desarrolló un bosque tropical dominado por *Fabaceae*, y en consecuencia el bosque templado disminuyó. Lo anterior sugiere que las variaciones climáticas registradas en Los Azufres pueden estar más relacionadas con la actividad geotérmica de la zona y con posible influencia volcánica regional que con los cambios climáticos globales.

Palabras de Clevas: Paleoambiente, susceptibilidad magnética, diatomeas, polen y Hidrotermalismo.

Abstract

A study of mineralogical (X ray diffraction), geochemicals (Total Organic Carbon (TOC), Total Inorganic Carbon (TIC) and ^{14}C dating), magnetic (Magnetic susceptibility) and micropaleontological (Diatoms and Pollen fossils) multiproxies in lake sediments obtained from Los Azufres was carried out. Los Azufres lake is located inside in the Acoculco Caldera Complex, in the eastern sector of the Transmexican Volcanic Belt (TVB), Mexico. Five radiocarbon ages were obtained which spans an age range of 1,400 years between 14,290 and 12,890 cal. b. P. Hydrothermal alteration was always present during this period. In the bottom of the record the mineral association was formed of quartz, tridimite, crystoballite, kaolinite, monmorillonite \pm dickite \pm halloysite \pm buddingtonite. Towards the top, montmorillonite disappears from the mineral association and buddingtonite enrichment is observed, suggesting a high concentration of ammonia in the hydrothermal fluids. Total carbon (TC) percentaje was of 1% – 5.5%. The carbon detected at the bottom and top of the deposit is organic, indicating an increase in primary productivity, higher ionic concentration and lower carbonate precipitation. In the middle part of the record, the TOC and TIC values show wide oscillations, caused by changes in the ionic concentration of water. Magnetic susceptibility values of 0.11-0.23 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$ at 1.26 to 2.35 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$ are recorded. Maximum values suggest higher erosion related to an open and disturbed forest. The fossil diatom communities are dominated by the *Eunotia* genus, whose species were; *Eunotia exigua* and *Eunotia septentrionalis*; and by the genus *Pinnularia*; *Pinnularia amabilis*, *Pinnularia laucensis* and *Pinnularia microstauron* var. *rostrata* Four types of vegetation were identified: temperate forest (*Pinus*, *Quercus* and *Alnus*), mesophilic forest (*Betula* and *Liquidámbar*), tropical forest (*Fabaceae* and *Myrthaceae*) and secondary vegetation (*Poaceae*, *Asteraceae*,

Solanaceae and *Cyperaceae*). The diatom analysis indicates warm and acidic conditions in the context of an oligotrophic lake with low average electrolyte content. This lake recorded a change to 12,890 cal. b. P. from warm to cold waters, probably related to hydrothermal activity. While in the vicinity of the lake from 14,290 cal. b. P., cold and humid climatic conditions were recorded, suggested by the development of *Pinus*, *Quercus* and *Alnus* forests. However, towards 12,900 cal. b. P., the climatic conditions become warm and then a tropical forest dominated by *Fabaceae*, and consequently the temperate forest decreased. The above suggests that the climatic variations recorded in Los Azufres may be more related to the geothermal activity of the area with possible regional volcanic influence than with global climate changes.

Capítulo 1. Introducción

Introducción

El lago Los Azufres se ubica dentro de la caldera de Acoculco, en el sector oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Los Azufres, se ha descrito como una de las principales zonas de manifestaciones hidrotermales del complejo caldérico Acoculco. Este lago se ha caracterizado por la ausencia de manifestaciones térmicas superficiales (De la Cruz y Castillo 1986 en: López-Hernández *et al.*, 2009). El agua de este lago ha sido clasificada como tipo sulfatada ácida, formada por la disolución de gases de ácido sulfhídrico (H_2S), cuya temperatura media es de $14^{\circ}C$ (Quinto *et al.*, 1995), se le ha atribuido una fuente magmática.

En Los Azufres afloran sedimentos lacustres derivados de precipitación autigénica y alogénica (derivada de la erosión de productos volcánicos). Los lagos desarrollados en zonas caldéricas funcionan como reservorios potenciales de evidencias volcánicas, tectónicas, climáticas y ambientales, que quedan registradas en sus sedimentos (Last y Smol, 2001). En este sentido, el estudio de los sedimentos lacustres del lago permitirá conocer la evolución climática y ambiental del área a través del tiempo.

A partir de las reconstrucciones paleoambientales se han conocido las condiciones climáticas y ambientales ocurridas durante el período geológico más reciente: el Cuaternario, período caracterizado por grandes oscilaciones climáticas (Bradley, 1999). Diversos registros paleoambientales de las cuencas del centro de México han demostrado niveles lacustres bajos, disminución en la temperatura, cambios en la distribución y en la composición de la vegetación, entre otros eventos, durante el Cuaternario.

En este trabajo se realizó un estudio de multiproxies, que incluye: mineralógicos (Difracción de rayos X), geoquímicos (Contenido de Carbono Orgánico e Inorgánico Total y fechamiento por ^{14}C), magnéticos (Susceptibilidad Magnética) y micropaleontológicos (Diatomeas y Polen), con el objetivo de hacer una reconstrucción paleoambiental del área y conocer la influencia de la actividad geotérmica en los ecosistemas bióticos y abióticos durante la fase final del Pleistoceno tardío. Los resultados de esta investigación contribuirán al conocimiento del cambio climático en México durante el Pleistoceno-Holoceno.



Lago “Los Azufres” en la Caldera de Acoculco, Puebla.

1.2. Justificación

La Caldera de Acoculco ha sido estudiada ampliamente desde el punto de vista geotérmico, en busca de energías renovables y explotables. Actualmente se cuenta con información geológica, geoquímica y geofísica detallada que ha permitido conocer y caracterizar el reservorio geotérmico que alberga. Sin embargo, la información climática y ambiental de la zona es muy escasa. Se conoce que las depresiones lacustres son las zonas de estudio más eficientes para reconstruir las condiciones climáticas y ambientales del pasado (Last y Smol, 2001). En particular, las calderas por su morfología permiten que sean mejor conservados los sedimentos ya que es menor la erosión comparada con zonas con morfologías más planas. Por lo anterior, los sedimentos lacustres de Los Azufres tienen un gran potencial para conocer la variabilidad climática durante el Pleistoceno tardío.

1.3. Hipótesis

El hidrotermalismo del lago Los Azufres, dentro de la Caldera de Acoculco, es el principal responsable de las modificaciones bióticas y abióticas del lago y su entorno al final del Pleistoceno.

1.4. Objetivos

Objetivo General

Determinar las condiciones paleoambientales presentes en el lago Los Azufres durante la fase final del Pleistoceno, mediante un estudio de multiproxies que incluyen marcadores geoquímicos, mineralógicos, magnéticos y micropaleontológicos.

Objetivos particulares

1. Realizar el levantamiento estratigráfico de la columna sedimentaria.
2. Determinar la susceptibilidad magnética de los sedimentos.
3. Identificar las especies mineralógicas de las facies sedimentarias mediante DRX.
4. Determinar la productividad en biomasa en el lago y aporte de minerales o detritos carbonatados, a partir del contenido de Carbono orgánico e inorgánico.
5. Obtener la edad del depósito, a partir de fechamientos radiogénicos por ^{14}C .
6. Identificar las comunidades de diatomeas fósiles para determinar las condiciones ambientales del lago en distintas etapas de su desarrollo.
7. Determinar el tipo de vegetación presente al final del Pleistoceno mediante el uso de polen fósil.

Capítulo 2. Generalidades

2.1. Localización y vías de acceso

La zona de estudio se localiza en el centro-este de México, sobre el límite de los estados Puebla e Hidalgo, en el municipio de Chignahuapan, entre los paralelos $19^{\circ}40'$ y $19^{\circ}59'$ de latitud norte; los meridianos $97^{\circ}57'$ y $98^{\circ}19'$ de longitud oeste, a una altitud entre 1,720 y 3,400 msnm. Colinda al norte con el estado de Hidalgo y el municipio de Zacatlán; al sur con el municipio Ixtacamaxtitlán y los estados Tlaxcala e Hidalgo; al este con los municipios Zacatlán, Aquixtla e Ixtacamaxtitlán; al oeste con el estado de Hidalgo (figura 1).

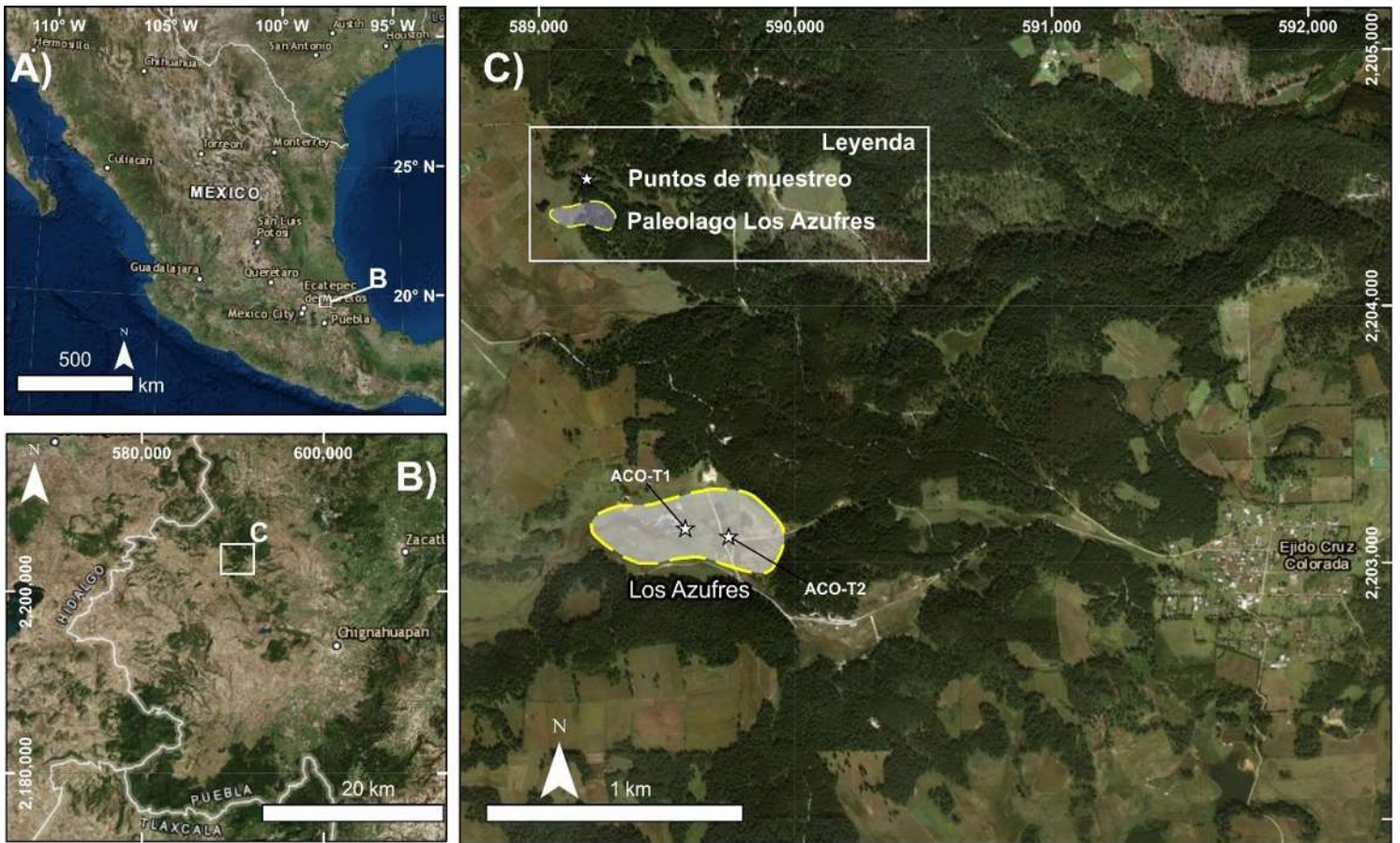


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio. A) Imagen satelital de la República Mexicana, B) localización en el límite de los estados Puebla e Hidalgo y C) ubicación del lago Los Azufres.

2.2. Fisiografía

El área de estudio se localiza dentro de la provincia fisiográfica Cinturón Volcánico Transmexicano y de la subprovincia de Lagos y Volcanes de Anáhuac. En el municipio de Chignahuapan se reconocen las siguientes morfologías: a) un sistema lomeríos de tobas con llanuras (42%), b) lomerío de tobas sin llanuras (16%), c) llanura con lomerío de piso rocoso o cementado (12%), y d) sierras volcánicas de laderas escarpadas (30%) (CONAFOR, 2014).

2.3. Hidrografía

El municipio de Chignahuapan abarca tres regiones hidrológicas; Tuxpan–Nautla (76%), Pánuco (22%) y Balsas (2%). La zona de estudio se ubica en la porción Nororiental de la cuenca del Río Tecolutla y en la Subcuenca del Río Laxaxalpan. Los cuerpos de agua principales son las presas Ajolotla, Cuauteloluclo y La Joya. Las corrientes de agua perennes principales son los ríos Agrio, Atotonilco, San Pedro, El Tepozán y Ahualtongo. Las corrientes de agua intermitentes principales son los ríos San Lorenzo y Río Seco (CONAFOR, 2014).

2.4. Clima y vegetación

En la región de Chignahuapan domina un clima Templado subhúmedo con lluvias en verano, de humedad media (85%) y un bajo dominio de clima semifrío subhúmedo con lluvias en verano (5%). La temperatura de la región tiene un promedio anual de entre 10-16° C y un rango de precipitación entre 600-900 mm. La vegetación dominante es el bosque de pino donde el género predominante es *Pinus* spp. Algunas de las especies más destacadas son: *Pinus ayacahuite* var. *veitchii*, *P. leiophylla*, *P. moctezumae*, *P. patula*, *P. pseudostrobus* (dos subespecies), *P. rudis*, y *P. teocote*. Esta vegetación aparece en altitudes superiores a los

2,200 metros sobre el nivel del mar. De la misma manera una gran parte del área de estudio está formada de vegetación secundaria entre las que puede haber pastizales, matorrales y acahual (figura 2) (CONAFOR, 2014).

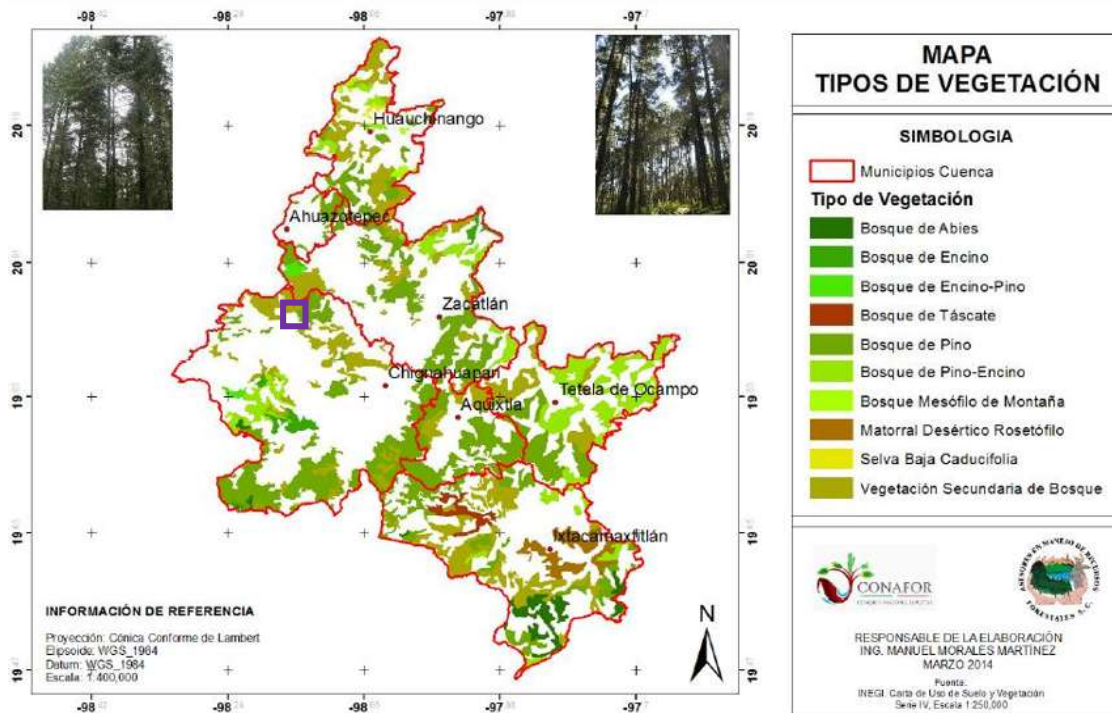


Figura 2. Mapa de tipos de vegetación del municipio de Chignahuapan. En el recuadro morado se ubica la zona de estudio (Tomado de CONAFOR, 2014).

2.5. Marco geológico

La zona de estudio se localiza dentro del complejo calderico Acoculco, en la porción oriental del CVTM. Este arco de edad Neógeno es producto de la subducción de las placas Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamericana, a lo largo de la trinchera de Acapulco. Se caracteriza por una amplia variación en composición química y estilo volcánico y suele ser dividido en tres sectores (figura 3): occidental, central y oriental (Mooser, 1972; Demant 1978; Verma, 1987; Ferrari 2000; Ferrari *et al.* 2012). La caldera de Acoculco se localiza en el sector oriental del CVTM.

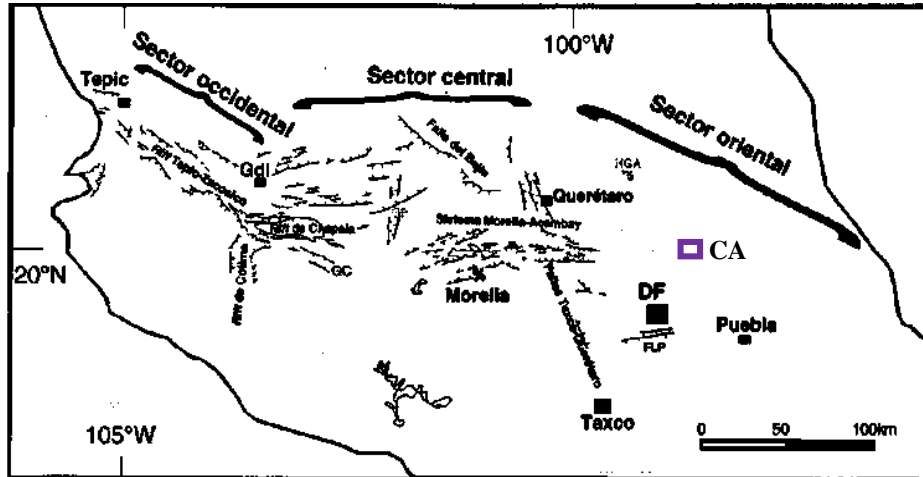


Figura 3. División del Cinturón Volcánico Transmexicano en los sectores occidental, central y oriental. GC=Graben de Cotija; GP= Graben de Penjamillo; HGA= Semigraben de Aljibes; FLP= Falla de la Pera. Nótense los principales sistemas de fallas. En el recuadro morado se ubica la caldera Acoculco (CA). (Mapa tomado de Ferrari, 2000).

López *et al.* (2009), proponen que la Caldera de Acoculco pertenece a un complejo volcánico conocido como Tulancingo-Acoculco de edad Plioceno-Pleistoceno, al que consideran como uno de los más importantes del CVTM. Estos autores sugieren dos ciclos volcánicos importantes del complejo Tulancingo-Acoculco: el más antiguo denominado Tulancingo de edad Plioceno medio y el más reciente de edad Pleistoceno, cuyo resultado fue la formación de la Caldera Acoculco, de forma semicircular y con 18 km de diámetro. El complejo volcánico Tulancingo-Acoculco está rodeado por depósitos volcánicos que difieren en edad. Al sur afloran domos, estratovolcanes y algunos conos de ceniza; pertenecientes al Campo Volcánico Tezontepec-Apan de edad Mioceno (García-Palomo *et al.*, 2002). Al NE aflora una gruesa secuencia sedimentaria que forma parte de la Sierra Madre Oriental, y sobre la cual se emplazaron los depósitos volcánicos. El resto del área está constituida por amplias mesetas de lavas basáltica-andesíticas de edad Plioceno, algunos volcanes escudo y un lineamiento de conos monogenéticos con dirección preferencial NE-SW, que constituyen las

rocas volcánicas más jóvenes de la región y que continuaron formándose en el Cuaternario (López *et al.*, 2009).

Avellán *et al.* (2018), cartografiaron un total de 40 unidades litoestratigráficas, 31 de ellas pertenecientes al Complejo Caldérico Acoculco. Dichas unidades las agruparon según cuatro fases de formación de la caldera: pre-caldera, syn-caldera, post-caldera temprana y post-caldera tardía (figura 4). Estas sucesiones se describen a continuación.

Fase pre-caldera. Conformada por una secuencia de lavas y domos dacíticos, pertenecientes a las formaciones de la caldera Peñuela y Terrerillos de 12.7 ± 0.6 y 3.0 ± 0.4 Ma respectivamente, ubicadas al sur de la caldera. Al norte afloran las lavas de domos andesíticos de El Puente.

Fase syn-caldera. Dominada por la ignimbrita andesítica Acoculco de edad $2,731.8 \pm 185$ ka, cuya erupción dio origen a la caldera. Aflora al norte, oeste y sur de la caldera. Dentro de la caldera, se ubicó una secuencia de sedimentos lacustres que cubren a la ignimbrita Acoculco, en los sectores norte, sur y suroeste. Las secuencias lacustres consisten de una alternancia de laminaciones arcillosas blancas y capas volcaniclásticas de color gris oscuro.

Fase post-caldera temprana. Consiste de lavas basáltico-andesíticas, riolíticas y traquiandesíticas, así como la ocurrencia de un domo traquiandesítico. Al norte predominan las secuencias basáltico-andesíticas de Huistongo y El Águila de ~ 2.7 Ma y 2441 ± 234 ka respectivamente, y los flujos de lava riolítica de Sayula. Hacia el sur y suroeste de la caldera afloran las lavas traquiandesíticas de El Viejo y Manzanito, al sureste de las anteriores se encuentra el domo traquiandesítico Ajolotla.

Fase post-caldera tardía. Constituye el mayor volumen de lavas. Esta sucesión está conformada por 21 unidades litoestratigráficas. En el límite sur de la caldera afloran las unidades más antiguas, constituidas por lavas y domos andesíticos y riolíticos pertenecientes a las secuencias de La Colorada (2027 ± 40 ka), Altamira, Los Terrerillos y Cuautelolulco (1600 ± 200 ka). En el centro, norte y oeste de la caldera, dominan secuencias de lavas y domos de composición riolítica, que conforman las unidades de Pedernal (1600 ± 100 ka), La Lobera (1700 ± 400 ka) y La Pintada (1400 ± 200 ka), respectivamente. Hacia el exterior de la caldera; en la parte oeste aflora el domo riolítico coulée Amolo, al norte los domos riolíticos coulée La Chica, Ahuacatla y Togo. Estas unidades cubren las lavas de domos andesíticos de El Puente. Posteriormente en el borde norte de la caldera se encuentran los domos riolíticos de Las Canoas (1300 ± 600 ka) y de El Arco en el borde sur. Los márgenes de la caldera están dominados principalmente por lavas, coladas, piroclastos, domos coulée e ignimbritas de composición riolítica que afloran al este, norte, oeste, sureste, noroeste y suroeste, corresponden a las unidades de Las Encimadas (1300 ± 200 ka), Las Cabezas (1274 ± 27 ka), Ailitla, El Maguey, La Minilla y Tecoloquillo (0.8 ± 0.1 Ma). En el borde sureste de la caldera, afloran las secuencias más jóvenes que corresponden a las lavas basálticas traquiandesíticas de la Paila, y el cono de lava andesita basáltica Tulimán (63 ± 9 ka).

La geometría de caldera propuesta por Avellán *et al.* (2018), difiere de la considerada tradicionalmente por López-Hernández (2009), sin embargo, estos autores no encontraron evidencias de una estructura caldérica mayor conocida como Caldera Tulancingo propuesta anteriormente por López- Hernández (2009).

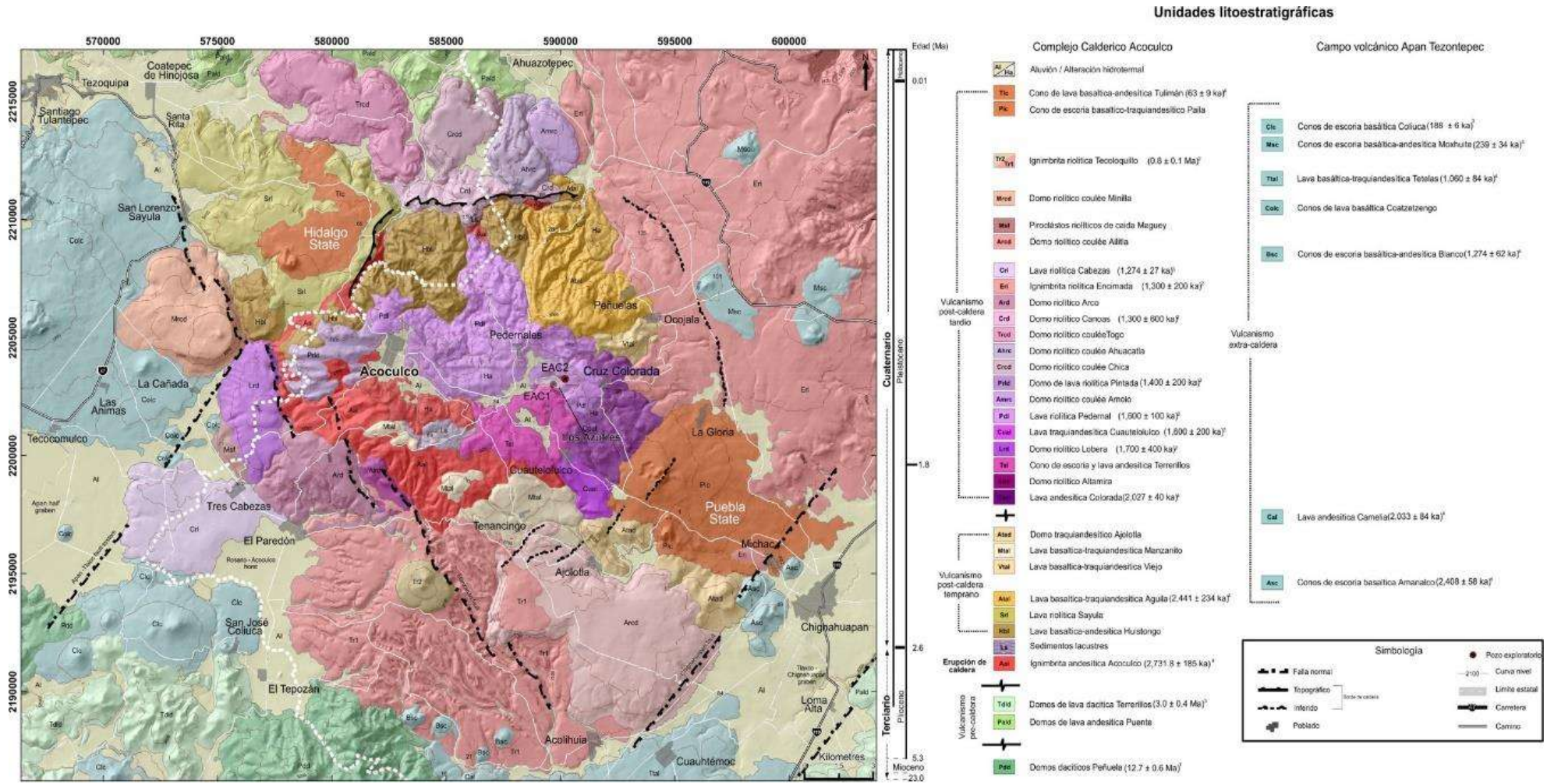


Figura 4. Plano geológico del Complejo Calderico Acoaculco. (Tomado de Avellán *et al.*, 2018).

Capítulo 3. Marco Teórico

3.1. Historia climática del Cuaternario

La historia climática de la Tierra durante el Cuaternario estuvo representada por un gran número de oscilaciones climáticas (Bradley, 1999). Este período generalmente se caracteriza por una serie de glaciaciones o edades de hielo intercaladas con intervalos interglaciares relativamente cálidos (Elías, 2013). Estos eventos han sido reconstruidos a partir de registros climáticos antiguos obtenidos por medio de diversos proxies, tales como, los registros geoquímicos de núcleos de hielo (Svensson *et al.*, 2008) y registros de fósiles terrestres y oceánicos (Bradbury, 1989; Elías, 2013). El período Cuaternario se divide en dos épocas: el Pleistoceno y el Holoceno.

Hace aproximadamente 115,000 cal a. P., la temperatura global disminuyó paulatinamente, produciendo un aumento en la vegetación de tundra en el Hemisferio Norte. Este evento es conocido como Último Glacial (Sánchez Goñi *et al.*, 2005), que, además, está caracterizado por oscilaciones climáticas de periodicidad irregular (entre 73,500 y 14,700 cal a. P.), como los ciclos Dansgaard-Oeschger (Dansgaard *et al.*, 1985) registrados en un núcleo de hielo de Groenlandia, relacionados a un calentamiento abrupto y un enfriamiento posterior; y fases frías de corta duración asociadas a depósitos de detritos con hielo en el Atlántico Norte, denominadas Estadios Heinrich (Heinrich, 1988). Los rastros de estos dos eventos climáticos se registran en una variedad de registros marinos y terrestres en todo el mundo (Sanchez Goñi and Harrinson, S. P., 2010).

Entre 28,000 y 18,000 cal a. P., las temperaturas globales se volvieron extremadamente frías y secas, cuando el volumen de hielo global alcanzó su máximo, período

conocido como Último Máximo Glacial. Las concentraciones de gas invernadero eran más bajas que hoy en día y la vegetación terrestre y superficie de la Tierra eran significativamente diferentes a las de hoy (Bartlein *et al.*, 2010). Entre 14,900 y 12,900 cal a. P., la temperatura global aumentó unos 10°C, período conocido como interstadial Bolling-Allerod (Steffensen *et al.*, 2008). Durante este período el planeta sufrió la deglaciación de grandes mantos de hielo, como la fusión del manto Laurentino en Canadá, y la consecuente formación del Lago Agassiz (Broecker, 1989). Eventualmente la temperatura terrestre bajó bruscamente, entre 12,900 y 11,700 cal a. P., período conocido como Younger Dryas, cuyo nombre deriva de *Dryas octopetala* una planta tolerante al frío, que prevaleció en ese entonces en algunas regiones europeas. Este enfriamiento ha sido relacionado con la extinción de la megafauna del Pleistoceno y el declive de la cultura Clovis en América del Norte (Firestone *et al.*, 2007).

Durante el Holoceno, terminó la última glaciación del Cuaternario. Este período también es conocido como postglacial y está caracterizado por fluctuaciones climáticas responsables del establecimiento del clima actual en algunas regiones del planeta (Stokes *et al.*, 2016).

3.2. Evidencias climáticas en el centro de México durante el Pleistoceno–Holoceno.

Las secuencias lacustres del centro de México han sido ampliamente estudiadas para obtener información climática de la transición Pleistoceno-Holoceno. Los lagos más importantes están localizados en el CVTM. El volcanismo de la región es un factor que a menudo altera o cubre los registros climáticos de los sedimentos (Ortega *et al.*, 2010). A pesar de lo anterior, ha sido posible la obtención de varios registros climáticos del centro de México, donde las zonas más estudiadas son el centro del país, específicamente la Cuenca de México y la región del Lago de Pátzcuaro, en Michoacán (Bradbury, 1989). Ambas fueron

el foco del gran desarrollo de antiguas civilizaciones en México durante el Holoceno tardío. En particular, Pátzcuaro es uno de los sitios más reconocidos en el centro occidente del país por su desarrollo prehispánico (Fisher *et al.*, 1999).

El clima del Cuaternario en el centro de México está fuertemente influenciado por periodos de glaciaciones documentados en zonas montañosas como, el volcán Iztaccíhuatl y la Sierra de Ajusco (White, 1962; White *et al.*, 1990), los volcanes La Malinche, Popocatepetl (Heine, 1984, 1988) y Táyotl (Vázquez-Selem, 1989), que ocurrieron entre 36,000 y 30,000 cal a. P., 13,000 y 11,000 cal a. P., y 2 000 cal a. P. Para las zonas de Iztaccíhuatl, el Nevado de Toluca y la Malinche se han identificado edades de morrenas de 40,000; 24,000; 17,000 y 11,000 cal a. P. (Vázquez-Selem y Heine, 2004). También se han reportado periodos de glaciación entre 27,000 y 25,000 cal a. P., en la Sierra de Ajusco (White, 1986). Estas glaciaciones comprenden el período del Último Máximo Glacial (entre 28,000 y 18, 000 cal a. P.), así como el estadio Younger Dryas (12,900 y 11,700 cal a. P.).

Durante el Último Máximo Glacial, se han registrado condiciones climáticas secas en las regiones de Tlapacoya, Zacapu y Cuitzeo (González-Quintero, 1986; Metcalfe *et al.*, 2000; Ortega *et al.*, 2002; Israde-Alcántara *et al.*, 2010), mientras que para la región de Pátzcuaro y Rincón de Parangueo se han reportado condiciones húmedas (Bradbury, 2000; Domínguez-Vázquez *et al.*, 2018). La mayoría de los registros paleoclimáticos en los lagos del centro de México sugieren condiciones de bajos niveles de agua durante el Pleistoceno tardío (Lerma y Chalco, en Caballero-Miranda, 1997; Texcoco y Chalco, en Lozano-García y Ortega, 1998; Zacapu, en Ortega *et al.*, 2002; Zirahuén, en Ortega *et al.*, 2010), con base en estudios de polen, diatomeas, técnicas de magnetismo ambiental y geoquímica. En las regiones de Zirahuén, Cuitzeo, Texcoco y Tecocomulco se han reportado *hiatus*

sedimentarios en el Pleistoceno tardío (Caballero-Miranda *et al.*, 1999). Esto coincide con las interpretaciones que indican condiciones climáticas secas y niveles de lago bajos, que permitieron la erosión de sedimentos lacustres durante la transición Pleistoceno-Holoceno (Ortega *et al.*, 2010).

A partir de 12,000 cal a. P., diversos autores han reportado condiciones climáticas más húmedas y temperaturas más bajas (Lago Chalco y Chapultepec, en Bradbury, 1989; Tlapacoya, en González-Quintero, 1986; Texcoco, en Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997). Sin embargo, en Cuitzeo, Pátzcuaro y Zacapu, las condiciones climáticas continuaron áridas y con niveles de agua bajos durante el Holoceno, alrededor de 5,000 cal a. P. (Velázquez *et al.*, 2000; Watts y Bradbury, 1982; Ortega *et al.*, 2002). Al oeste del centro de México se han reportado condiciones climáticas húmedas para Cuitzeo entre 4,000 y 2,000 cal a. P. (Israde-Alcántara *et al.*, 2002), así como en el lago Santa María del Oro en Nayarit, el cual cambió a condiciones relativamente más secas, durante los últimos 1,300 años (Vázquez-Castro, 2004).

Entre 6,000 y 3,000 cal a. P. se han registrado actividades humanas para el centro de México. En la Cuenca de México a 6,000 cal a. P., (Lozano-García y Ortega Guerrero, 1994); en Chalco a 5,000 cal a. P., (Niederberger, 1987); y en Zirahuén, hace 2,500 cal a. P. (Oliveros, 1975). Actividades humanas como la deforestación, que están relacionadas a una importante reducción de bosques y a la perturbación el registro polínico (Caballero *et al.*, 2010).

La vegetación en el centro de México durante el Pleistoceno y el Holoceno ha registrado variaciones relacionadas a los eventos de cambios climáticos. En las zonas montañosas más altas la vegetación fue más variable durante el Pleistoceno que durante el

Holoceno, mientras que en las zonas más bajas la vegetación tuvo más variedad durante el Holoceno (Caballero-Rodríguez *et al.*, 2018). Se ha reportado que estas variaciones biológicas están fuertemente controladas por los eventos climáticos más importantes como los estadios Heinrich y el Younger Dryas. Sin embargo, en las regiones más elevadas no se ha reconocido este patrón sistemático (Correa-Metrio *et al.*, 2012; Caballero-Rodríguez *et al.*, 2017).

Capítulo 4. Metodología

4.1. Trabajo de campo

Se realizaron dos salidas a la Caldera de Acoculco. La primera para reconocimiento del área y propuesta del muestreo; la segunda para realizar el muestreo correspondiente. El área de estudio se ubicó en las coordenadas UTM 14Q 58 9571, 22 03138 a 2830 msnm, cerca del primer pozo de exploración EAC-1 (por CFE en 1992).

El trabajo consistió en un muestreo de sedimentos lacustres mediante apertura de trincheras. Se realizaron dos trincheras con pico y pala; una de 160 cm (ACO-T1) y otra de 145 cm (ACO-T2). En las trincheras se realizó una descripción estratigráfica, se tomaron fotografías de la columna sedimentaria y se realizó un muestreo sistemático de acuerdo a los análisis propuestos (figura 5).



Figura 5. Obtención de columna estratigráfica ACO-T1 y muestreo en el lago Los Azufres, Caldera de Acoculco, Puebla.

Para el análisis granulométrico se muestrearon 16 cambios de facies; para el análisis de Coulometría de carbón y análisis polínico se tomaron 31 muestras en intervalos de cada 5 cm; mientras que para el análisis de diatomeas se obtuvieron 16 muestras en intervalos de

cada 10 cm; el análisis mineralógico en particular la Difracción de rayos X se llevó a cabo en 16 muestras, correspondientes a los cambios de facies.

Los sedimentario se colocaron en bolsas herméticas para evitar contaminación, previamente etiquetadas, y se conservaron húmedas para realizar los estudios pertinentes que incluyen: determinación de color de acuerdo al código Munsell, contenido de carbonatos y materia orgánica, llevado a cabo aplicando ácido clorhídrico (HCl) y peróxido de hidrógeno (H_2O_2), respectivamente (figura 6).

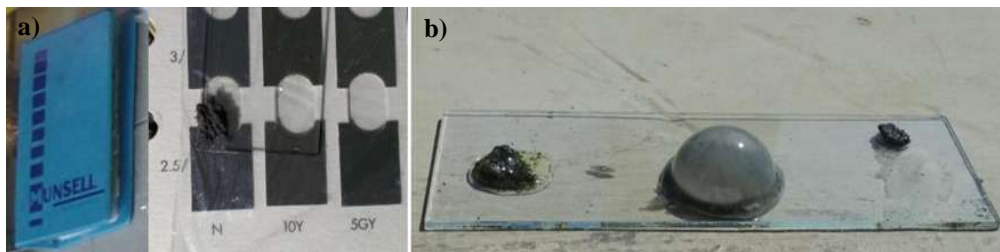


Figura 6. a) Código de color Munsell. b) Reacción de una muestra de sedimentos al agregarle ácido clorhídrico (HCl) (izquierda) y peróxido de hidrógeno (H_2O_2) (derecha).

4.2. Trabajo de laboratorio

Se eligió el material sedimentario de la primera columna obtenida, con clave ACO-T1 para realizar todos los análisis propuestos, debido a que se encuentra en el centro del lago y alcanza mayor profundidad. La preparación de muestras y los análisis correspondientes se realizaron en el Laboratorio del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo; en el laboratorio del Instituto en Investigaciones Ecosistémicas y Sustentabilidad, UNAM campus Morelia y en el Laboratorio de Estudios Paleoclimáticos y Paleoambientales, ENES-UNAM campus Morelia.

4.2.1. Análisis granulométrico y micropartículas.

Este análisis se realizó en dos etapas; la primera mediante tamizado en húmedo y la segunda mediante un microanalizador electrónico (figura 7). Ambos métodos tienen la finalidad de conocer el tamaño, distribución y porcentaje relativo de abundancia de las partículas que conforman un material particulado, en este caso, sedimentos lacustres. Los tamaños de partículas han sido establecidos de acuerdo a Wentworth (1922), en unidades Phi (ϕ). Un procedimiento más detallado se adjunta en Anexo 1.

Tamizado en húmedo

Se eligió este método para separar completamente los materiales, ya que se componen principalmente de partículas finas (observación en campo y prueba al tacto). Se utilizó un juego de tamices de acero con numeración 6, 10, 16, 30 que corresponde a tamaños de apertura de malla. El método consiste en hacer pasar el material disgregado en agua potable, previamente pesado, a través de tamices apilados y ordenados por el tamaño de apertura de malla. El material se retira de las mallas, se seca y se pesa. Se utilizó para determinar partículas con un rango de tamaños de arenas gruesas a gránulos.

Analizador electrónico de micropartículas

Este analizador detecta tamaños de partículas iguales e inferiores a limo grueso (4 Phi,). Se utiliza una pequeña cantidad de material residual, aquel que pasó la malla N°30, el cual se hace pasar por un conducto del analizador. La muestra es intersectada por un haz de luz que reconoce el tamaño de partículas y envía la señal a un sistema de cómputo. Se detectaron partículas con un rango de tamaños de arcillas a limos.



Figura 7. a) Juego de tamices de acero inoxidable. b) Analizador electrónico de micropartículas.

4.2.2. Análisis radiométrico por ^{14}C

Con el objetivo de establecer una escala de tiempo para la columna sedimentaria se realizaron cinco fechamientos por ^{14}C . Estos análisis se llevaron a cabo en el laboratorio Beta Analytic de la Universidad de Branch, Florida. Las muestras se extrajeron de las facies con alto contenido de fragmentos de carbón, observado en campo. Se tomó una muestra especial a la base de posibles Estructuras de Deformación de Sedimentos Blandos (SSDS, por sus siglas en inglés), observadas entre 40 cm y 20 cm de profundidad. Este resultaría una aportación importante para indicar posibles eventos sísmicos, u otras evidencias de deformación.

4.2.3. Análisis mineralógicos y geoquímicos

4.2.3.1. Difracción de rayos X

Permite conocer la cristaloquímica de minerales, compuestos orgánicos, inorgánicos, organometálicos, etc. Además, identifica y determina, a veces cuantitativamente, las fases minerales en diferentes sustancias y formaciones naturales (Ostrooumov, 2009). Este análisis se realizó mediante el método de polvos o método de Debye-Schere, que se basa en la difracción de un haz de rayos X sobre una sustancia, arrojando un valor de distancia

interplanar correspondiente a una estructura cristalina. El resultado es un difractograma o diagrama de polvo.

Se analizaron 16 muestras secas, trituradas y homogeneizadas a mano en un mortero de ágata (el tamaño de partículas no debe ser mayor a 40 μm). Las muestras fueron corridas en un difractómetro de rayos X modelo D8 ADVANCE DAVINCI; el equipo se encuentra en el laboratorio del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH (figura 8).



Figura 8. Difractómetro de rayos X modelo D8 ADVANCE DAVINCI

4.2.3.2. Coulometría de carbono

El carbono en sedimentos se compone de formas orgánicas e inorgánicas. El carbono orgánico deriva principalmente de la descomposición de plantas, mientras que el carbono inorgánico generalmente se presenta como minerales de carbonato. Niveles orgánicos representan la productividad en biomasa (Martínez y Robinson, 2010; Choudhary *et al.*, 2009). En tanto, hacia la cuenca pueden ser acarreados minerales carbonatados resultados de la meteorización de rocas preexistentes (Hauck *et al.*, 2012), o pueden precipitar debido al exceso de disolución y/o concentración. Sin embargo, ambas formas de carbono pueden provenir de actividades biológicas internas y/o ser transportadas a la cuenca desde el exterior.

En el laboratorio la determinación de carbono (C) en sus diferentes formas (CT, COD, CI) se determina por Coulometría.

El funcionamiento del Coulometro es el siguiente: La celda del Coulometro contiene una solución de monohetanolamina y un indicador de pH colorimétrico. Un cátodo de platino y un ánodo de plata ensamblados en la celda entre una fuente de luz y el fotodetector del Coulometro. Cuando la muestra se calcina, se genera CO_2 que pasa a la celda y (es cuantitativamente absorbido), reacciona con la monohetanolamina para formar un ácido indicador titulable (de color claro). Esta reacción provoca un cambio de color de la solución de la celda y el fotodetector lo registra como un porcentaje de transmitancia (cambios en el %T original), como el %T se incrementa, la corriente de titulación es activada automáticamente para generar electro-químicamente una base a una velocidad proporcional al %T registrada por el cambio de color (aproximadamente $1500 \mu\text{g}$ carbón /minuto). Cuando la solución retorna a su color original (%T original o retorno al color original de la solución), la corriente se detiene y es continuamente medida e integrada a las unidades seleccionadas en el equipo (mg/g, $\mu\text{g/g}$, etc.). El modelo CM5012 se basa en el principio de la ley de Miguel Faraday, donde un Faraday de electricidad es igual a la alteración de GEU (gramo equivalente peso) de una sustancia durante la electrolisis. Es decir, la cantidad de material transformado (en este caso C) en cada electrodo es proporcional a la cantidad de electricidad transferida mediante el electrolito (en este caso yoduro de potasio (KI) de la solución cátodo); y que el peso de los elementos transformados es proporcional a los pesos equivalentes de los elementos (los pesos atómicos de los elementos divididos por sus valencias). En el Coulometro cada Faraday de electricidad expedida es equivalente a un GEU de CO_2 titulado. En otras palabras, la electricidad generada durante la electrolisis es igual a la alteración de

un GEU (gramo equivalente peso) de una sustancia durante la reacción electroquímica (generación de una corriente eléctrica provocada por una reacción química) (Manual de operación CM5200 Autosampler/Furnace 8/98).

La técnica consiste básicamente en tres pasos: 1) Se muele el sedimento previamente seco y tamizado en un mortero de ágata para evitar contaminación. 2) Se pesan entre 0.010 a 0.015 g de suelo o < de 0.010 g para mantillo, dependiendo de su contenido de materia orgánica del sedimento (MOS). 3) Se siguen los procedimientos del Analizador CM5012, marca UIC. Para la medición de CI se usa ácido sulfúrico, nitrato de plata para oxidar la muestra.

Para el caso de material vegetal se muele y se homogeneiza. Posteriormente se pesan entre 0.005 a 0.009 g de material y se siguen los procedimientos del TOC.

Cálculos $CO = CT - CI$ o bien el $CT = CI + CO$



Figura 9. Coulómetro marca UIC, modelo CM5012. Ubicado en el área de Química Analítica y Metabolómica (QUAM) del Instituto de Investigaciones en Ecosistemas y Sustentabilidad.

4.2.4. Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética, es una técnica del Magnetismo Ambiental, que en conjunto con otros análisis permite conocer cambios climáticos y ambientales en el pasado. Detecta los minerales que se encuentran en los suelos, las rocas, los polvos y los sedimentos. Mediante la medición de la magnetización de un material es posible identificar los minerales que contienen hierro, calcular la concentración o volumen total con alta resolución, clasificar diferentes tipos de materiales e identificar los procesos de su formación o transporte. Es una técnica muy simple y conveniente, es rápida, segura y no destructiva (Dearing, 1999).

Dearing (1999), menciona que todos los minerales y materiales existentes en la naturaleza responden de manera diferente a un campo magnético y su magnetización es distinta. A esta reacción le llama “comportamiento magnético”. Este comportamiento se debe a la configuración e interacción de todos los movimientos de los electrones de cada átomo que conforma a una molécula de un material. Particularmente, la forma en que se alinean los movimientos de los diferentes electrones determina la energía magnética total o el momento del átomo. Cada átomo tiene diferente número de electrones y tipos de movimientos, de modo que el tipo general de comportamiento magnético de un material se define por la configuración e interacciones de todos los movimientos de electrones en todos los átomos.

Existen cinco tipos de comportamiento magnético: *Ferromagnético*: este incluye sustancias más altamente magnéticas como el hierro puro. Aquí los momentos magnéticos están altamente ordenados y alineados en la misma dirección; *Ferrimagnético*: incluye magnetita y algunos otros minerales que contienen hierro. Los momentos magnéticos están fuertemente alineados, pero existen aproximadamente dos conjuntos de fuerzas opuestas pero desiguales controladas por la estructura cristalina de ciertos minerales; *Antiferromagnético*:

para los cuales los momentos magnéticos están bien alineados pero opuestos y las fuerzas prácticamente se anulan entre sí; *Paramagnéticos*: existe una gran cantidad de minerales con este comportamiento como biotita y pirita. Los momentos magnéticos se alinean solo en presencia de un campo magnético, y surgen principalmente de la presencia de iones de hierro y manganeso. Finalmente, *Diamagnético*: incluye muchos minerales que no contienen hierro como el cuarzo y el carbonato de calcio, la materia orgánica y el agua. Aquí el campo magnético interactúa con el movimiento orbital de los electrones para producir valores débiles y negativos de susceptibilidad magnética.

La susceptibilidad magnética de un material ambiental es la suma de todas las susceptibilidades magnéticas de los componentes ferrimagnéticos, antiferrimagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos (Dearing, 1999).

Para este análisis se procesaron un total de 32 muestras, obtenidas en intervalos de 5cm. Cada muestra se secó, trituró y homogeneizó en un mortero de ágata (para evitar contaminación). El material se colocó en cubos de polietileno con capacidad de 8 cm³ (figura 10). Se utilizó un susceptibilímetro Bartington (modelo MFK1-FA), en una frecuencia (976 Hz) y una intensidad de campo de 200 A.



Figura 10. Preparación de muestras para análisis de susceptibilidad magnética. Trituración, homogeneización y llenado de cubos con capacidad de 8 cm³.

4.2.5. Análisis micropaleontológicos

4.2.5.1. Diatomeas

Las diatomeas (Bacillariophyceae), son algas microscópicas unicelulares que poseen un esqueleto de sílice, al morir y precipitar al fondo de los cuerpos de agua se preserva la sílice por millones de años. Dada su alta diversidad y condiciones específicas de vida son indicadores de las condiciones fisicoquímicas del hábitat en el que murieron. Estas condiciones incluyen: pH, energía de corriente, profundidad, temperatura, turbidez, salinidad y son potenciales para indicar grado de contaminación de ambientes lóticos y lénticos. Su conservación como fósiles a través del tiempo es de gran utilidad para realizar reconstrucciones paleoambientales (Metzeltin y García-Rodríguez, 2012).

Para este análisis, primero se realizó un frotis que consiste en observar material (diluido en agua), en microscopio óptico para discriminar muestras sin contenido de microorganismos y no procesarlas. Se procesaron un total de 16 muestras de sedimentos.

Se procesó 1 gr de muestra mediante la técnica implementada por Israde (1995), que consiste en la digestión de la muestra en 150 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 30% a temperaturas menores a 100 °C. Posteriormente se realizaron dos enjuagues y después de la decantación del líquido se procesó el material digerido con 150 ml de Peróxido de hidrógeno (H₂O₂) al 30%, calentando hasta lograr la completa digestión de la muestra. Una vez que se eliminaron en la muestra los carbonatos y materia orgánica adherida, se realizaron sucesivamente siete enjuagues y decantaciones agregando agua destilada hasta obtener un pH neutro de la solución. Se procedió al montaje, colocando una alícuota de 3 microlitros de la preparación en cubreobjetos, dejándola secar unas horas y después se fijó a un portaobjetos

con Nafrax (resina con alto índice de refracción, ZRAX R.I-1.7+), presionando la muestra aún caliente para que se pudiesen colocar las diatomeas en posición planar (figura 11). Un procedimiento más detallado se adjunta en Anexo 1.

La observación de laminillas se realizó en un microscopio óptico Olympus BX50 a 1000 X de magnificación total. Se contaron un total de 250 valvas. El conteo de diatomeas se realizó en transectos a lo largo del cubreobjetos. Para la identificación taxonómica se tomó en cuenta la forma de la valva, largo, ancho, número de estrías en 10 micras, fíbulas y rafe. Para la clasificación y listado taxonómico se utilizó bibliografía especializada como: Krammer & Lange-Bertalot, 1991; Metzeltin-García-Rodríguez, 2012; Lange-Bertalot, 1999.

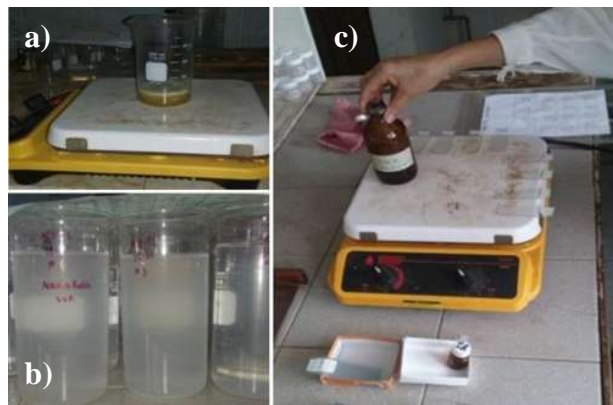


Figura 11. a) Lavado de muestras utilizando ácido clorhídrico (HCl) al 30% y peróxido de hidrógeno (H_2O_2) al 30%, a temperatura menor a 100 °C, b) enjuague de las muestras, y c) montaje.

4.2.5.2. Polen

El estudio del polen fósil permite conocer en sí la historia de la vegetación en una zona, como se distribuían los ecosistemas antiguos, como eran los climas antiguos y cambios por procesos naturales o humanos, etc. Es un método empleado por una serie de disciplinas relacionadas con el medio ambiente, lo que lo convierte en una herramienta científica ambiental más diversa y más amplia. Es posible conocer cambios climáticos y el efecto que estos tienen sobre la vida vegetal. Árboles, flores, pastos, musgos, líquenes e incluso hongos tienen las condiciones ambientales adecuadas para existir, en consecuencia, un cambio en esas condiciones llevará a la flora a no sobrevivir por mucho tiempo. Esto permite conocer cambios climáticos en varias escalas de espacio y tiempo (Bartlein *et al.*, 1986).

Se procesó un total de 31 muestras mediante la técnica de acetólisis de Erdtman (1952) que consiste en hervir la muestra en una serie de ácidos y bases: ácido clorhídrico (HCl); hidróxido de potasio (KOH); ácido fluorhídrico (HF) y solución Acetolítica. Un procedimiento más detallado se adjunta en Anexo 1.

La observación de laminillas se realizó en un microscopio óptico Olympus BX50 a 1000 X de magnificación total. Se contaron un total de 500 palinomorfos (incluidos, polen y esporas,) (figura 12). El conteo se realizó en transectos a lo largo del cubreobjetos. Para la identificación se utilizó la colección palinológica de la facultad de biología.

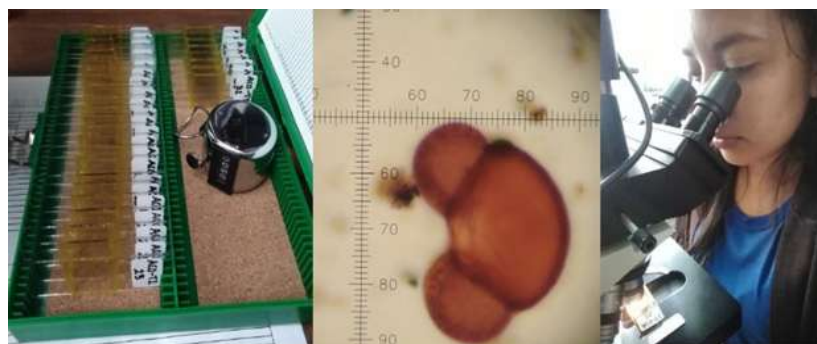


Figura 12. Identificación y conteo de palinomorfos.

4.3. Trabajo de gabinete

Se realizó un amplio análisis bibliográfico para saber el estado de conocimiento del cambio climático y ambiental en México y en diversas partes del mundo. También se analizó la información disponible del área de estudio.

Se investigó la función de las técnicas analíticas propuestas, para interpretar adecuadamente de los resultados e integrarlos en una discusión y conclusión, confiables.

Los resultados obtenidos de cada análisis se procesaron en Excel, en donde se elaboraron gráficas y tablas de resultados. Se usó el programa Tilia para graficar la información micropaleontológica, específicamente el conteo de palinomorfos y diatomeas fósiles.

La elaboración de figuras y mapas se realizó con un editor de dibujo de Corel Draw y ArcMap, respectivamente. Finalmente, la redacción de la tesis se realizó mediante la paquetería de Microsoft Office.

Capítulo 5. Resultados

Se obtuvieron dos columnas: ACO-T1 y ACO-T2. La primera está compuesta por sedimentos lacustres. Mientras que la segunda está conformada por 90 cm de suelo y 55 cm de sedimentos. Ambas columnas se correlacionan litológicamente (figura 13).

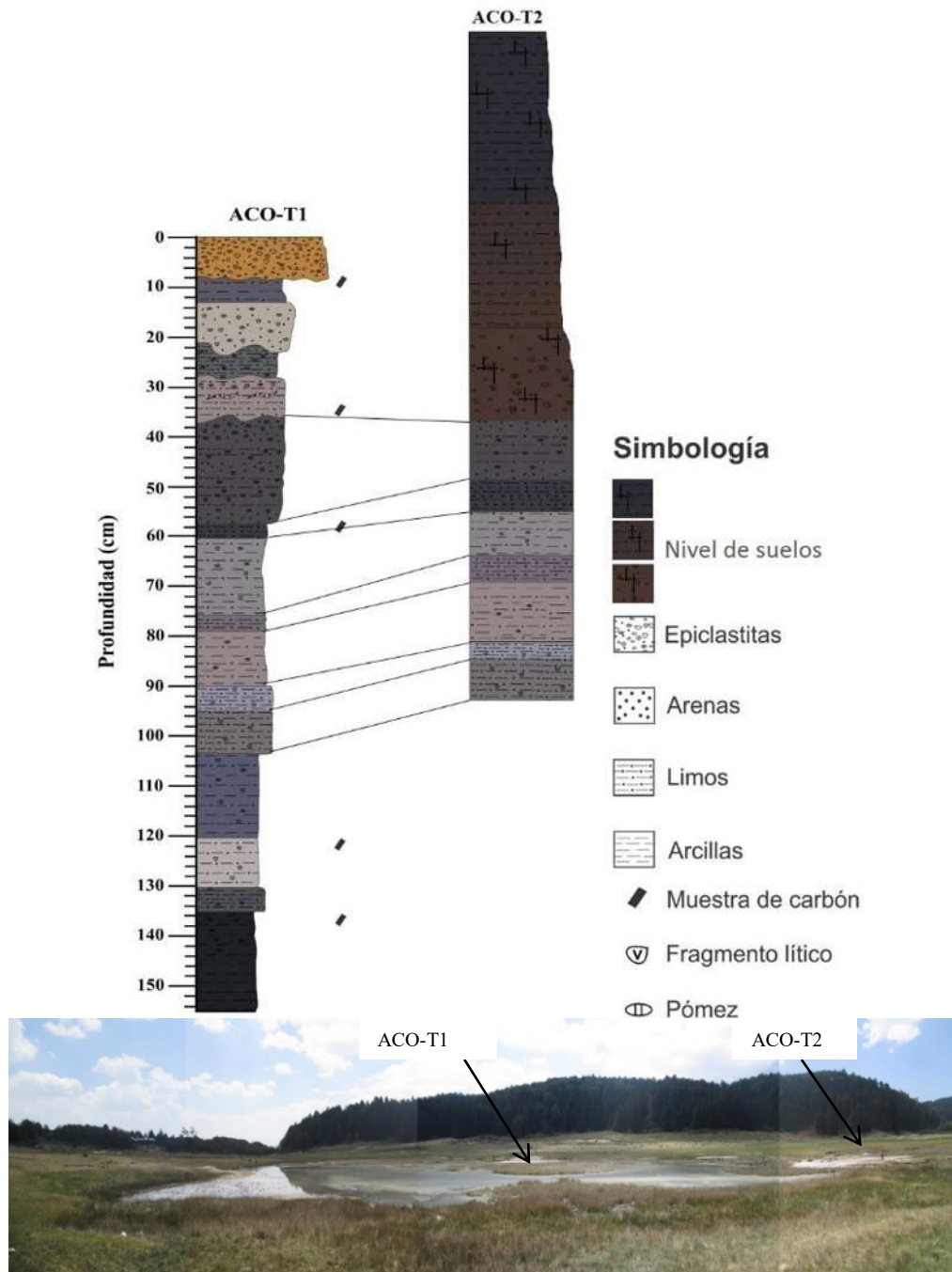


Figura 13. Correlación estratigráfica de las columnas ACO-T1 y ACO-T2. Fotografía panorámica del lago Los Azufres. Se indican las zonas de muestreo.

5.1. Descripción estratigráfica

ACO-T1, Los Azufres

La columna sedimentaria está constituida por 16 cambios de facies depositadas de forma masiva, que generalmente se encuentran en contacto transicional, aunque también existen contactos sinuosos, asociados a la deformación de los sedimentos. Las facies son de color variado; negro, gris claro, gris oscuro, gris verdoso, café grisáceo y ocre. Están representadas por el dominio de tamaños de partículas de limos y arcillas (entre 20 % y 80 %). Los tamaños de arenas y gránulos presentan valores relativamente bajos a lo largo de la secuencia (entre 10 % y 30 %) y únicamente se encuentran dominando los 10 cm superiores (entre 20 y 50 %) (Figura 14). De manera general, la base está conformada por facies muy orgánicas, mientras que hacia la cima predominan facies con abundante material volcánico re-trabajado.

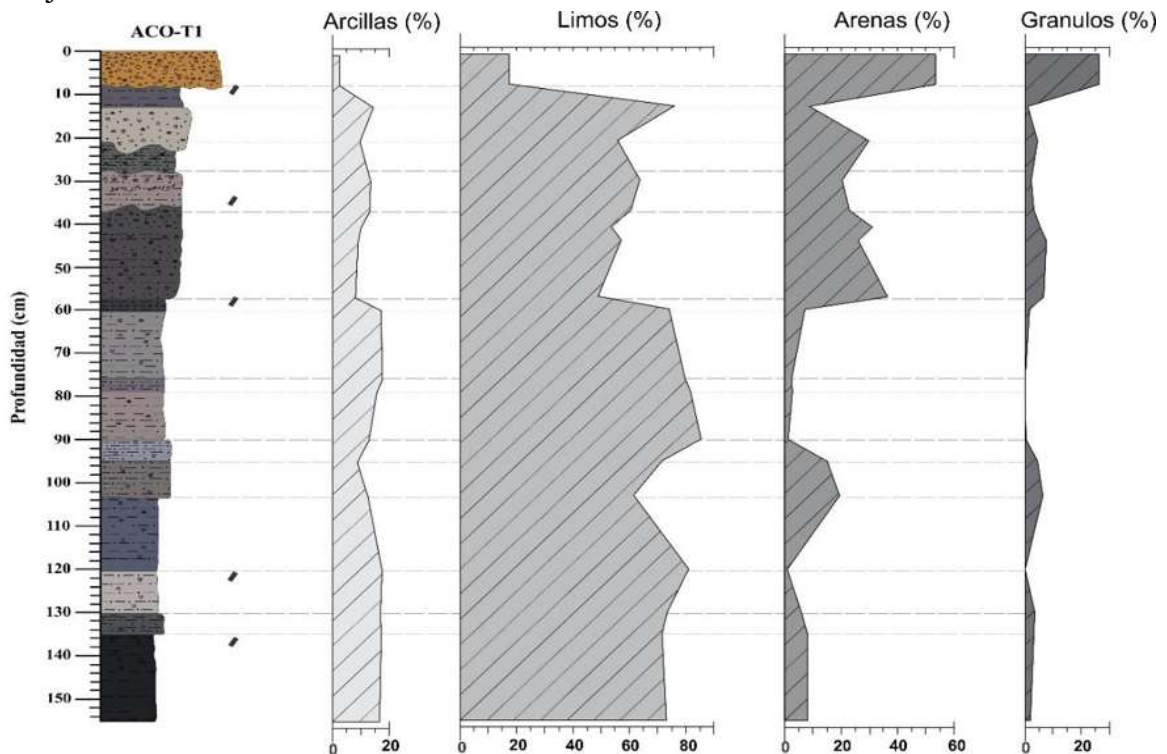


Figura 14. Columna estratigráfica y tamaños de partícula que conforma la secuencia ACO-T1. De la base hacia 10 cm de profundidad se aprecia un dominio de los limos sobre las arenas. La presencia de arcillas es constante en toda la columna, pero disminuye significativamente junto con los limos en la cima. La cima (10 cm de profundidad) está representada por arenas y gránulos.

A continuación, se describen de la base a la cima las unidades sedimentarias de la columna ACO-T1.

Unidad 16. Tiene 20 cm de espesor, cuya base no fue obtenida. Muestra un color gris oscuro (5Y 2.5/2 Munsell). Constituida principalmente por limos medios, limos gruesos y arcillas, de estructura masiva. Se observa hacia la cima un moderado contenido de líticos volcánicos y pómez alterada con tamaños <2 mm, así como un alto contenido de fragmentos de carbón. Se trata de una unidad muy orgánica, determinada por la aplicación de peróxido de hidrogeno (H₂O₂). De esta unidad se extrajeron clastos de carbón para cálculo de edad por radiocarbono.

Unidad 15. Comprende 5 cm de espesor, depositada transicionalmente a la unidad anterior, de color gris (5Y 2.5/1 Munsell), con motas de color café grisáceo de material limoso. Formada principalmente por limos gruesos, limos medios y arcillas de estructura masiva. Presenta escaso contenido de pómez milimétrica oxidada y líticos volcánicos, ambos componentes menores a 2 mm.

Unidad 14. Depositada de forma masiva y transicional a la unidad previa, tiene 10 cm de espesor, de color gris claro (2.5Y 5/3 Munsell). Presenta finas motas de color gris oscuro de material limoso. Compuesta principalmente por limos gruesos, limos medios, arcillas. Presenta escaso contenido de líticos volcánicos de tamaño <1cm y abundantes fragmentos de carbón. De esta unidad se extrajeron clastos de carbón para cálculo de edad por radiocarbono.

Unidad 13. Tiene 17 cm de espesor, de estructura masiva y sobreyace en contacto transicional a la unidad anterior, de color gris oscuro (5Y 3/2 Munsell). Constituida

principalmente por limos gruesos, limos finos, arcillas y poco contenido de líticos volcánicos y pómez oxidadas de tamaños <1 cm.

Unidad 12. Comprende 8 cm de espesor, en contacto transicional con la unidad previa, de color gris oscuro (2.5Y 3/3 Munsell). Compuesta principalmente por limos gruesos de estructura masiva. Presenta un moderado contenido de líticos volcánicos y pómez de tamaño <1 cm.

Unidad 11. Capa de 5 cm de espesor, de estructura masiva, en contacto transicional a la unidad anterior, de color gris claro (2.5Y 4/3 Munsell). Constituida principalmente por limos gruesos y limos finos. Presenta escasos líticos volcánicos y pómez de tamaños <1 cm, así como escasos clastos de carbón.

Unidad 10. Depositada transicionalmente a unidad anterior y de forma masiva, tiene 11 cm de espesor, es de color gris claro (2.5Y 4/2 Munsell). Compuesta principalmente por limos medios y arcillas. Presenta escasa pómez milimétrica oxidada (< 2 mm).

Unidad 9. Capa de 3 cm de espesor, depositada transicionalmente a la unidad anterior, de color negro (2.5Y 3/1 Munsell). Representada por limos gruesos, limos medios y arcillas, de estructura masiva. Esta unidad reacciona fuertemente con peróxido de hidrógeno (H₂O₂), debido a su alto contenido de materia orgánica.

Unidad 8. Tiene 16 cm de espesor de estructura masiva, sobreyace en contacto transicional a la anterior, de color gris claro (2.5Y 4/2 Munsell). Hacia la cima, presenta pequeñas motas amarillas con pómez alterada y azufre. Está constituida por limos gruesos, limos medios y arcillas. Se observa un contenido moderado de líticos volcánicos y pómez alteradas, ambos con tamaños < 2 cm, así como escasos fragmentos de carbón.

Unidad 7. Capa con 3 cm de espesor, de estructura masiva, en contacto transicional a la unidad previa, de color negro (2.5Y 3/2 Munsell). Compuesta principalmente por limos gruesos y limos medios. Presenta abundantes clastos de carbón. De esta unidad se extrajeron fragmentos de carbón para cálculo de edad por radiocarbono.

Unidad 6. Sobreyace a la unidad anterior en contacto transicional, con 20 cm de espesor, de color gris oscuro a gris verdoso hacia la cima (2.5Y 5/2 Munsell). Presenta motas amarillas con pómez alteradas y azufre. Está constituida por una mezcla de limos gruesos, limos medios, arenas y gránulos, con intercalaciones de arcillas de color negro. Contiene abundantes fragmentos líticos volcánicos y pómez alteradas de tamaños <1 cm, así como fragmentos de carbón.

Unidad 5. A partir de esta capa los contactos cambian de transicionales a sinuosos debido a Estructuras de Deformación de Sedimentos Blandos observadas entre 40 cm y 20 cm de profundidad. Esta capa tiene 8 cm de espesor, de estructura masiva, es de color gris claro (2.5Y 3/3 Munsell). Presenta motas negras arcillosas y motas amarillas con azufre y pómez alteradas. Constituida por una mezcla de limos gruesos, limos medios y arenas. Se observan abundantes fragmentos líticos volcánicos y pómez alteradas de tamaños <1 cm, así como un alto contenido de fragmentos de carbón.

Unidad 4. Tiene 9 cm de espesor, está en contacto sinuoso a la anterior, de color gris verdoso (2.5Y 3/3 Munsell), con motas negras arcillosas en la cima. Compuesta principalmente por una mezcla de limos gruesos, limos medios y arenas, de estructura masiva. Presenta abundantes pómez alteradas de tamaños <1 cm, así como fragmentos de carbón.

Unidad 3. Capa con 8 cm de espesor, en contacto sinuoso con la unidad previa, de color gris claro (2.5Y 5/3 Munsell), con motas limosas de color ocre hacia la base. Compuesta principalmente por limos gruesos, limos medios y arenas medias, de estructura masiva. Presenta un contenido moderado de fragmentos líticos volcánicos y pómez alteradas, de tamaños <1 cm, así como fragmentos de carbón.

Unidad 2. Sobreyace a la unidad anterior en contacto transicional con 5 cm de espesor de color café grisáceo (10YR 3/1 Munsell). Presenta laminaciones de color gris claro de limos. Compuesta principalmente por limos gruesos, limos medios, arcillas y arenas medias de estructura masiva. Presenta un moderado contenido de fragmentos de carbón. De esta unidad se extrajeron fragmentos de carbón para cálculo de edad por radiocarbono.

Unidad 1. Tiene 8 cm de espesor en contacto erosivo con la unidad previa, de color gris claro a ocre (10YR 4/6 Munsell). Compuesta principalmente por gránulos, arena muy gruesa y arena gruesa (epiclástitas) de tamaños < 2 cm, así como pómez oxidadas, cementados en una matriz carbonatada.

5.2. Fechamiento por ^{14}C

Se realizaron cinco fechamientos radiométricos por ^{14}C de clastos de carbón recolectados a lo largo de la columna estratigráfica. En la tabla 1 se muestran los resultados obtenidos: profundidad, tipo de muestra, edad por radiocarbono y la edad calibrada.

Tabla 1. Resultados de los fechamientos por ^{14}C y equivalencias en años calendario.

ACO-T1					
Muestra	Clave laboratorio	Profundidad (cm)	Tipo de muestra	Edad Radiocarbono (años AP)	Edad calibrada 2σ (años calendario)
1	Beta - 498039	8	Carbón	11010 ± 40	11052 - 10793 cal AC (13001 - 12742 cal AP)
2	Beta - 497948	35	Carbón	11190 ± 50	11210 - 10984 cal AC (13159 - 12933 cal AP)
3	Beta - 497947	58	Carbón	11440 ± 40	11448 - 11224 cal AC (13397 - 13173 cal AP)
4	Beta - 497949	120	Carbón	11820 ± 40	11804 - 11603 cal AC (13753 - 13552 cal AP)
5	Beta - 497950	135	Carbón	12080 ± 40	12127 - 11828 cal AC (14076 - 13777 cal AP)

Las edades obtenidas permiten calcular una temporalidad de 1,055 años en 130 cm de sedimentos, con una tasa media de sedimentación de 1.2 mm/año para toda la columna. Se calcularon las tasas de sedimentación entre cada intervalo fechado (figura 15): Sobre el intervalo 4 la tasa de sedimentación aumenta bruscamente de 0.5 a 1.7 mm/año a los 13,652 cal a. P. (intervalo 3) y disminuye a 1.0 mm/año a los 13,046 cal a. P. (intervalo 2). En el intervalo 1, se observa un aumento en la tasa de sedimentación de 1.0 a 1.7 mm/año a los 12,872 cal a. P., manteniéndose esa tasa de sedimentación hacia la cima.

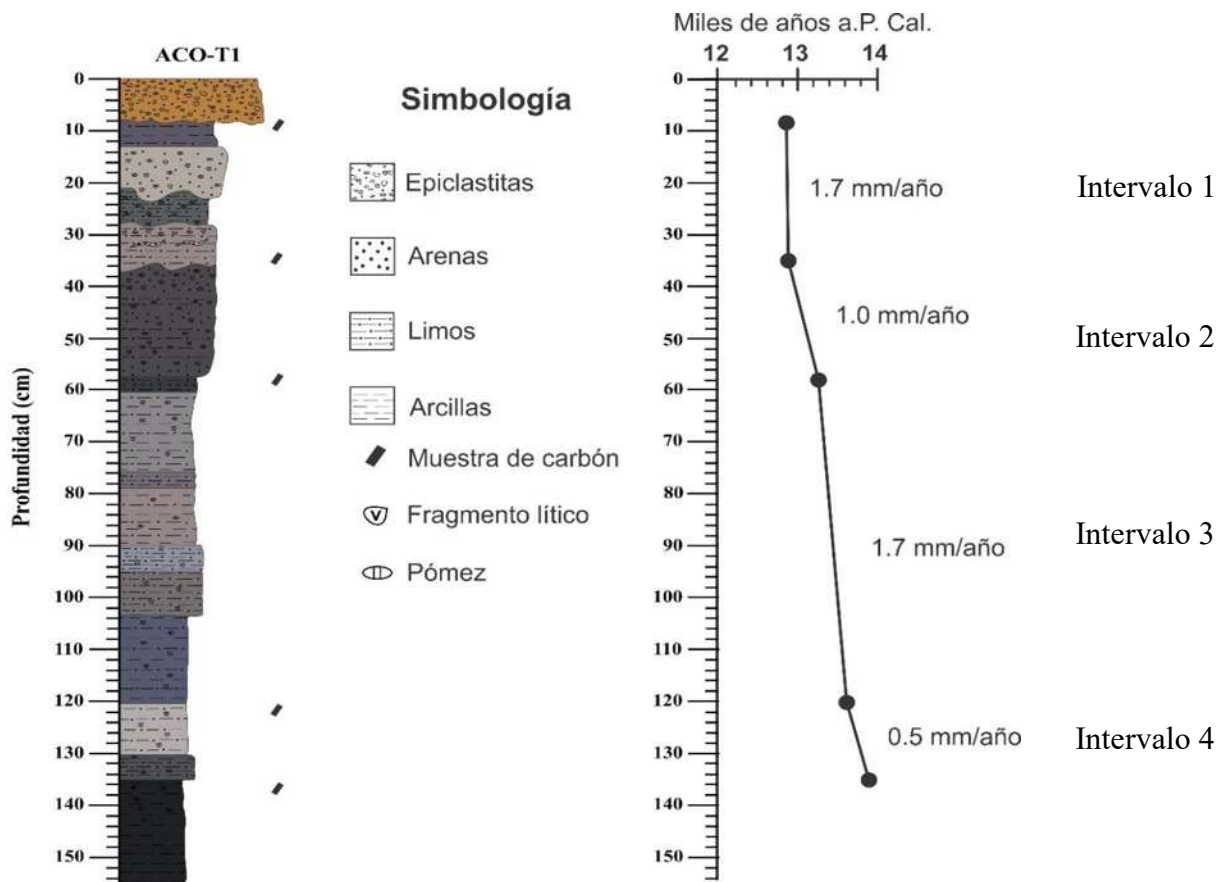


Figura 15. Modelo de edad para la secuencia ACO-T1. Profundidad contra fechamiento de ¹⁴C. Círculos negros corresponden a los fechamientos calibrados de la columna.

5.3. Análisis mineralógicos y geoquímicos

Con estos análisis se obtuvo tanto la composición mineralógica de las facies sedimentarias como la productividad de biomasa en el lago. La mineralogía es muy similar a lo largo de toda la columna sedimentaria. Dicha similitud se debe a una misma fuente de aporte, constante y dominante. A esta característica se suma la precipitación de minerales hidrotermales. En cuanto a la productividad de biomasa, ésta es sugerida por los niveles de Carbono Orgánico Total (COT) a lo largo de la secuencia sedimentaria.

5.3.1. Difracción de rayos X

Los resultados se resumen en la tabla 2. La mineralogía está representada por el cuarzo, feldespatos y minerales de alteración hidrotermal, que pueden ser arcillosos y no arcillosos. Los arcillosos incluyen: caolinita, montmorillonita, halloysita y dickita; y los no arcillosos, cristobalita y tridimita. El cuarzo y los feldespatos se presentan con la misma proporción a lo largo de toda la columna. De la base hacia 60 cm de profundidad se detectan una asociación mineralógica de caolinita–cristobalita–montmorillonita y tridimita (figura 16). Esta asociación se presenta a 30 cm de profundidad, sin embargo, la montmorillonita ya no es detectada (figura 17). También se observa la presencia de buddingtonita en dos zonas puntuales; en la base a 155 cm y en la cima de 37 cm a 8 cm. De manera discreta se ha registrado titanita en el intervalo de 120 cm a 103 cm de profundidad (figura 18).

Por otra parte, también se presenta carbón a lo largo de la columna. Su aparición coincide con los niveles de donde se extrajeron fragmentos de carbón para los fechamientos radiométricos.

Tabla 2. Resultados obtenidos de difracción de rayos X en muestra total.

Profundidad (cm)	Muestra	Principales minerales detectados
0-8	ACO-T1-1	Cuarzo, Anortoclasa, Caolinita
8-13	ACO-T1-2	Cuarzo, Sanidino, Tridimita, Buddingtonita, Carbón
13-21	ACO-T1-3	Cuarzo, Sanidino, Buddingtonita, Tridimita, Caolinita
21-30	ACO-T1-4	Cuarzo, Sanidino, Buddingtonita, Tridimita, Caolinita, Cristobalita
30-37	ACO-T1-5	Cuarzo, Sanidino, Buddingtonita, Tridimita, Caolinita
37-57	ACO-T1-6	Cuarzo, Sanidino, Anortoclasa, Ramsdellita, Tridimita, Carbón
57-60	ACO-T1-7	Cuarzo, Sanidino, Caolinita, Montmorillonita, Carbón
60-76	ACO-T1-8	Cuarzo, Sanidino, Cristobalita, Albita, Montmorillonita
76-79	ACO-T1-9	Cuarzo, Sanidino, Cristobalita, Albita, Montmorillonita
79-90	ACO-T1-10	Cuarzo, Anortoclasa, Cristobalita, Tridimita, Caolinita, Montmorillonita
90-95	ACO-T1-11	Cuarzo, Anortoclasa, Cristobalita, Caolinita, Montmorillonita
95-103	ACO-T1-12	Cuarzo, Sanidino, Caolinita, Cristobalita, Tridimita
103-120	ACO-T1-13	Cuarzo, Cristobalita, Caolinita, Titanita, Carbón
120-130	ACO-T1-14	Cuarzo, Cristobalita, Caolinita, Albita, Dickita
130-135	ACO-T1-15	Cuarzo, Anortoclasa, Caolinita, Halloysita
135-155	ACO-T1-16	Cuarzo, Cristobalita, Buddingtonita, Albita, Carbón

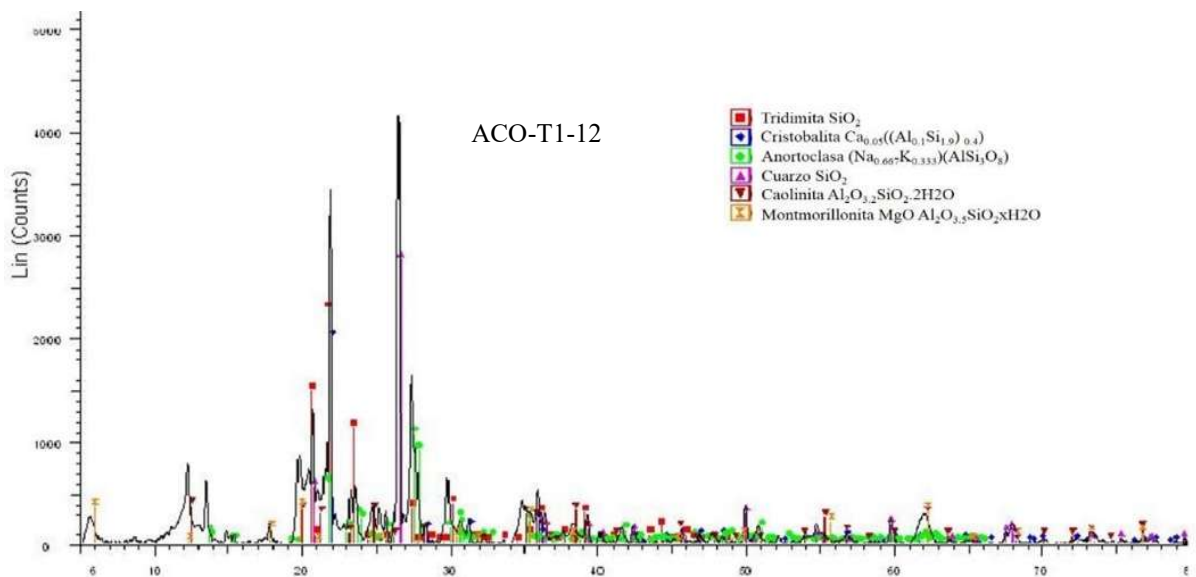


Figura 16. Resultado de DRX para la muestra número 12, que corresponde a un cambio de facies de 90 a 79 cm de profundidad (11 cm de espesor). Se muestra la asociación mineralógica de cristobalita–tridimita–caolinita y montmorillonita.

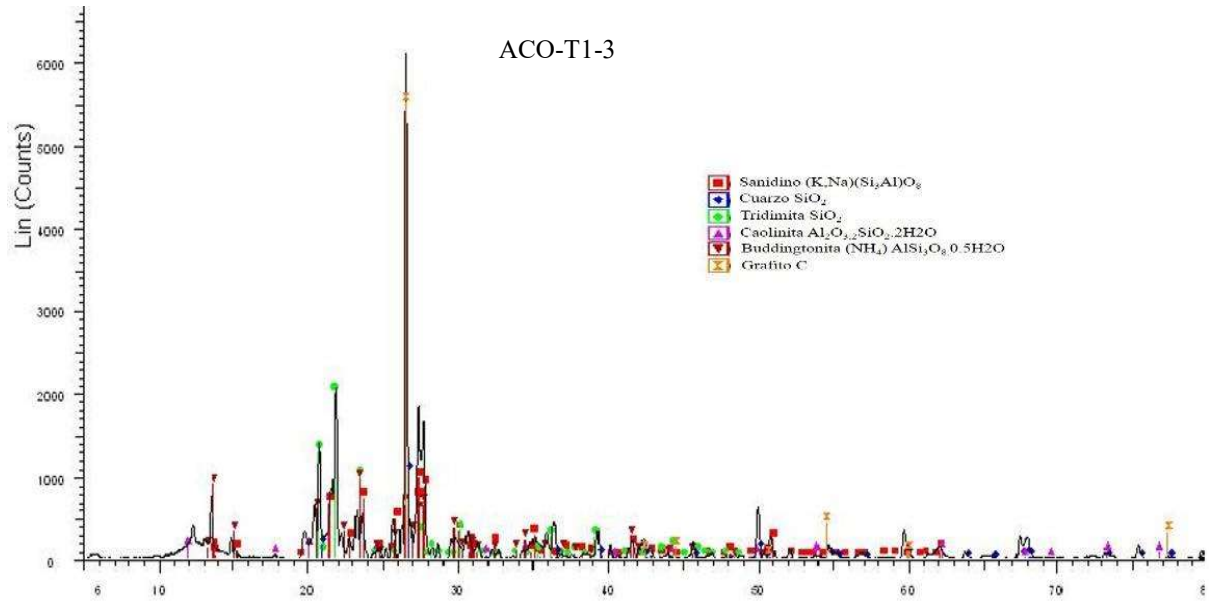


Figura 17. Resultado de DRX para la muestra número 3, que corresponde a un cambio de facies de 21 a 13 cm de profundidad (8 cm de espesor). Se muestra la asociación mineralógica de tridimita–caolinita. Además, se detectó buddingtonita y grafito.

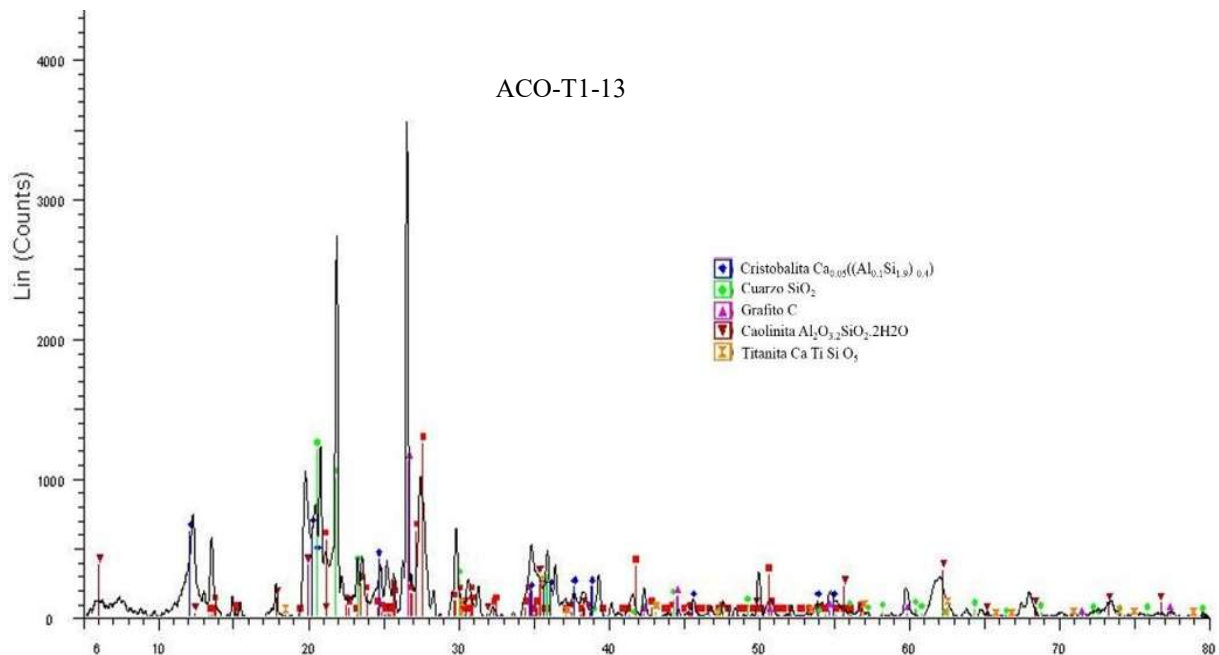


Figura 18. Resultado de DRX para la muestra número 15, que corresponde a un cambio de facies de 120 a 103 cm de profundidad (17 cm de espesor). Se detectó titanita y grafito.

5.3.2. Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT)

Los resultados obtenidos se muestran en la figura 19, se muestra una primera gráfica que representa el carbono total (CT) medido en cada muestra, le siguen dos gráficas que corresponden a las variaciones del contenido de carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT), derivadas del CT detectado (figura 19). De manera general, se obtuvo un porcentaje de CT entre 1 – 5.5%, el cual aumenta con la profundidad. Sin embargo, a 15 cm y a 136 cm de profundidad se muestran picos de disminución en el porcentaje de CT.

Se observa una relación inversa en los porcentajes de COT y CIT, distinguida en cuatro horizontes: 1) de la base a 116 cm de profundidad se presentan valores de COT altos hasta de 95%; 2) de 116 cm a 26 cm de tanto los valores de COT como los de CIT presentan una gran variabilidad con amplias oscilaciones en todo el intervalo; 3) de 26 cm a 6 cm de profundidad aumenta el COT hasta un 95%; y 4) la cima está representada por 95% de CIT.

Los niveles profundos muestran porcentajes mayores de COT, debido a que son facies limosas y presentan un alto contenido de materia orgánica (facies con alta reacción al peróxido de hidrogeno (H_2O_2)), además presenta tonalidades más oscuras, típicas de facies muy orgánicas. En cambio, las facies intermedias son intercalaciones de limos y arenas, que presentan oscilaciones en COT y CIT, que se consideran como períodos hidrotermales y períodos de no actividad hidrotermal. La cima de la columna sedimentaria presenta mayor porcentaje de CIT, el cual supone una intensa actividad hidrotermal, en donde los fluidos hidrotermales removieron el calcio de las plagioclasas de rocas volcánicas, enriqueciéndose en calcio y después se precipitaron carbonatos.

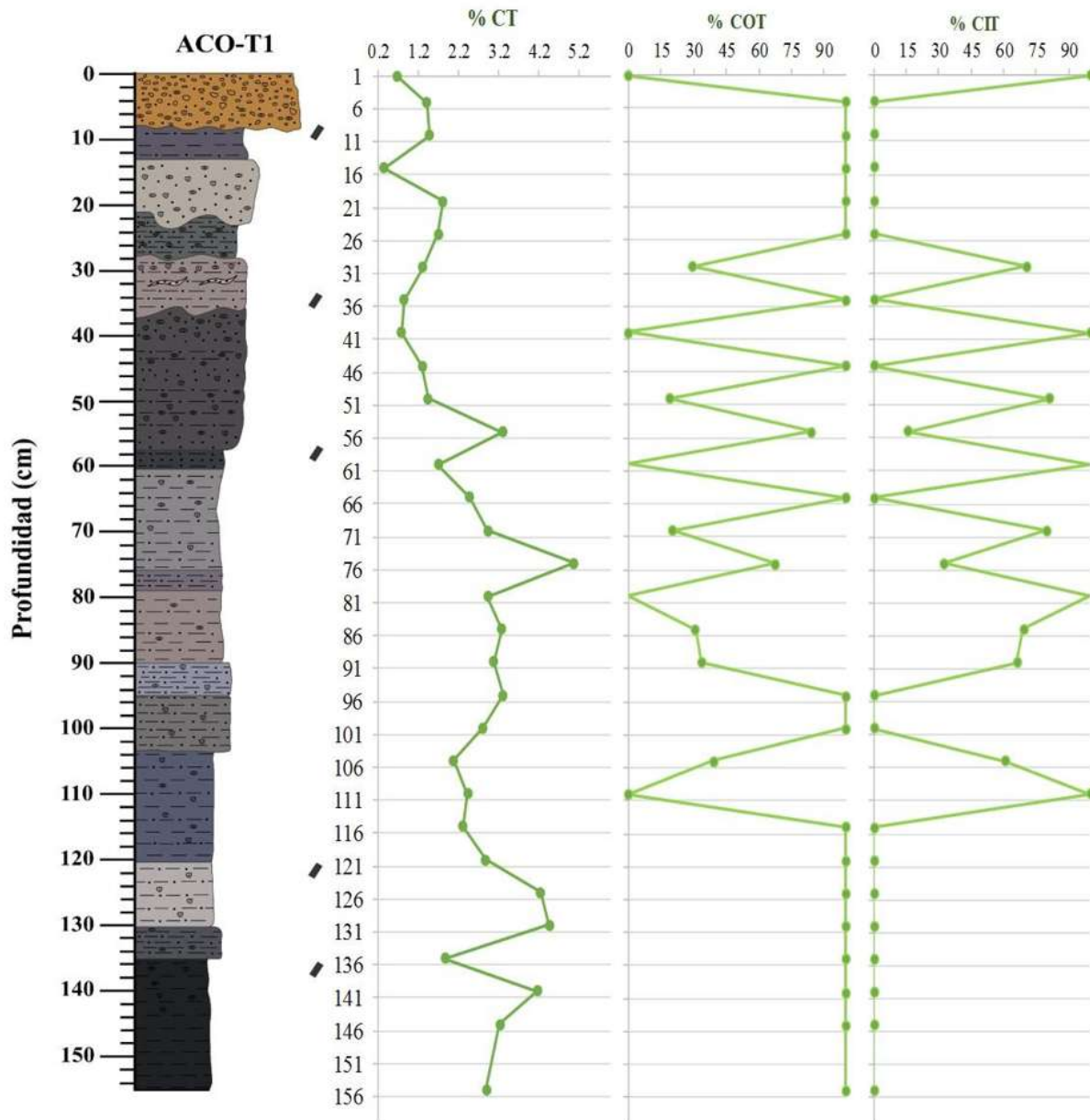


Figura 19. Gráfica de coulometría de carbono: a) Carbono Total, b) Carbono Orgánico Total y c) Carbono Inorgánico Total. Se observa un dominio de COT en la base y cima de la columna sedimentaria. De 115 cm hacia 26 cm de profundidad se presentan una gran variabilidad con amplias oscilaciones de COT y CIT, cuyo comportamiento es inverso.

5.4. Susceptibilidad magnética

Los resultados obtenidos se muestran en una gráfica de profundidad contra susceptibilidad magnética en términos de volumen ($\mu\text{m}^3/\text{kg}$), (figura 20a). Cabe mencionar, que se realizó un zoom de los resultados superiores (a partir de 110 cm hacia la cima) que aparentemente muestran un comportamiento homogéneo (figura 20b), esto permitió observar con mayor detalle oscilaciones de la susceptibilidad magnética.

De manera general, se observan tres intervalos con comportamiento distinto. De la base a la cima: Intervalo 3) de 155 a 135 cm, registra valores de 0.46-0.77 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$, siendo estos los valores intermedios; Intervalo 2) de 135 a 110 cm, presenta los valores más altos de 1.26 a 2.35 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$. Estos valores se relacionan con un importante contenido de limos y arenas (material volcánico re-trabajado y pómez < 3 mm), así como la presencia de titanita. Lo anterior sugiere un importante evento de erosión y transporte de detritos hacia el lago; que pudieron haber acarreado titanita. Intervalo 1) de 110 cm hasta la cima, se registraron los valores más bajos que van de 0.11-0.23 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$, con discretas oscilaciones a lo largo del intervalo.

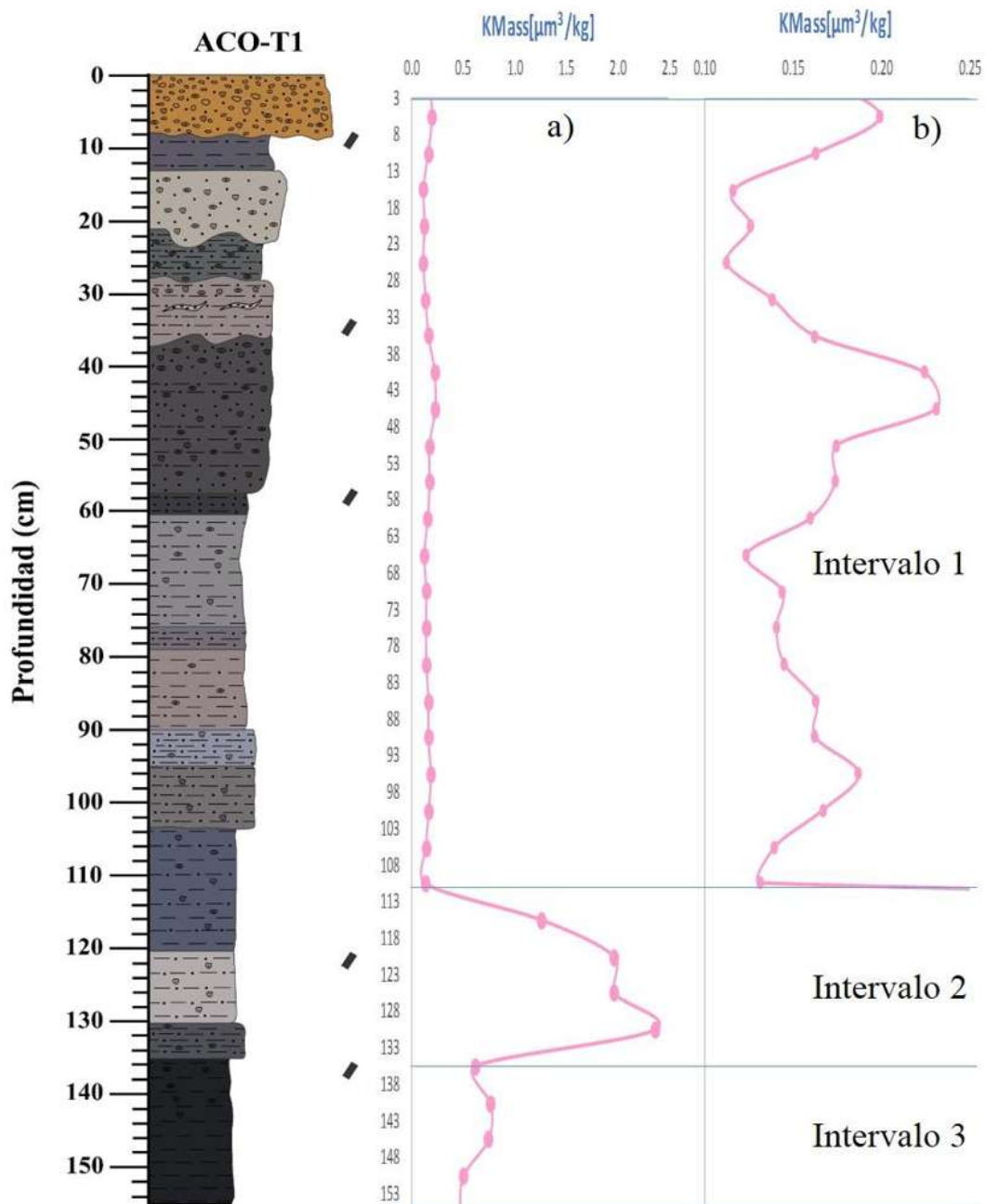


Figura 20. a) Resultados de susceptibilidad magnética general. b) zoom de los valores obtenidos a partir de 110 cm hacia la cima, esto facilitó la observación del comportamiento que, en primera instancia, parecía ser muy homogéneo.

5.5. Diatomeas

Se presentan los resultados obtenidos de un total de 16 láminas de la trinchera ACO-T1, tomadas en intervalos de cada 10 cm. Las frústulas corresponden en su totalidad a formas pennales y presentan un excelente grado de conservación. Para fines prácticos, las especies con un número de valvas menor a 10 no se tomaron en cuenta. Estas especies conforman un 3% del total de valvas contadas. Por lo tanto, 4634 son las valvas consideradas para el análisis estadístico. La diversidad de diatomeas corresponde a ocho géneros (figura 21) y 36 especies (figura 22).

Los géneros más representativos en la columna son *Eunotia* (entre 40% y 70%) y *Pinnularia* (entre 20% y 60%), ambos géneros muestran una relación inversa en algunos intervalos. El género *Eunotia* se observa dominando en tres intervalos: de la base a 140 cm, de 130 cm a 80 cm y de 70 cm a 60 cm de profundidad. Mientras que *Pinnularia* se encuentra dominando en los intervalos de 150 cm a 130 cm, de 80 cm a 70 cm y de 40 cm a 20 cm de profundidad. Se observan seis géneros no dominantes que en conjunto representan una abundancia relativa de ~5% del total de la flora, con excepción del género *Nitzschia* cuya abundancia relativa es de 15% y únicamente abunda en la cima de la secuencia. El género *Frustulia* siempre está presente en toda la sedimentación y acompañando a los géneros dominantes. El género *Hantzschia* aparece a los 85 cm de profundidad y se mantiene hasta la cima, sin particular influencia de un género dominante. El género *Neidium* aparece en dos rangos: el primero de la base hasta 130 cm y el segundo de 85 cm a 40 cm de profundidad. El género *Caloneis* se presenta en la base de la columna sedimentaria y disminuye hasta 60 cm de profundidad. Finalmente, el género *Gomphonema* únicamente se observa en el rango de 110 cm a 90 cm de profundidad.

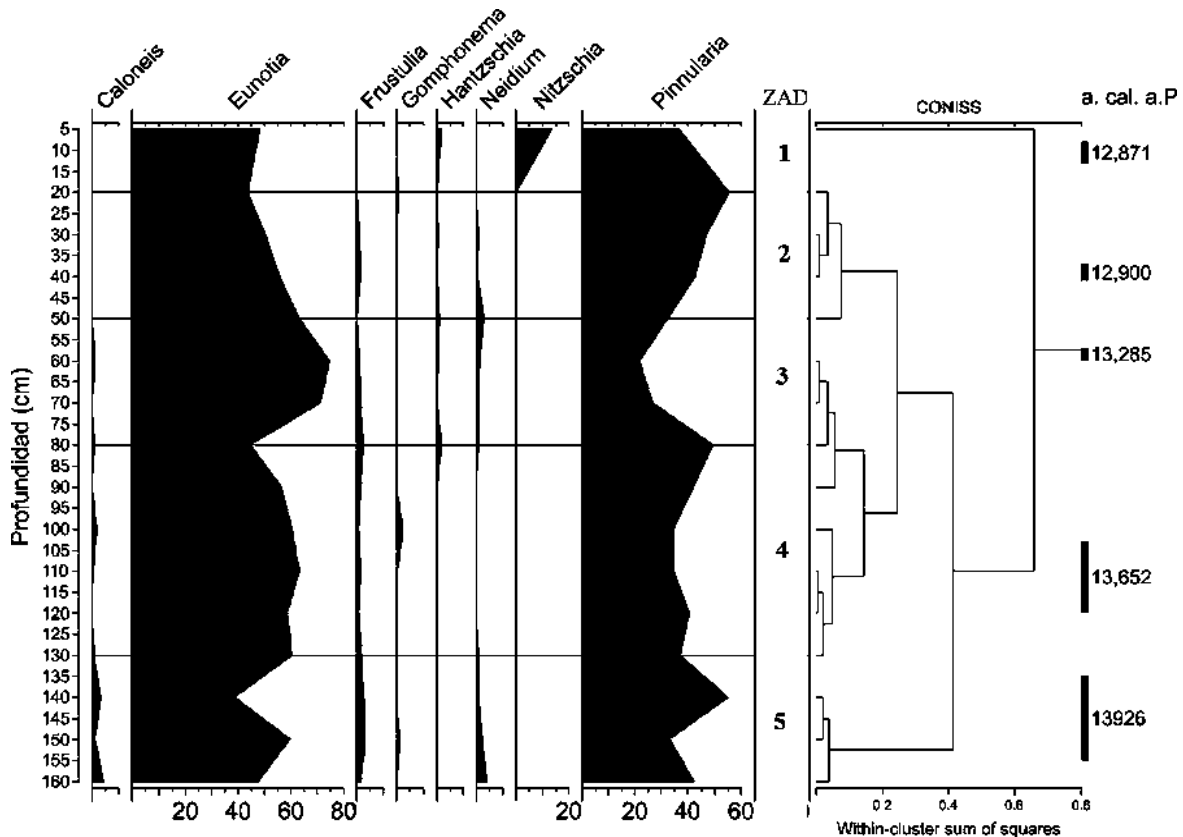


Figura 21. Abundancia relativa de géneros dominantes en la columna sedimentaria ACO-T1 del lago Los Azufres, Puebla. Se clasificaron cinco Zonas de Asociaciones de Diatomeas (ZAD).

Se distinguen cinco zonas en los conjuntos de comunidades de diatomeas, que coinciden con el diagrama CONISS. Se describen a continuación de base a cima.

Zona 5. Comprende 30 cm de espesor (160 cm a 130 cm de profundidad). Representada por el dominio de *E. exigua* con una abundancia relativa de 30%, seguida de *E. septentrionalis* (Taxón similar a *Eunotia ursamaioris*, Veselá J. et al. (2011)) y *P. microstauron* var. *rostrada*, con 15% y 20%, respectivamente. Otras especies muestran su mayor abundancia relativa en esta zona, como: *P. anglica*, *Neidium alpinum*, *Caloneis aerophila* con 5%. Además, se registran especies que no vuelven a aparecer en otras zonas, como: *P.*

microstauron var. *nonfasciata*, *Frustulia rhomboides* var. *saxonica* con abundancia relativa de 10% y 3%, respectivamente.

Zona 4. Comprende 50 cm de espesor (de 130 cm a 80 cm de profundidad). En esta zona incrementa la abundancia relativa de *E. exigua* (40%), sin embargo, hacia la cima baja a 25%. Se presenta *P. amabilis* (taxón similar a *Pinnularia acidojaponica* M. Idei et H. Kobayasi, sp. nov., 2001) con abundancia relativa que disminuye de 20% a 5% a 100 cm de profundidad y *E. septentrionalis* se mantiene constante a lo largo de esta zona con 11%. Por otra parte, *Pinnularia* sp.1 y *P. braunii* muestran su mayor abundancia relativa en esta zona con 10%, así como *E. paludosa* var. *trinacria* con 5%. A la base de la zona aparece *E. sudetica* con 3% y a 100 cm de profundidad *G. parvulum* con 5%.

Zona 3. Tiene 30 cm de espesor (de 80 cm a 50 cm de profundidad). La especie dominante sigue siendo *E. exigua* la cual aumenta de 25% a 40%. *E. septentrionalis* aumenta su abundancia relativa de 10% a 20%. Mientras que *P. amabilis* y *Pinnularia* sp 1. disminuyen hasta 3% y 2%, respectivamente. Otras especies como *E. arculus* y *E. fennica* muestran su mayor abundancia relativa en esta zona con 10% y 8%. En cambio *E. paludosa* var. *trinacria*, *Eunotia* sp. 2, *P. anglica* y *Caloneis aerophila* terminan su registro en la columna. Únicamente en esta zona *P. pseudogibba* aparece en el registro con una abundancia relativa de 2%.

Zona 2. Comprende 30 cm de espesor (de 50 cm a 20 cm de profundidad). Representada por el dominio de *E. exigua*, que hacia la cima disminuye de 40% a 25%. Mientras que *P. laucensis* incrementa su abundancia relativa de 5% a 25%, *P. amabilis* de 10% a 20% y *E. septentrionalis* se mantiene constante con 12 %, así como *P. microstauron* var. *rostrata* con 10 %. Las especies *Eunotia* sp.1 (5%) y *P. subanglica* (6%) registran su mayor abundancia

relativa en esta zona. *P. brebissonii* y *Pinnularia* sp.1 terminan su registro en la columna, a la base de esta zona.

Zona 1. Corresponde a los 20 cm restantes de la columna sedimentaria. Esta zona presenta como especie dominante a *E. septentrionalis* con 30%, seguida por *P. laucensis* con 25%. Se observa un incremento de abundancia relativa de *P. acoricola* de 5% a 13%. Mientras que *E. exigua* disminuye de 25% a 15%, junto con *P. amabilis* de 20% a 5%. Únicamente en esta zona se registra *Nitzschia microcephala* con 15% en abundancia relativa. Otras especies terminan su registro en la columna, a la base de esta zona, como son: *P. subanglica*, *P. braunii*, *Neidium alpinum*, *E. sudetica*, *Eunotia* sp. 1 y *E. fennica*.

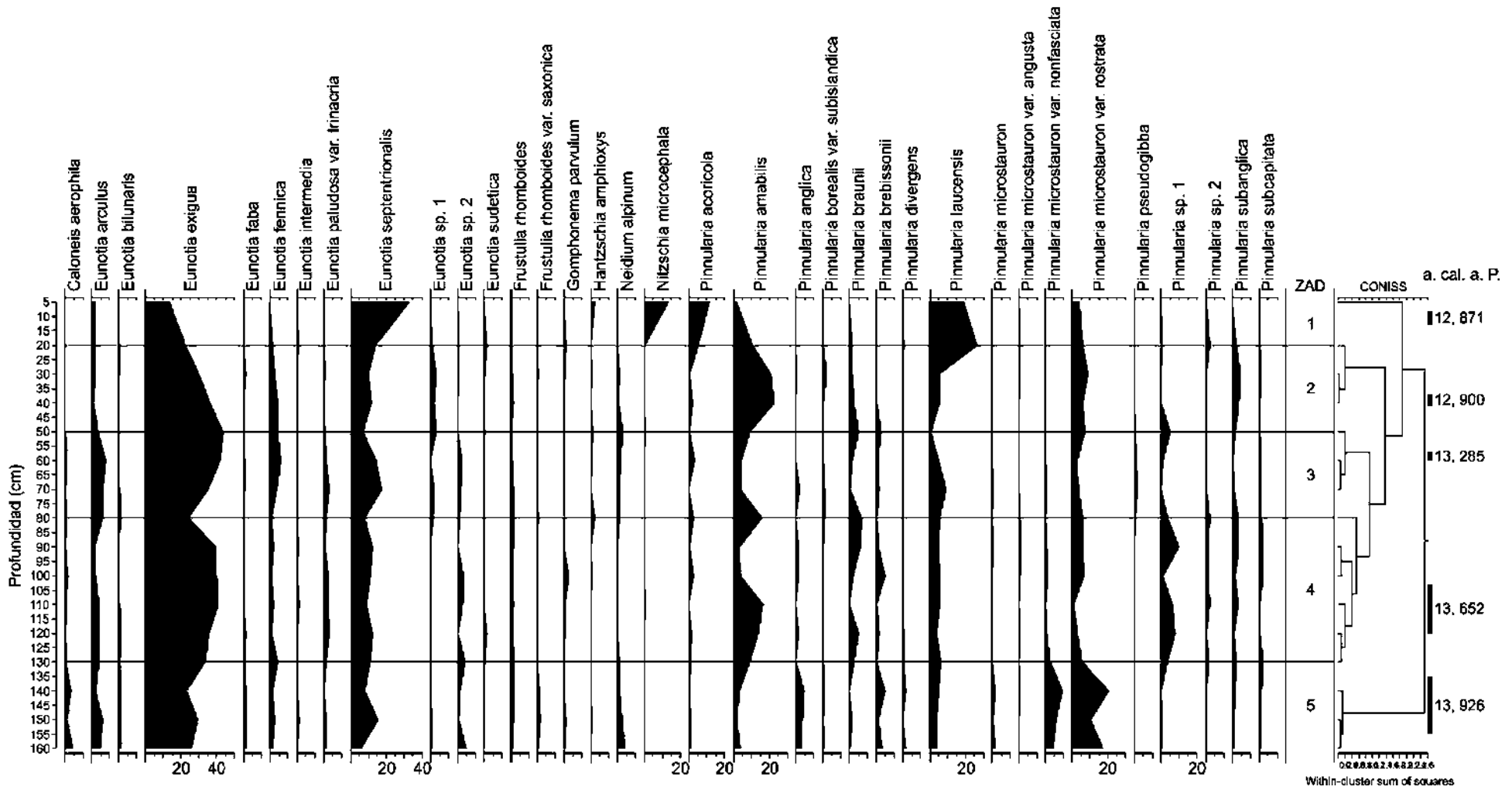


Figura 22. Abundancia relativa de taxas dominantes en la trinchera sedimentaria ACO-T1 del lago Los Azufres, Puebla. Se muestran cinco Zonas de Asociaciones de Diatomeas (ZAD).

5.6. Polen

Se identificaron 30 taxas polínicas agrupados en cuatro tipos de vegetación: Bosque Templado, Bosque Mesófilo, Bosque Tropical y Vegetación Secundaria (figura 23). Se mencionan las familias y géneros representativos de cada tipo de vegetación: El bosque templado con los géneros *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*; El bosque mesófilo con los géneros *Betula* y *Liquidámbar*; El bosque tropical con las familias *Fabaceae* y *Myrthaceae*; y la vegetación secundaria con las familias *Poaceae*, *Asteraceae*, *Solanaceae* y *Cyperaceae* (figuras 24).

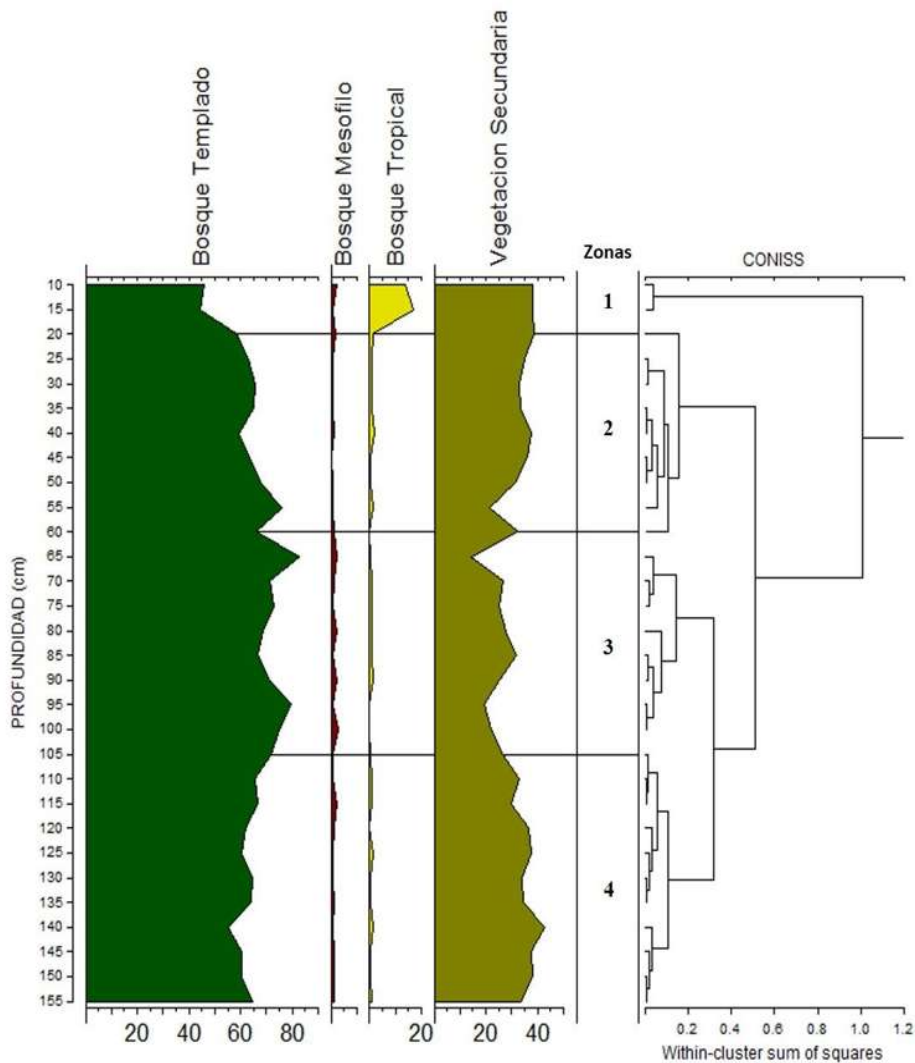


Figura 23. Abundancia relativa de los cuatro tipos de vegetación identificados en el registro polínico de la trinchera ACO-T1 del lago Los Azufres. Verde: bosque templado, Rojo: bosque mesófilo, Amarillo: bosque tropical, verde oliva: vegetación secundaria.

La interacción de estos cuatro tipos de vegetación se divide en cuatro zonas importantes que coinciden con el diagrama CONISS. Se describen a continuación de base a cima:

Zona 4. Comprende 50 cm de espesor, de la base hacia 105 cm de profundidad. Se observa un bosque de *Pinus* cuya abundancia relativa es de 50%. También se presentan *Quercus* y *Alnus* con 11% y 5%, respectivamente. Se registra vegetación secundaria con abundancia relativa de 30%, representada por las familias *Poaceae*, *Asteraceae* y con bajo porcentaje (<5%) *Umbeliferaceae*, *Convolvulaceae*, *Chenopodiaceae* y el género *Brassica*. El bosque mesófilo y el bosque tropical están poco desarrollados.

Zona 3. Con 45 cm de espesor (de 105 cm a 60 cm de profundidad). En esta zona el bosque de *Pinus* presenta su mayor desarrollo, junto con *Quercus*. Mientras el bosque se desarrolla, la vegetación secundaria disminuye de 30% a 20% en su abundancia relativa. La familia *Poaceae* disminuye y *Asteraceae* aumenta ligeramente hacia la cima de la zona. El bosque mesófilo y el bosque tropical continúan poco desarrollados. Sin embargo, el bosque mesófilo muestra mayor abundancia relativa que en la zona anterior, con los géneros *Liquidambar* y *Taxodium*.

Zona 2. Constituye 40 cm de espesor (de 60 cm a 20 cm de profundidad). En esta zona disminuye progresivamente el bosque templado. El bosque de *Pinus* disminuye hacia la cima, mientras que *Alnus* presenta su mayor abundancia relativa (10%) en la columna. En cambio, la vegetación secundaria incrementa progresivamente con las familias *Poaceae*, *Asteraceae*, *Euphorbiaceae* y *Cyperaceae*. El bosque tropical está representado por la familia *Fabaceae* con < 5%. Se presenta bosque mesófilo con los géneros *Liquidámbar* y *Betula* (<5%).

Zona 1. Comprende los 20 cm restantes de la columna sedimentaria. El bosque templado disminuye considerablemente. *Pinus* disminuye su abundancia relativa de 45% a 25%, mientras que *Quercus* y *Alnus* incrementan 5%. La vegetación secundaria se mantiene con una abundancia relativa de 30%, aparecen las familias *Solanaceae*, *Cyperaceae* y el género *Brassica* mostrando su mayor abundancia relativa en la columna. En esta zona el bosque tropical aumenta notablemente de 2% a 20%, representado por la familia *Fabaceae* principalmente.

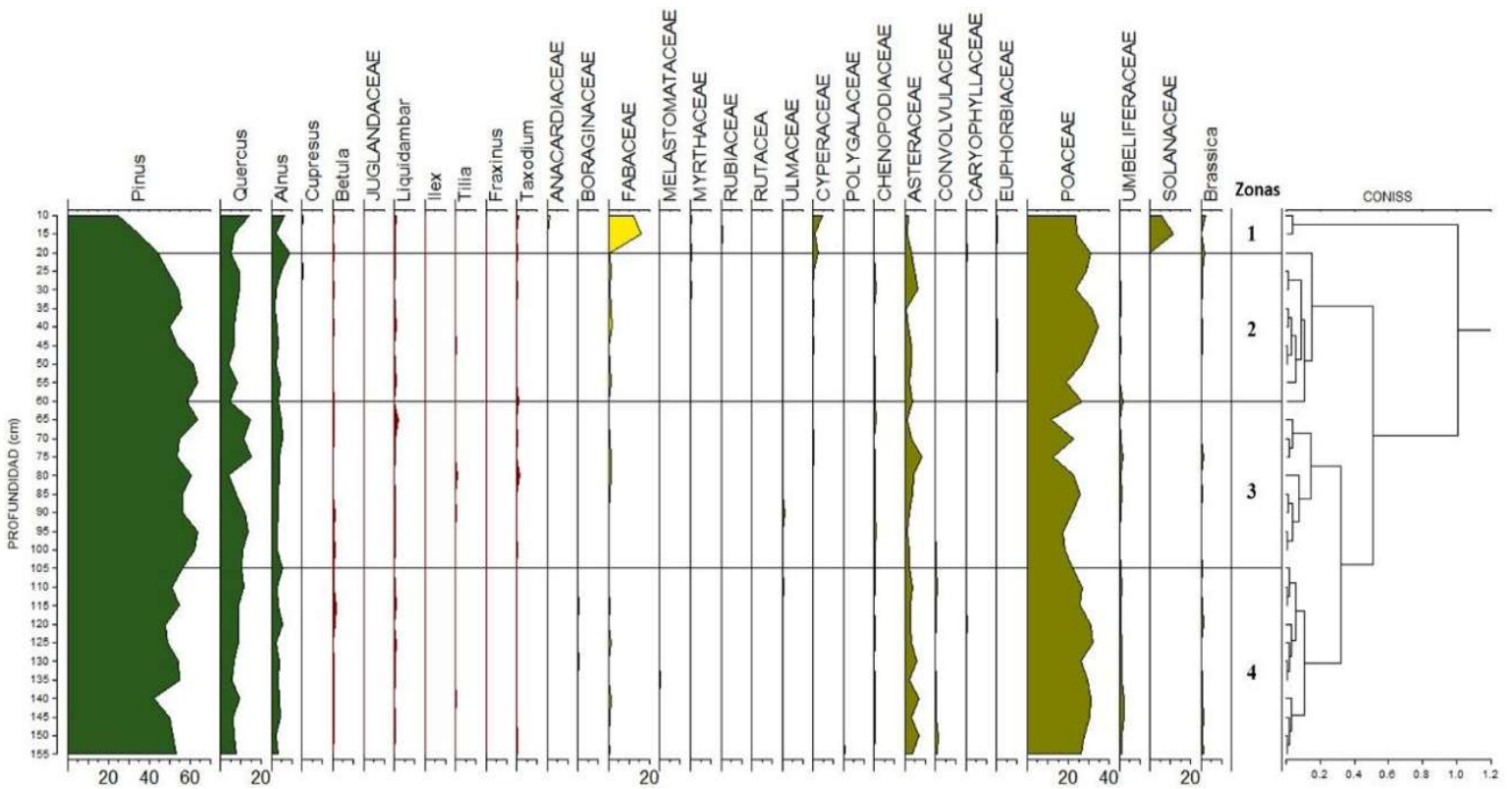


Figura 24. Abundancia relativa de géneros y familias de cuatro tipos de vegetación encontrados en el registro polínico de la trinchera ACO-T1 del lago Los Azufres. Verde: Bosque Templado, Rojo: Bosque Mesófilo, Amarillo: Bosque Tropical, verde oliva: Vegetación Secundaria.

Capítulo 6. Discusión

Los resultados del depósito sedimentario del lago Los Azufres en el interior de la Caldera Acoculco registran un rango de edad de 1,400 años, comprendidos entre 14,290 y 12,890 cal AP. La integración de los proxies de diatomeas y polen fósiles junto con los análisis de CONISS, permitieron determinar cinco y cuatro zonas, respectivamente. Las cinco zonas que se distinguieron en los análisis de diatomeas coinciden en su cima (zona 1 y 2) con los registros polínicos. En el contexto ambiental se distinguió en ésta discusión las relaciones de los cambios tanto en las comunidades de diatomeas como en el registro polínico. A cada zona se le asignó una edad con base en tasas de sedimentación. Se describen a continuación de base a cima.

Zona 5: 14,290 - 13,835 cal a. P.

Durante este período el lago presentó condiciones ácidas a ligeramente ácidas con temperaturas cálidas, con un bajo contenido de electrolitos y poca profundidad, sugerido por las comunidades de diatomeas *Eunotia* y *Pinnularia*. *E. exigua* como especie dominante del género *Eunotia*, sugiere hábitats de manantiales calientes ácidos (Hobbs *et al.*, 2009). El género *Pinnularia* ha sido reportado en aguas termo-minerales en distintas partes del mundo (Stavreva–Veselinovska y Todorovska, 2010; Quintela *et al.*, 2012). En esta zona aparecen *P. microstauron* var. *rostrata* y *P. microstauron* var. *nonfasciata* con alta abundancia relativa (20%), que indican baja productividad primaria y un contenido promedio de electrolitos en el lago (Krammer, 2000).

El registro palinológico indica que en los alrededores del lago existió un bosque de *Pinus* constantemente perturbado sugerido por las familias *Poaceae* y *Asteraceae*. La

abundancia de fragmentos de carbón y palinomorfos quemados tienen relación con los porcentajes altos de COT detectados a lo largo de la zona. La presencia de gramíneas y compuestas indica una vegetación abierta, sugiriendo una perturbación constante que pudo tener su origen en el vulcanismo, ya que para esta edad se tiene reportada la actividad volcánica del volcán Popocatepetl, caracterizada por flujos piroclásticos y oleadas de hace ~14,000 cal a. P. (Macías, 2005), que probablemente influyó en el registro de Los Azufres. Esto a su vez, favoreció el desarrollo de un bosque de pino, el cual ha sido considerado como vegetación clímax de incendio (*fire-clímax*) en algunas regiones del centro-occidente de México (Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997). El registro polínico indica un clima frío y húmedo que probablemente tuvo pequeñas oscilaciones de climas secos, sugerido por las variaciones de *Alnus*. Este comportamiento polínico tiene una similitud al encontrado en el Lago de Texcoco durante los últimos 30,000 cal a. P. (Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997). Otra posible causa de perturbación de los bosques y expansión de vegetación abierta pudo haber sido la actividad biológica que incluye dieta y hábitat de la megafauna del Pleistoceno tardío (Robles-Camacho *et al.*, 2010; González *et al.*, 2014), que, si bien no ha sido reportada en Acoculco, esta evidencia de megafauna está ampliamente distribuida en todo el país (Arroyo-Cabrales *et al.*, 2002).

Se detectaron valores de susceptibilidad magnética de $0.5 \mu\text{m}^3/\text{kg}$ en la base, con un incremento en la cima de $1.5 \mu\text{m}^3/\text{kg}$, sugiriendo un bosque abierto y un consecuente aporte terrígeno a la cuenca por un aumento en la erosión. Por otra parte, estos valores pueden estar también relacionados a un aporte de material volcánico como lo sugiere el contenido de líticos volcánicos y pómez alterada en las Facies 16 y 15.

La mineralogía está representada por cuarzo, cristobalita, caolinita, halloysita, anortoclasa y buddingtonita. La asociación cuarzo, cristobalita, caolinita y halloysita puede estar relacionada a una alteración ácido sulfatada como ha sido reportada en los alrededores de Los Azufres y Alcaparrosa por Canet *et al.* (2015). Este tipo de alteración es común en ambientes de rocas volcánicas con interacción con aguas termales. La anortoclasa es un feldespato alcalino común en la matriz de rocas volcánicas, posiblemente está asociado a la erosión de rocas volcánicas de los alrededores del lago. La buddingtonita es un mineral hidrotermal formado a partir del reemplazamiento de potasio por amonio en feldespatos como plagioclasa y adularia (Voncken *et al.*, 1988; Canet *et al.*, 2015). De acuerdo con los resultados de elementos químicos obtenidos del manantial Los Azufres por Quinto *et al.* (1995), el agua presentó una concentración de amonio (NH_4) de 11.4 ± 0.7 mg/l que confirma la disposición iónica de N.

Zona 4: 13,835 – 13,415 cal a. P.

Durante este tiempo se mantienen las condiciones ambientales del lago con el dominio de *E. exigua*, *P. amabilis*, *Pinnularia* sp.1. sin embargo, bajo estas condiciones *P. microstauron* var. *nonfasciata* y *P. microstauron* var. *rostrata*, disminuyen su abundancia relativa, por su preferencia a aguas frías. *P. braunii* aumenta indicando entradas de agua dulce hacia el lago (Cleve, 1893). En esta zona aparece *Gomphonema parvulum*, especie que prefiere aguas termo-minerales con temperaturas alrededor de 31°C (Stavreva-Veselinovska y Todorovska, 2010).

Durante este período el bosque de *Pinus* aumenta ligeramente al igual que *Quercus*, lo que podría deberse a un ligero incremento en la humedad. Con la humedad los bosques se expandieron y las poblaciones de *Poaceae*, *Asteraceae* y *Convolvulaceae* disminuyeron

ligeramente. El bosque mesófilo estuvo poco desarrollado en esta zona y estuvo representado por los géneros *Liquidambar* y *Betula*, *Ilex* y *Taxodium*. Éste registro polínico sugiere condiciones frías a húmedas con nubosidad durante este período.

En esta zona los valores de COT y CIT muestran grandes oscilaciones que pudieron ser causadas por cambios en la concentración iónica del agua. Los picos de CIT se relacionan a un alto contenido de electrolitos, así como, a un aumento en la evapotranspiración y precipitación de carbonatos (Eugster and Hardie, 1978), como lo sugieren *E. exigua*, *E. septentrionalis* y *P. amabilis*. Un aumento en la temperatura, a su vez, favoreció una mayor productividad y acumulación de materia orgánica como lo sugieren por los picos en COT.

En la base de esta zona la susceptibilidad magnética incrementa hasta $2.0 \mu\text{m}^3/\text{kg}$, indicando un aumento en el aporte terrígeno hacia el lago probablemente por drenaje. El incremento en la susceptibilidad también puede estar relacionado con la presencia de titanita, como se detectó por medio de DRX. Lo anterior sugiere mayor reducción en las poblaciones de árboles, dando lugar a las comunidades de vegetación secundaria. Sin embargo, hacia la cima de esta zona, la susceptibilidad magnética disminuye drásticamente de $2.0 \mu\text{m}^3/\text{kg}$ a $0.3 \mu\text{m}^3/\text{kg}$, relacionada a un retorno de los bosques hacia 13, 415 cal a. P.

Durante este período el hidrotermalismo se caracteriza en la base por una asociación de cuarzo, cristobalita, tridimita, caolinita, dickita, sanidino y albita. Esta asociación cambió en la fase final de la zona a cuarzo, cristobalita, tridimita, caolinita, montmorillonita y anortoclasa. A diferencia de la zona anterior no hay buddingtonita y se conservó la albita, probablemente por una disminución en la concentración de amonio en el fluido hidrotermal. La asociación caolinita, dickita y montmorillonita, son arcillas que pertenecen al grupo del caolín y son características de alteración argílica (Gifkins *et al.*, 2005). Esta asociación

mineralógica como en la zona anterior puede ser parte de una alteración argílica ácido sulfatada (Canet *et al.*, 2015).

Zona 3: 13,415 – 13,150 cal a. P.

En general, en este período la temperatura del lago tiende a incrementar, oscilando entre 30 °C y 40 °C y con ello la proliferación de *E. exigua* y *E. arculus*, como se observa en la cima de la zona. Como consecuencia del aumento de temperatura las poblaciones de *E. septentrionalis* y *E. fennica* se reducen, debido a su afinidad a aguas frías. Sin embargo, en la base de esta zona se registra entrada de agua dulce al lago, que podría indicar más humedad y precipitación, sugerido por *P. laucensis* y *P. braunii*.

Durante este tiempo el clima es un poco más húmedo y permite el retorno del bosque de *Quercus*, mientras que el bosque de *pinus* tiende a reducirse ligeramente. Así mismo, y como consecuencia de un retorno de bosques, la vegetación secundaria se reduce. Sin embargo, hacia la cima de esta zona se registra nuevamente una importante reducción de bosques. Este registro polínico sugiere un cambio de condiciones frías y húmedas con tendencia a condiciones cálidas y húmedas.

Durante este período se reduce el drenaje que alimenta al lago y con ello no se observa un incremento importante en el aporte terrígeno, como se indica con valores bajos de susceptibilidad magnética. Por otra parte, los valores de CT muestran amplias oscilaciones entre las formas orgánica e inorgánica con mayor frecuencia que en la zona anterior. Estas oscilaciones pueden estar relacionadas a cambios en la concentración iónica del agua por distintos pulsos hidrotermales. Además, se ve afectada la productividad primaria, como lo sugiere el género *Pinnularia*.

Como minerales hidrotermales se presenta en asociación cuarzo, cristobalita, sanidino, albita, caolinita y montmorillonita. Al igual que en las zonas anteriores esta asociación mineralógica puede ser parte de una alteración argílica ácido sulfatada (Canet *et al.*, 2015). Lo anterior indica que el hidrotermalismo se mantuvo homogéneo durante ambos períodos.

Zona 2: 13,150 – 12,890 cal a. P.

Durante este período baja la temperatura en el lago y con ello disminuyen las poblaciones de *E. arculus*, *E. exigua* y *E. fennica*. Por otra parte, el contenido de electrolitos aumenta ligeramente permitiendo la proliferación de *P. amabilis*, y *P. laucensis*, *P. Microstauron* var. *rostrata* y *P. subanglica*. Se reactiva la alimentación del lago por drenaje sugerido por un incremento de *P. laucensis*, la cual se ha reportado como una especie con afinidad a aguas dulces (Guiry and Guiry, 2019), así como *P. borealis* var. *subislandica*.

Los bosques de *Pinus*, *Quercus* y *Alnus* se observan estables, pero hacia 12,800 cal a. P., tienden a reducirse, mientras que *Poaceae*, *Asteraceae* y *Umbeliferaceae* se expanden. Los bosques mesófilo y tropical muestran un desarrollo incipiente. Este registro polínico sugiere un clima frío y húmedo con tendencia a un clima seco.

La susceptibilidad magnética en este período no muestra variaciones importantes. Sin embargo, las facies sedimentarias están compuestas por limos y un aporte importante de arenas constituidas por fragmentos líticos volcánicos y pómez. Este resultado implica más energía en el ambiente y un consecuente aporte de sedimentos, que no se ve reflejado en la susceptibilidad magnética. Por lo tanto, se infiere una fuente adicional de detritos, como depósito de caída, de alguna fuente externa. Para esta edad se ha reportado un depósito

piroclástico denominado Pómez Toluca Intermedia (~12,100 cal a. P.). Se conoce que fue transportada por los vientos hacia el noreste (NE). Además, otro depósito de caída de (<12,060 cal a. P.) ha quedado registrado en la cuenca Puebla-Tlaxcala, perteneciente al volcán La Malinche (Castro-Govea and Siebe, 2010).

La asociación mineralógica se caracteriza por cuarzo, tridimita, cristobalita, buddingtonita, sanidino, anortoclasa, caolinita y ramsdellita. La buddingtonita vuelve a aparecer en esta zona. En la caldera Acoculco está bien documentada la presencia de una zona de alteración amonio-argílica de las ignimbritas, lavas dacíticas y riódacíticas (Canet *et al.*, 2010; Canet *et al.*, 2015). La buddingtonita generalmente aparece cerca de la alteración argílica avanzada ácido-sulfatada. Los altos contenidos de amonio sugieren una huella de agua geotérmica de alta temperatura (Canet *et al.*, 2015). La fuente de amonio en Acoculco puede provenir de la materia orgánica de su basamento sedimentario (Bebout y Fogel, 1992; Canet *et al.*, 2010). En esta zona se detecta ramsdellita, que es un óxido de manganeso polimorfo de la pirolusita.

Entre 38 cm y 20 cm de profundidad se registran Estructuras de Deformación de Sedimentos Blandos (por sus siglas en inglés SSDS) (Shanmugam, 2017) con un intervalo de tiempo de 13,000 cal a. P. y 12,950 cal a. P. El origen de estas estructuras probablemente está relacionado a la actividad volcánica de la región (Moran *et al.*, 2008 en Shanmugam, 2017). Sin embargo, estas estructuras pueden ser generadas por una multitud de causas geológicas (Shanmugam, 2017), por lo cual el vulcanismo es solo una posibilidad.

Zona 1: 12,890 – 12,872 cal a. P.

Se presenta un ambiente de alta energía, con posibles fluctuaciones en los niveles de lago y un bajo nivel de electrolitos sugerido por *Nitzschia microcephala* *E. septentrionalis*, *P. acoricola* (Bradbury, 1989). *P. laucensis* aumenta drásticamente su abundancia relativa, sugiriendo una importante entrada de agua dulce hacia el lago. La reducción de *E. exigua* podría estar indicando un enfriamiento paulatino del agua del lago, y que pudieron haberse establecido aguas frías desde entonces.

El bosque de *pinus* se redujo hacia 12,900 cal a. P., permitiendo el crecimiento de *Poaceae*, *Solanaceae*, *Cyperaceae*, *Asteraceae* y *Brassica*. Las condiciones climáticas se vieron favorables para el desarrollo de un bosque tropical de *Fabaceae*. Este registro sugiere un cambio climático marcado de condiciones climáticas frías a cálidas y húmedas.

El comportamiento magnético es casi nulo ($0.1-0.2 \mu\text{m}^3/\text{kg}$) a lo largo de esta zona hasta 8 cm de profundidad, lo que sugiere bajas tasas de erosión y acumulación de sedimentos. Los sedimentos se componen por limos y arcillas, con escaso contenido de pómez, indicando un ambiente de baja energía comparado con la zona anterior, probablemente por una disminución en la precipitación o en las entradas de agua dulce al sistema. Los resultados de COT indican un aumento en la productividad en biomasa, mayor concentración iónica en el agua y una menor precipitación de carbonatos. En esta zona también aparecen fragmentos de carbón y palinomorfos quemados, probablemente indican episodios tardíos de incendios por actividad volcánica.

Se registra una asociación mineralógica de cuarzo, tridimita, sanidino, anortoclasa, caolinita y buddingtonita. Esta asociación sugiere que la alteración amonio-argílica continuó

durante este período. En Acozulco la buddingtonita pudo haberse formado debajo de la zona de alteración silícica en profundidades someras a intermedias (Canet *et al.*, 2015). A la cima de esta zona los sedimentos lacustres están cubiertos por una capa de 8 cm de espesor de epiclastitas semiconsolidadas, inmersas en una matriz carbonatada, como consecuencia de la actividad hidrotermal reciente.

6.2. Implicaciones paleoclimáticas

Las evidencias presentadas en este estudio indican que durante el Pleistoceno tardío el lago de Los Azufres presentó un clima frío y húmedo entre hace 14,290 y 12,890 cal a. P. sin embargo, a partir de 12,890 cal a. P. el clima cambió drásticamente a cálido. La mayoría de los registros paleoclimáticos en los lagos del centro y occidente de México sugieren condiciones cálidas secas y de bajos niveles de agua durante el Pleistoceno tardío. En las subcuencas de Texcoco y Chalco se han reportado condiciones climáticas cálidas y secas que provocaron una ausencia de sedimentación a partir de los 14,400 años a. P. (Lozano-García y Ortega, 1998). Por otra parte, al occidente del CVTM en el lago de Zacapu persistieron condiciones secas entre 14,000 y 4,800 años a. P. (Ortega *et al.*, 2002). El lago Zirahuén registró condiciones secas y niveles bajos de agua de 17,000 a 15,000 años a. P., sin embargo, a partir de los 14,000 años a. P. se registró un aumento en la humedad y en el nivel del lago hasta los 13,000 años a. P. (Ortega *et al.*, 2010). El registro paleoclimático de Los Azufres muestra el inicio de condiciones cálidas más tardías comparado con los registros del centro y occidente del CVTM. No obstante, comparte temporalidad con algunas regiones como Zacapu y Texcoco que registraron niveles de agua bajos y *hiatus* sedimentarios (Ortega *et al.*, 2010).

La base del registro estratigráfico se ubica a la mitad del período interstadial Bolling Allerod (Steffensen *et al.*, 2008) en el cual la temperatura global aumentó unos 10°C entre 14,900 y 12,900 años. Entre 12,900 y 11,700 años a P., la temperatura terrestre bajó bruscamente en el período conocido como Younger Dryas. Sin embargo, el registro paleoclimático de Los Azufres no obedece estos cambios climáticos globales. En la base se registraron condiciones climáticas frías y hacia los 12 900 años se registró un aumento de la

temperatura relacionado a una disminución del bosque de *Pinus* y un incremento del bosque tropical.

En el lago, el registro de diatomeas sugiere un nivel de aguas someras, bajo condiciones ácidas a ligeramente ácidas con temperaturas cálidas y un bajo contenido de electrolitos, sugerido por *E. exigua*, *P. amabilis*, *P. microstauron* var. *rostrata*. Sin embargo, hacia 12,800 cal a. P., aumentaron *P. laucensis*, *E. septentrionalis* y *Nitzschia microcephala*, sugiriendo un cambio de aguas cálidas a frías y un ambiente de alta energía. Este cambio en la temperatura del lago puede ser causado por la actividad hidrotermal con fluidos fríos que persisten hasta la actualidad.

Se sabe que las secuencias lacustres en el centro de México a menudo son alteradas por el vulcanismo, interrumpiendo las señales climáticas registradas (Ortega *et al.*, 2010 y referencias), esto disminuye la precisión en la información paleoambiental. En Acoculco, una actividad volcánica constante pudo haber provocado incendios en las comunidades de plantas promoviendo el desarrollo de bosques de *Pinus* (Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997). Al mismo tiempo pudo haber afectado las tasas de sedimentación del lago, así como el registro de susceptibilidad magnética. A su vez, el hidrotermalismo de la Caldera de Acoculco influyó las propiedades físicas y químicas del lago afectando la biota. Lo anterior sugiere que las variaciones climáticas registradas en Los Azufres pueden estar más relacionadas con la actividad volcánica y geotérmica de la zona que con los cambios climáticos regionales.

Los análisis de DRX permitieron determinar que la alteración hidrotermal se mantuvo constante durante el período de 14,000 a 12,800 cal a. P. A la base del registro la alteración fue principalmente sulfato ácido, una alteración de alta sulfuración que se caracterizó

principalmente por la asociación de cuarzo, tridimita, cristobalita, caolinita, montmorillonita ± dickita ± halloysita ± buddingtonita. La mineralogía anterior sugiere que en este período las emanaciones hidrotermales fueron ácidas y reducidas en amonio. Sin embargo, hacia la cima de la columna desapareció la montmorillonita y la asociación mineralógica se enriqueció en buddingtonita, reflejando un enriquecimiento en amonio del fluido. En la actualidad el lago de Los Azufres presenta una alta concentración de amonio (Quinto *et al.*, 1995) que podría tener su origen en los fluidos hidrotermales que fluyen a través del basamento sedimentario de la región (Canet *et al.*, 2010). Por otra parte, está bien documentado la presencia de una zona de alteración de amonio-argílica de las ignimbritas y lavas dacíticas y riodacíticas en la caldera de Acoculco (Canet *et al.*, 2015 y Canet *et al.*, 2010). Las ocurrencias de la buddingtonita están generalmente cerca de áreas con alteración argílica avanzada de ácido-sulfato. Además, la buddingtonita también se produce a 300 m de profundidad, sin embargo, la actividad de erosión y fallamiento pudieron haber expuesto localmente las partes más someras de la zona de alteración de buddingtonita (Canet *et al.*, 2010). Lo anterior sugiere que las condiciones hidrotermales del lago desde hace 13,000 años fueron muy similares a las actuales y quizás implica que este tipo de alteración inició un registro importante desde esa época.

Capítulo 7. Conclusiones

La columna sedimentaria consiste de 16 cambios de facies, constituidas principalmente por limos, arcillas y en menor proporción arenas y gránulos. Las facies más profundas son generalmente finas indicando un ambiente de baja energía y menor arrastre terrígeno con posible caída de material volcánico. Las facies someras muestran una mezcla de limos con arenas y gránulos probablemente derivados de actividad volcánica como depósito de caída.

A partir de 14,290 cal a. P., las condiciones climáticas fueron frías y húmedas, sugerido por el desarrollo de bosques de *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*. Sin embargo, siempre existió perturbación constante de la vegetación arbórea, que pudo estar asociada al vulcanismo regional, o a posibles incendios locales, sugerido por palinomorfos quemados y abundantes fragmentos de carbón encontrados a lo largo del registro. Hacia 12,900 cal a. P. las condiciones climáticas fueron cálidas y con ello se desarrolló un bosque tropical con *Fabaceae* y en consecuencia el bosque templado disminuyó.

Los registros de diatomeas encontradas en este período sugieren condiciones cálidas y ácidas en el contexto de un lago oligotrófico con contenido bajo en promedio de electrolitos. Los fluidos hidrotermales fueron una fuente importante de nutrientes en el lago, cuya composición y temperatura determinaron la diversidad de diatomeas. Hacia 12,890 cal a. P., ocurrió un cambio de aguas cálidas a frías probablemente relacionado a la actividad hidrotermal.

La susceptibilidad magnética registra en la base de la columna (entre 130 cm y 110 cm de profundidad), un período de erosión que se relaciona con la presencia de un bosque

abierto y perturbado. Los análisis de DRX permitieron determinar que la alteración hidrotermal siempre estuvo presente durante el período de 14,290 a 12,890 años.

En la base y cima del registro sedimentario, el CT está representado por la forma orgánica, que indica un aumento en la productividad primaria, mayor concentración iónica y una menor precipitación de carbonatos.

Bibliografía

- Arroyo-Cabrales, J., Polaco O.J., Johnson, E. (2002). La mastofauna del Cuaternario tardío en México, en Montellano-Ballesteros, M., Arroyo-Cabrales, J. (coords.). Avances en los estudios paleomastozoológicos en México: México, D.F. Instituto Nacional de Antropología e Historia, Colección Científica, pp. 103–123.
- Avellán Denis Ramón, Macías José Luis, Layer Paul W., Guillermo Cisneros, Juan Manuel Sánchez-Núñez, Martha Gabriela Gómez-Vasconcelos, Antonio Pola, Giovanni Sosa-Ceballos, Felipe García-Tenorio, Gabriela Reyes Agustín, Susana Osorio-Ocampo, Laura García- Sánchez, Irma Fabiola Mendiola, Joan Marti, Héctor López-Loera & Jeff Benowitz. (2018). Geology of the late Pliocene–Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México), *Journal of Maps*, DOI: 10.1080/17445647.2018.1531075.
- Bartlein, P. J., Colin-Prentice, I., and Webb, T. (1986). Climatic response surfaces from pollen data some eastern North America taxa. *Journal of Biogeography*. Vol. 13, pp. 13-54.
- Bartlein, P. J., Harrison, S. P., and Brewer, S. (2010). Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: A global synthesis. *Climate Dynamics* 37, pp. 775–802.
- Bebout, G. E. and Fogel, M. L. (1992). Nitrogen-isotope compositions of metasedimentary rocks in the Calalina Schist, California: Implications for metamorphic devolatilization history. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 56, pp. 2839-2849.
- Bradbury, J. P. (1989). Late Quaternary lacustrine Paleoenvironments in the Cuenca de México. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 8, pp. 75-100.

-
- Bradbury, J. P. (2000). Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 163, pp. 69–95.
- Bradley, R. (1999). *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*, Second edition. San Diego: Academic Press.
- 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*, (28 September 1989). Vol. 341, pp. 318–321.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., Ortega, B. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 62. No. 3, pp. 359-377.
- Caballero-Miranda, M. E., Lozano-García, M. S., Ortega, B., Urrutia, J., Macías, J. L. (1999). Environmental characteristics of lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50, 000 years. *Journal of Paleolimnology*. 22(4), pp. 399–411.
- Caballero-Miranda, M. E. (1997). Reconstrucción paleolimnológica del lago Chalco, México, durante el Último Máximo Glaciar-El registro de diatomeas entre 34,000 y 15,000 años A. P. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 14, pp. 91-100.
- Caballero-Rodríguez, D., Lozano-García, S., Correa-Metrio, A. (2017). Vegetation assemblages of central Mexico through the late Quaternary: modern analogs and compositional turnover. *Journal of Vegetation Science*. Vol. 8, pp. 504-514.

-
- Caballero-Rodríguez, D., Correa-Metrio, A., Lozano-García, S., Sosa-Nájera, S., Ortega, B., Sanchez-Dzib Y., Aguirre-Navarro K., Sandoval-Montaña A. (2018). Late-Quaternary spatiotemporal dynamics of vegetation in Central Mexico. *Review of Paleobotany and Palynology*.
- Canet, C., Arana, L., González-Partida, E., Pi, T., Prol-Ledesma, R. M., Franco, S. I., Villanueva-Estrada, R. E., Camprubí, A., Ramírez-Silva, G., López-Hernández, A. (2010). A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geochemical Exploration. ELSEVIER. Vol. 105, pp. 1-10.*
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R. E., Alfonso, P., González-Partida, E., Salinas, S. (2015). Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics. ELSEVIER. Vol. 53, pp. 154-165.*
- Castro-Govea, R. and Siebe, C. (2010). La historia eruptiva del volcán La Malinche. El colegio de Tlaxcala, A. C. Mesoamerican Research Foundation. Tomo I, pp. 15-42.
- Choudhary, P., Routh, J., Chakrapani, G. J., Kumar, B. (2009). Biogeochemical records of paleoenvironmental changes in Nainital Lake, Kumaun Himalayas, India. *Journal of Paleolimnology. Vol. 42, pp. 571–586.*
- Cleve, P. T. (1893). Synopsis of the naviculoid diatoms. *Klongl svenska vetenskaps-Akademiens handlingar. Srockholm. Vandet 27. No. 3. pp. 54-230.*

-
- CONAFOR. (2014). Estudio de cuenca de abasto para la región Chignahuapan-Zacatlán, Puebla. pp. 1-225.
- Correa-Metrio, A., Lozano-García, S., Xelhuantzi-López, S., Sosa-Nájera, S., Metcalfe, S. E. (2012). Vegetation in western Central Mexico during the last 50 000 years: Modern analogs and climate in the Zacapu Basin. *Journal of Quaternary Science*. Vol. 27, pp. 509–518.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. and Hammer, C. U. (1984). North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. In: J. E. Hansen and T. Takahashi (Editors), *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Geophysical Monograph. 29, Maurice Ewing. Am. Geophysic Union Washington, D.C. Vol. 5, pp. 288--298.
- De la Cruz Hernández y Castillo Hernández, (1986) en López-Hernández A. (2009). *Evolución Volcánica del Complejo Tulancingo-Acoculco y su sistema Hidrotermal, estados de Hidalgo y Puebla, México*. (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México. México.
- Dearing, J. A. (1999). *Environmental Magnetic Susceptibility. Using the Bartington MS2 System*. Second Edition. British Library Cataloguing. p. 54.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 2, pp. 172–187.

-
- Domínguez-Vázquez, G., Osuna-Vallejo, V., Castro-López, V., Israde-Alcántara, I., Bischoff, J. A. (2018). Changes in vegetation structure during the Pleistocene-Holocene transition in Guanajuato, central Mexico. *Vegetation History and Archaeobotany*.
- Elias, S. A y Mock, C. J. (2013). History of Quaternary science. In S. A. Elias (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Second edition. London: Wiley. Vol. 1, pp. 1–8.
- Eugster, H. P and Hardie, L. A. (1978). Saline lakes. In: Lerman A (ed.) *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. New York: Springer. pp. 237–293.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 53, pp. 84–92.
- Ferrari, L., M. T. Orozco-Esquivel, V. Manea, and M. Manea. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*. Vol. 522, pp. 122–149, doi: 10.1016/j.tecto.2011.09.018.
- Firestone, R. B., West, A., Kennett, J. P., Becker, L., Bunch, T. E. (2007). Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. Vol. 104, pp. 16016–16021.
- Fisher, C.T., Pollard, H.P., Frederick, C. (1999). Intensive agriculture and socio-political development in the Lake Pátzcuaro Basin, Michoacán, México. *Antiquity*. Vol. 73, pp. 642–649.

-
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., and Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexica Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*. Vol. 41, no. 2, pp. 133-150.
- Gifkins, C., Herrmann, W., Large, R. (2005). *Altered volcanic rocks – A guide to description and interpretation*. Centre Ore Depos Res. University Tasmania, Hobart.
- González, S., Huddart, D., Israde-Alcántara, I., Domínguez-Vázquez, G., Bischoff, J. (2014). Tocuila Mammoths, Basin of Mexico: Late Pleistocene-Early Holocene stratigraphy and the geological context of the bone accumulation. *Quaternary Science Reviews*. Vol. XXX, pp. 1-18.
- González-Quintero, L. (1986). Análisis polínicos de los sedimentos. In: Lorenzo, J. L., Mirambell, L. (Eds.), *Tlapacoya: 35,000 Años de Historia del Lago de Chalco*. Colección Científica, Instituto Nacional de Antropología e Historia, pp. 157– 166.
- Hauck, J., Gerdes, D., Hillenbrand, C., Hoppema, M., Kuhn, G., Nehrke, G., Voelker, C., Wolf-Gladrow, D.A. (2012). Distribution and mineralogy of carbonate sediments on Antarctic shelves. *Journal of Marine Systems*. Vol. 90, pp. 77-87.
- Heine, K. (1984). Comment on "Pleistocene glaciation on Volcano Ajusco, central Mexico, and comparison with the standard Mexican glacial sequence" by Sidney E. White and Salvatore Valastro Jr. *Quaternary Research*. Vol. 22, pp. 242-246.
- Heine, K. (1988). Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes. *Die Geowissenschaften*. Vol. 6, pp. 197- 205.

-
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*. Vol. 29, pp. 143–152.
- Israde-Alcántara, I. (1995). Bacini Lacustri dal Settore Centrale dall'arco vulcanico messicano. *Stratigrafia ed evoluzione vulcanotettonica basata sulle diatome: Milán*, Università degli Studi di Milano. Tesis doctoral, 254 p.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., Ortega, M. R. (2002). Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiológica*. Vol. 12(1), pp. 61–78.
- Israde-Alcántara, I., Velázquez-Durán, R., Lozano-García, S., Bischoff, J., Vázquez, G.D., Garduño Monroy, V. H. (2010). Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 62, pp. 345–357.
- Krammer K, Lange-Bertalot, H. (1991). *Süßwasserflora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales; Fragilariaceae, Eunotiaceae*. Vol. 2/3, Gustav Fischer, Stuttgart.
- Lange-Bertalot, H. *Iconographia Diatomologica, Annotated Diatom Micrographs*. (1999). Vol. 8. A.R.G. Gantner Verlag K.G. p. 104.
- Last, M. W. and Smol, P. J. (2001). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. Print 2001, Kluwer Academic Publishers. New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow. p. 515.

-
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, y Quijano-León, J. L. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo-Acozulco Caldera Complex, central Mexico: Exploratory studies. *Geothermics*. Vol. 28, pp. 279-293.
- López-Hernández, A. (2009). Evolución Volcánica del Complejo Tulancingo-Acozulco y su sistema Hidrotermal, estados de Hidalgo y Puebla, México. (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México. México. pp. 1-171.
- Lozano-García, M. S. and Ortega-Guerrero, B. (1994). Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 109, pp. 177-191.
- Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero, M. M., Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). Late Pleistocene and Holocene Palaeoenvironments of Chalco Lake, Central México: *Quaternary Research*. Vol. 40, pp. 332 - 342.
- Lozano-García, M. S. and Ortega-Guerrero, B. (1998). Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco subbasins. *Review of Palaeobotany and Palynology*. Vol. 99, pp.77–93.
- Lozano-García, M. S. and Xelhuantzi-López, M. S. (1997). Some problems in the late Quaternary pollen records of central Mexico: Basins of Mexico and Zacapu. *Quaternary International*. Vol. 43/44, pp. 117-123.

-
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. LVII. No. 3, pp. 379-424.
- Martínez, P. and Robinson, R. S. (2010). Increase in water column denitrification during the last deglaciation: the influence of oxygen demand in the Eastern equatorial Pacific. *Biogeosciences*. Vol. 7, pp. 1–9.
- Metcalfe, S. E., O’Hara, S. L., Caballero, M., Davies, S. J., (2000). Records of Late Pleistocene -Holocene in Mexico—A review. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 19, pp. 699– 721.
- Metzeltin Ditmar y García-Rodríguez, F. *Las Diatomeas Uruguayas* (2012). Segunda Edición. Montevideo, Uruguay. DIRAC. p. 213.
- Mooser, F. (1972). The Mexican Volcanic Belt Structure and tectonics: *Geofísica Internacional*. Vol. 12, pp. 55-70.
- Moran et al., 2008, en Shanmugam, G. (2017). The fallacy of interpreting SSDS with different types of breccias as seismites amid the multifarious origins of earthquakes: Implications. *Journal of Palaeogeography*. Vol. 6 (1), pp. 12-44.
- Niederberger, C. (1987). *Paleopaysages et Archaeologie Pre-urbaine du Bassin de Mexico*. Centre d'Etudes Mexicaines et Centramericaines, México, D.F.
- Oliveros, J. A. (1975). Arqueología del estado de Michoacán. In: *Los pueblos y señoríos teocráticos. México: panorama histórico y cultural*. Vol. 7, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México. pp. 207–214.

-
- Ortega, B., Caballero, C., Lozano-García, M. S, Israde-Alcántara, I., Vilaclara, G. (2002). 52, 000 years of environmental history in Zacapu Basin, Michoacan, Mexico: the magnetic record. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 202, pp. 663–675.
- Ortega, B., Vázquez, G., Caballero, M., Israde, I., Lozano-García, S., Schaaf, P., Torres, E. (2010). Late Pleistocene Holocene record of environmental changes in Lake Zirahuén, Central Mexico. *Journal Paleolimnology*. Vol. 44, pp. 745-760.
- Ostrooumov, M. (2009). *Mineralogía Analítica Avanzada*. Libro. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Departamento de Geología y Mineralogía. Sociedad Mexicana de Mineralogía. pp. 33-53.
- Quinto, A., Santoyo, E., Torres, V., González, E., Castillo, H. D. (1995). Estudio geoquímico-ambiental de los efluentes naturales producidos en la zona geotérmica de Aocolco, Puebla. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. 10(3), pp. 21–27.
- Robles-Camacho, J., Corona-Chávez, P., Morales-Gámez, M., Guzmán, A. F., Polaco, O. J., Domínguez-Vázquez, G., Israde-Alcántara, I., Oliveros-Morales, A. (2010). Estratigrafía y paleoambiente asociados a un Gomphoteriidae (*Cuvieronius hydon*) en Tzintzuntzan, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 27 (3), pp. 530-544.
- Sánchez Goñi, M. F. and Harrinson, S. P. (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 29, pp. 21823-2827.

Sánchez-Goñi, M. F., Loutre, M. F., Crucifix, M., Peyron, O., Santos, L., Duprat, J., Malaizé, B., Turon, J. L., and Peypouquet, J. P. (2005). Increasing vegetation and climate gradient in Western Europe over the Last Glacial Inception (122–110 ka): data-model comparison. *Earth Planetary Sciences Letter*. Vol. 231, pp. 111–130.

Shanmugam, G. (2017). The fallacy of interpreting SSDS with different types of breccias as seismites amid the multifarious origins of earthquakes: Implications. *Journal of Palaeogeography*. Vol. 6 (1), pp. 12-44.

Stavreva-Veselinovska, S. and Todorovska, A. (2010). Ecology of the Diatomic Flora in Thermo-Mineral Springs of Katlanovska Bajan in Republic of Macedonia. *Ecologia Balkanica*. Vol. 2, pp. 1-6.

Steffensen, J. P., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S. O., Rothlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Siggaard-Andersen, M. L., Sveinbjornsdottir, A. E., Svensson, A., White, J.W.C. (2008). High-resolution Greenland Ice Core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*. Vol. 321 (5889), pp. 680-684.

Stokes, C. R., Margold, M., Clark, C. D. & Tarasov, L. (2016). Ice stream activity scaled to ice sheet volume during Laurentide Ice Sheet deglaciation. *Nature*. 530, pp. 322–326.

Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R.,

-
- Seierstad, I., Steffensen, J. P., Vinther, B. M. (2008). A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*. Vol. 4, pp. 47–57.
- Vázquez-Castro, G. (2004). Caracterización de los sedimentos del Holoceno tardío del lago Santa María del Oro, Nayarit, utilizando métodos de magnetismo ambiental: México, D.F. (Tesis de maestría). Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. p. 153.
- Vázquez-Selem, L. and Heine, K. (2004). Late Quaternary Glaciation of Mexico. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. (Eds.), *Quaternary Glaciations-Extent and chronology, part III*. Elsevier, South America, pp. 233– 242.
- Vázquez-Selem, L. (1989). Geomorfología glacial y periglacial del volcán Teyotl. (Tesis de maestría, no publicada), Universidad Nacional Autónoma de México.
- Velázquez D. R., I. A. Israde-Alcántara, I., y G.M.S. Lozano. (2000). Registro palinológico en el lago de Cuitzeo. Implicaciones ambientales en los últimos 35,000 años A.P. *Geos*. Vol. 20(3), p. 167.
- Verma, S. P. (1987). Mexican Volcanic Belt: present state of knowledge and unsolved problems. *Geofísica Internacional*. Vol. 26, pp. 309–340.
- Voncken, J. H. L., Konings, R. J. M., Jansen, J. B. H., and Woensdregt, C. F. (1988). Hydrothermally Grown Buddingtonite, an Anhydrous Ammonium Feldspar ($\text{NH}_4\text{AlSi}_3\text{O}_8$). *Physics and Chemistry of Minerals*. Springer-Verlag. Vol. 15, pp. 323-328.

Watts, W. A., Bradbury, J. P. (1982). Paleoecological studies at Lake Patzcuaro on the west-central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research*. Vol. 17, pp. 56–70.

Wentworth C. (1992). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*. Vol. 30, pp. 377-392.

White, S. E., Reyes-Cortes, M., Ortega Ramirez, J. & Valastro, S. (1990). El Ajusco: Geomorfología volcánica y acontecimientos glaciales durante el Pleistoceno superior y comparación con las series glaciales mexicanas y las de las Montañas Rocallosas. Colección Científica, Serie Arqueología, INAH, México, D.F. pp. 77.

White, S. E. (1962). Late Pleistocene glacial sequence for the west side of Iztaccihuatl, Mexico. *Geological Society of America*. Vol. 73, pp. 935-958.

White, S. E. (1986). Quaternary Glacial Stratigraphy and Chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews*. Vol.5 (1-4), pp. 201-206.

ANEXO 1

Análisis granulométrico y micropartículas.

Procedimiento:

Tamizado en húmedo.

1. Pesar muestra seca y registrar valores en una bitácora de control. Nota: La cantidad de muestra es opcional, lo importante es saber cuánta muestra se está procesando para saber si hubo o no pérdida de material y tener una estadística confiable.
2. Humedecer y disgregar cada muestra en cazos limpios y posteriormente hacer pasar el material por los tamices apilados y ordenados (de cima a base, apertura mayor a menor respectivamente). Hacer vibrar los matices manualmente por 10 minutos e ir agregando agua limpia con apoyo de un atomizador, para separar el material arcilloso adecuadamente del resto de los componentes.
3. Transcurridos 10 minutos, secar el material al sol.
4. Retirar el material capturado en cada malla y pesarlo. Registrar valores.

Procedimiento del analizador electrónico microanalizador de partículas.

El equipo está integrado por un equipo de cómputo que controla el análisis y registra los resultados. El análisis consiste en hacer pasar la muestra por un conducto que es intersectado por un haz de luz que reconoce el tamaño de partículas y envía la señal al sistema de cómputo. El equipo se encuentra en el laboratorio del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH.

-
1. Del material que pasó la malla del tamiz N°30, tomar ~5gr de muestra. Seleccionar una malla adecuada y ponerla en el conducto del equipo para iniciar las mediciones. Nota: esta malla se limpiará con aire a presión después de cada medición.
 2. Color la muestra en el conducto poco a poco, mientras el equipo se encuentra en vibración y realiza el análisis. El equipo indicará cuando se haya terminado la medición.

Este análisis es muy sencillo y lleva tan solo pocos minutos. Únicamente depende de la cantidad de muestras a analizar y solo requiere muy poco material.

Diatomeas (Israde, 1995)

Procedimiento:

1. Pesar de 0.5- 1 gr de muestra seca y colocarla en un vaso de precipitados, previamente etiquetado.
2. Humedecer la muestra con agua destilada y colocarla en una parrilla a temperatura menor a 100 °C. Pasados cinco minutos aproximadamente, agregar 20 ml de peróxido de hidrógeno (H₂O₂), al 30%.
3. Esperar hasta observar la evaporación del peróxido. Antes de que se complete la evaporación se agrega más peróxido para hasta observar un cambio de coloración a amarillo canario.
4. Calentar hasta que se evapore el peróxido, antes de secarse. Una vez evaporado lo suficiente, sacar la muestra de la parrilla.

Hasta este punto se logra eliminar toda la materia orgánica existente en cada muestra.

5. Dejar enfriar la muestra y posteriormente agregar gotas de ácido clorhídrico hasta que comience a efervecer. Dejar que reaccione, hasta la digestión.

Este procedimiento permite eliminar los carbonatos presentes en las muestras.

6. Agregar unas gotas de peróxido, únicamente para comprobar que no haya quedado materia orgánica (lo ideal sería que no comenzara a efervecer la muestra), y calentar hasta conseguir la máxima evaporación del líquido sin que se seque la muestra.

7. Dejar enfriar la muestra y colocarla en tubos. Aforar a 5 ml con agua destilada y agitar, para comenzar el lavado de material.

8. Una vez agitada la muestra dejar reposar unos minutos y se retira el exceso de agua, evitando perder material. Agregar nuevamente agua.

9. Realizar de cinco a siete veces el enjuague, para limpiar adecuadamente la muestra y neutralizarla (pH 7). Por lo que es necesario, después de cada enjuague, revisar el pH con pHímetro.

10. Colocar 20 µl de muestra diluida en un cubreobjetos y colocarlo dentro de un desecador durante un día, hasta conseguir el secado total de la muestra.

11. Montar muestras. Calentar una parrilla a temperatura baja ~60 °C, colocar un portaobjetos para calentarlo, agregar una gota de nafrax (resina con alto índice de refracción, ZRAX R.I-1.7). Inmediatamente después, colocar el cubreobjetos para encapsular la muestra y oprimir lo suficiente para que la muestra pegue completamente y retirar de la parrilla.

12. Dejar enfriar y etiquetar cada laminilla.

Polen (Erdtman, 1952)

Procedimiento:

1. Agregar una cápsula de esporas exóticas (*Lycopodium clavatum*) en viales previamente etiquetados.
2. Añadir 10 ml de ácido clorhídrico (HCl), para diluir la cápsula.
3. Colocar 1 cm³ de muestra.
4. Hervir 10 minutos. Contar el tiempo a partir de que las muestras estén hirviendo.
5. Dejar enfriar un poco y centrifugar a 3000 revoluciones por cinco minutos. Decantar el HCL.
6. Enjuagar tres veces con agua destilada (llenar el vial a 50 ml).
7. Agregar 10 ml de hidróxido de potasio (KOH) y hervir por 20 minutos.
8. Centrifugar y decantar el KOH.
9. Enjuagar una vez y tamizar.
10. Enjuagar dos veces con agua destilada.
11. Colocar 5 ml de ácido fluorhídrico (HF) y dejarlo actuar durante una noche.
12. Centrifugar y decantar el HF.
13. Agregar 10 ml de HCl y hervir por 5 minutos.
14. Centrifugar y decantar el HCl. Enjuagar de tres a cuatro veces.
15. Agregar 10 ml de solución Acetolítica y hervir por 25 minutos.

16. Centrifugar y decantar. Enjuagar cuatro veces.

17. Vaciar al ependor y agregar glicerina.

18. Montar muestra (20 μ l), sobre un portaobjetos limpio previamente etiquetado, cubrir inmediatamente con cubreobjetos. Sellar el contorno del cubreobjetos con un barniz (sin marca específica). Nota: Es indispensable que la muestra no se seque durante la observación, para poder mover y voltear los granos de polen y poder identificarlos.

ANEXO 2

**Diatomeas identificadas en el registro sedimentario del Lago Los Azufres,
ubicado en la Caldera Acoculco, Puebla.**

LÁMINA 1

1. *Caloneis aerophila* Bock 1963; especie similar a *Caloneis* sp. Veselá Jana y Johansen Jeffrey R. (2009)
2. *Eunotia arculus* (Grunow) Lange-Bertalot & Nörpel 1991
3. *Eunotia bilunaris* (Ehrenberg) Schaarschm, 1881; Mills 1943; Veselá Jana y Johansen Jeffrey R. (2009)
- 4, 5, 6 y 7. *Eunotia exigua* (Brébisson ex Kützing) Rabenhorst 1864
8. *Eunotia faba* Ehrenberg 1838
9. *Eunotia fennica* (Hustedt) Lange-Bertalot in Werum & Lange-Bertalot, 2004; Veselá Jana y Johansen Jeffrey R. (2009)
10. *Eunotia intermedia* (Krasske) Nörpel & Lange-Bertalot 1991
11. *Eunotia paludosa* var. *trinacria* (Krasske) Nörpel 1991
- 12 y 13. *Eunotia septentrionalis* Oestrup 1897
14. *Eunotia* sp. 1
15. *Eunotia* sp. 2
16. *Eunotia sudetica* O. Müller 1898
17. *Frustulia rhomboides* (Ehrenberg) De Toni 1891
18. *Frustulia rhomboides* var. *saxonica* (Rabenhorst) De Toni 1891

LÁMINA 1

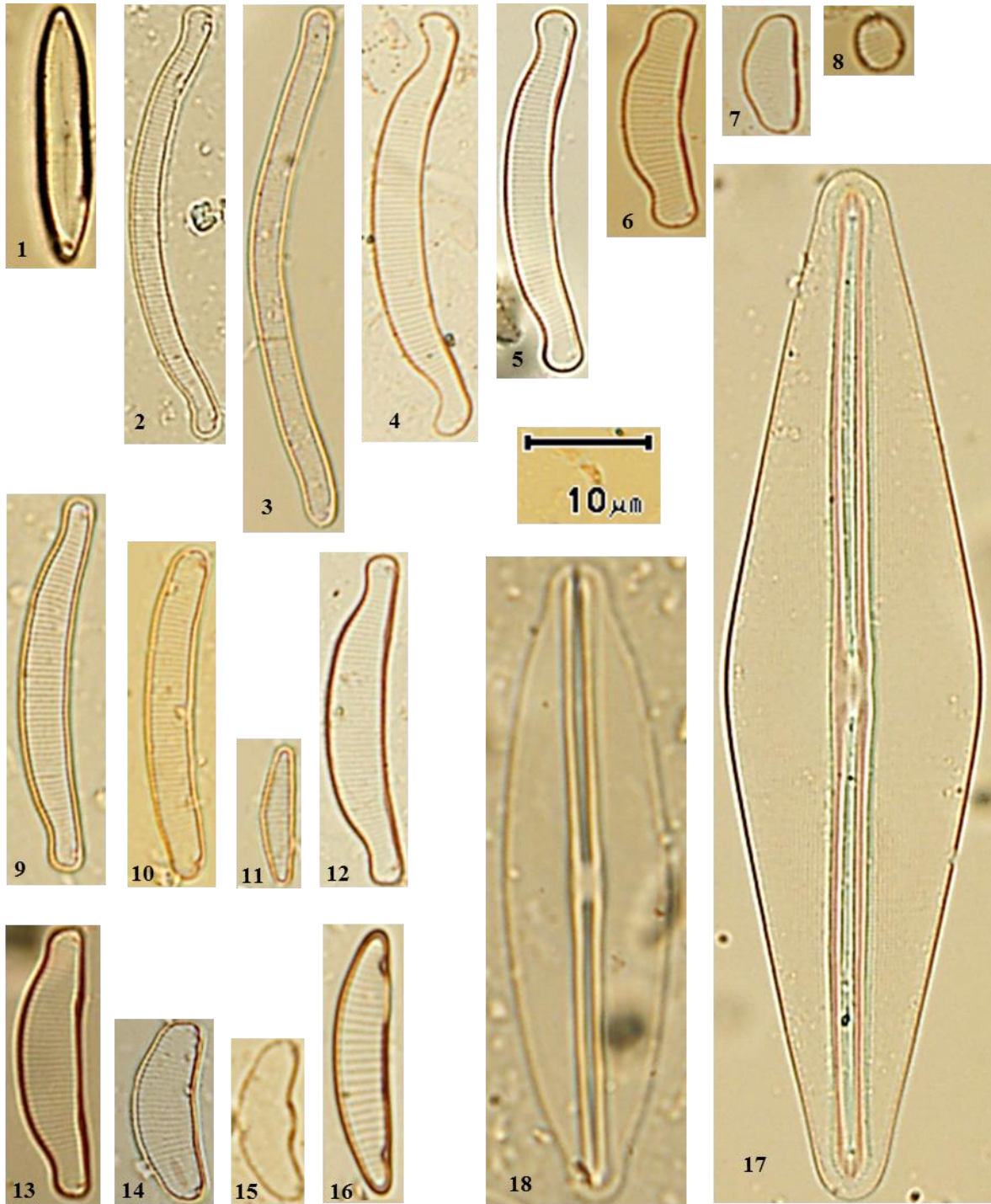


LÁMINA 2

- 19, 20 y 21. *Gomphonema parvulum* (Kützing) Kützing 1849
22. *Hantzschia amphioxys* (Ehrenberg) Grunow in Cleve & Grunow 1880; W. Smith
23. *Neidium alpinum* Hustedt 1943
24. *Nitzschia microcephala* Grunow
- 25, 26 y 27. *Pinnularia acoricola* Hustedt; especie similar a *Pinnularia acoricola* var. *pumilio* Wydrzycka, U. & Lange-Bertalot, 2001.
- 28 - 32. *Pinnularia amabilis* Krammer, 2000; especie similar a *Pinnularia acidojaponica* M. Idei et H. Kobayasi, 2001.
33. *Pinnularia anglica* Krammer, 2000
34. *Pinnularia borealis* var. *subislandica* Krammer, 2000
- 35, 36 y 37. *Pinnularia braunii* (Grunow) Cleve 1895

LÁMINA 2

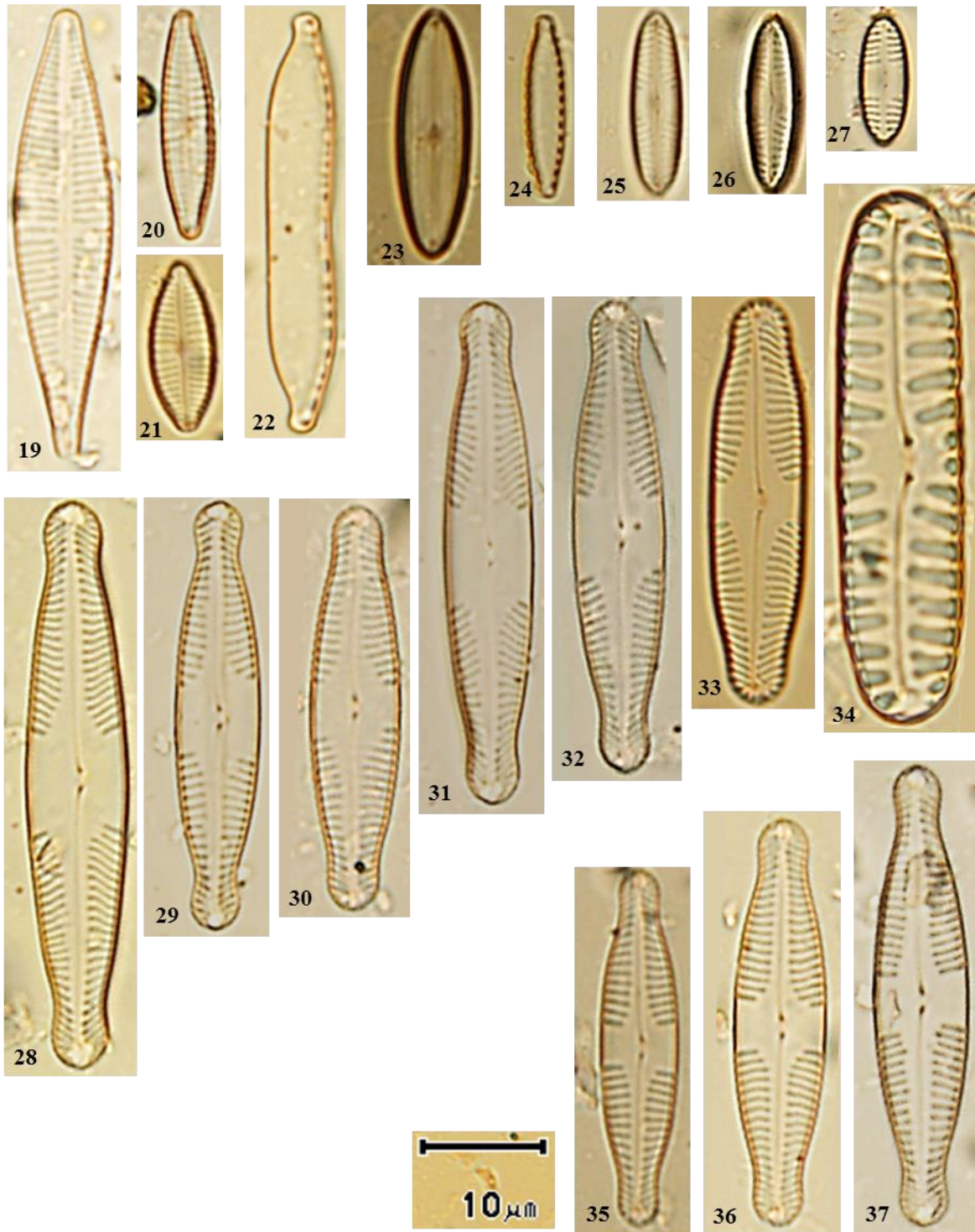


LÁMINA 3

38 - 41. *Pinnularia brebissonii* (Kützing) Rabenhorst 1864

42 y 43. *Pinnularia divergens* W. Smith 1853

44, 45 y 46. *Pinnularia laucensis* Lange-Bertalot, Rumrich & Frammer, 2000

47. *Pinnularia microstauron* (Ehrenberg) Cleve 1891

48, 49 y 50. *Pinnularia microstauron* var. *angusta* Krammer, 2000

LÁMINA 3

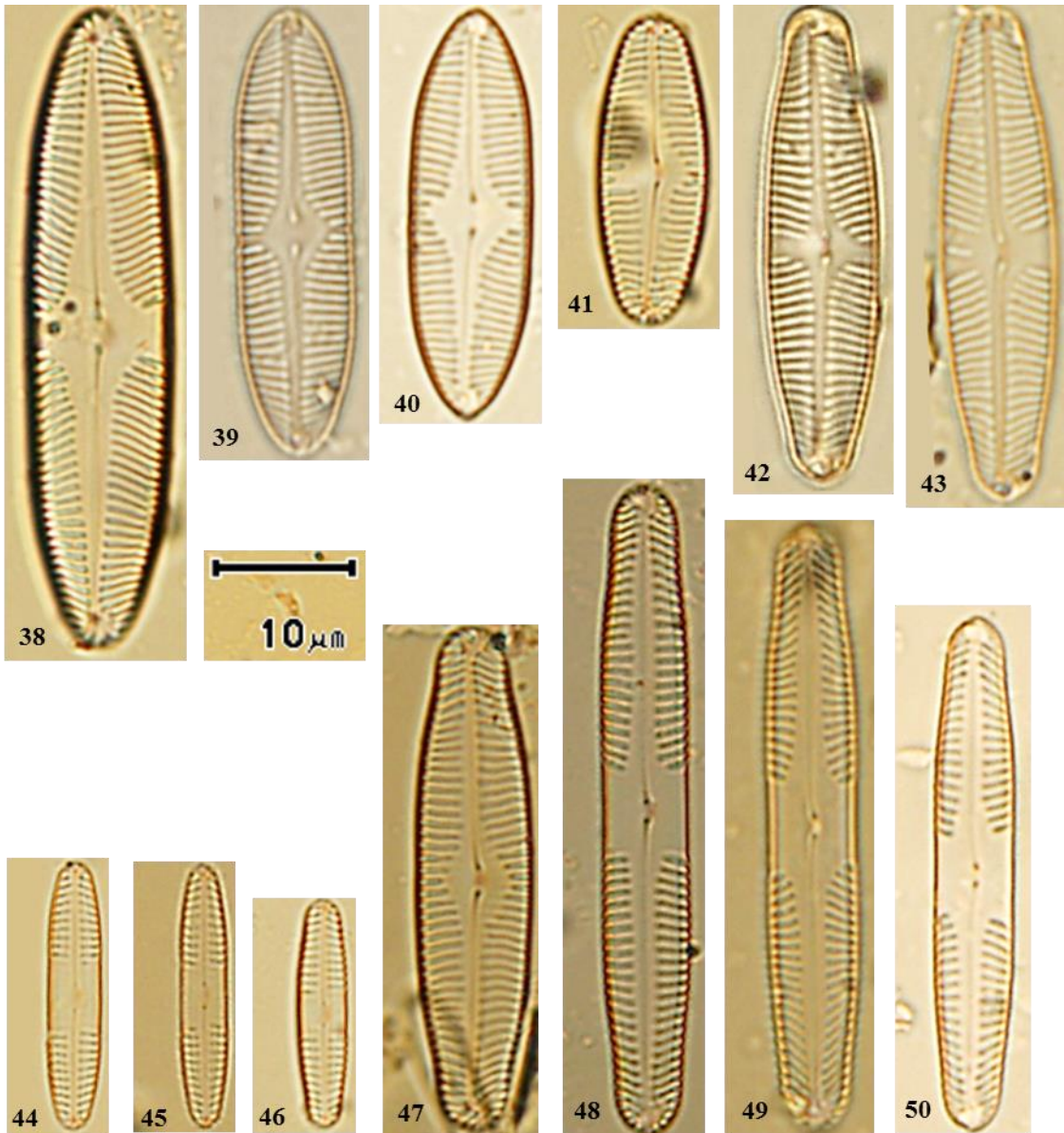


LÁMINA 4

51 - 54. *Pinnularia microstauron* var. *nonfasciata* Krammer, 2000

55 - 61. *Pinnularia microstauron* var. *rostrata* Krammer, 2000

62. *Pinnularia pseudogibba* Krammer, 2000

LÁMINA 4

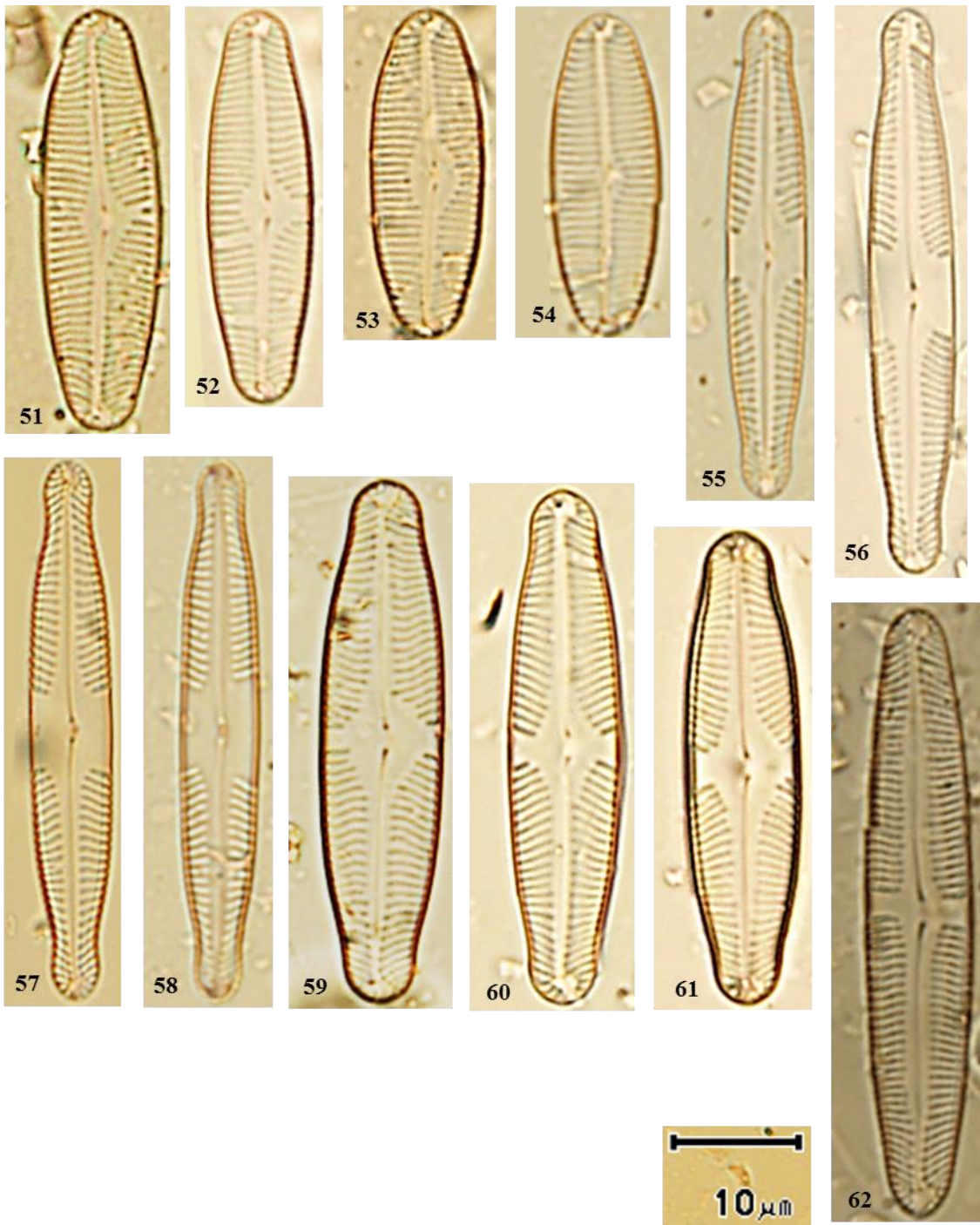


LÁMINA 5

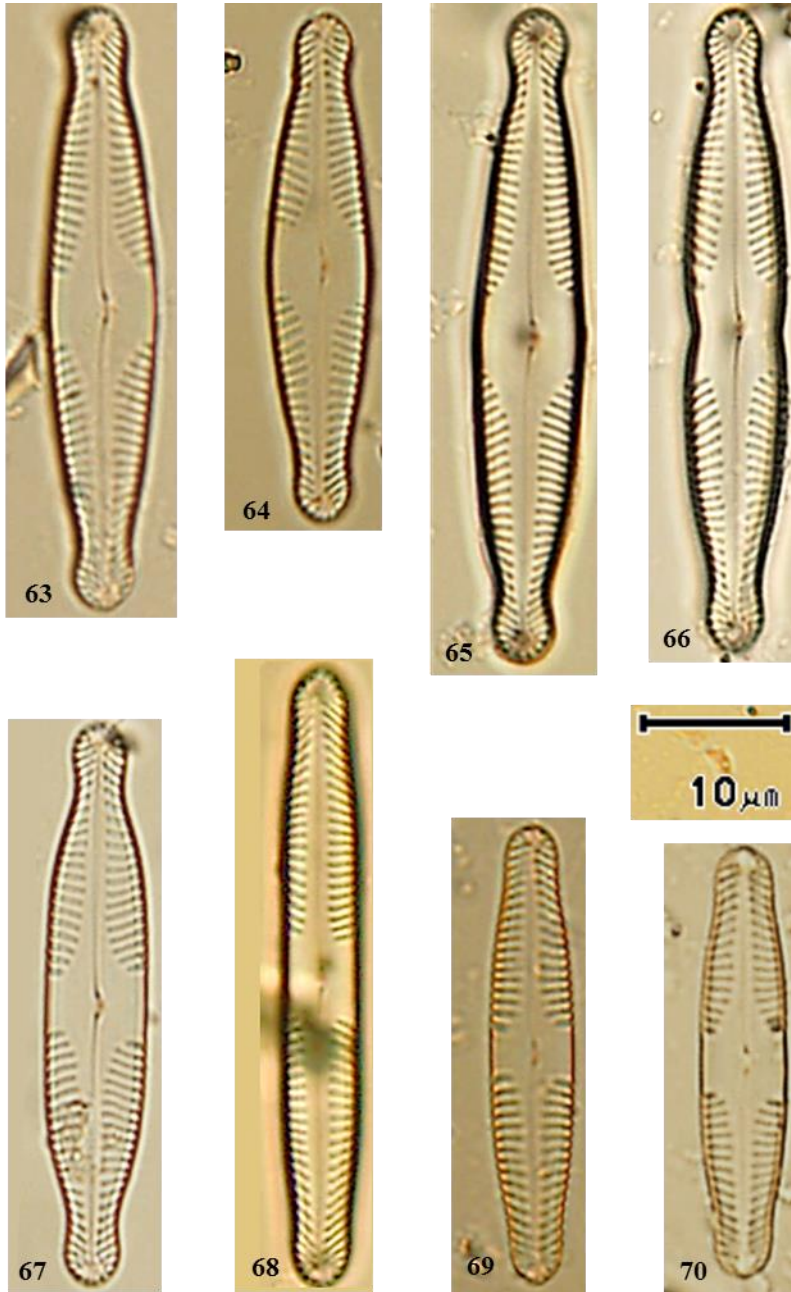
63 y 64. *Pinnularia sp. 1*

65 y 66. *Pinnularia sp. 2*

67. *Pinnularia subanglica* Krammer, 2000

68, 69 y 70. *Pinnularia subcapitata* Gregory; Quintela et al, 2013.

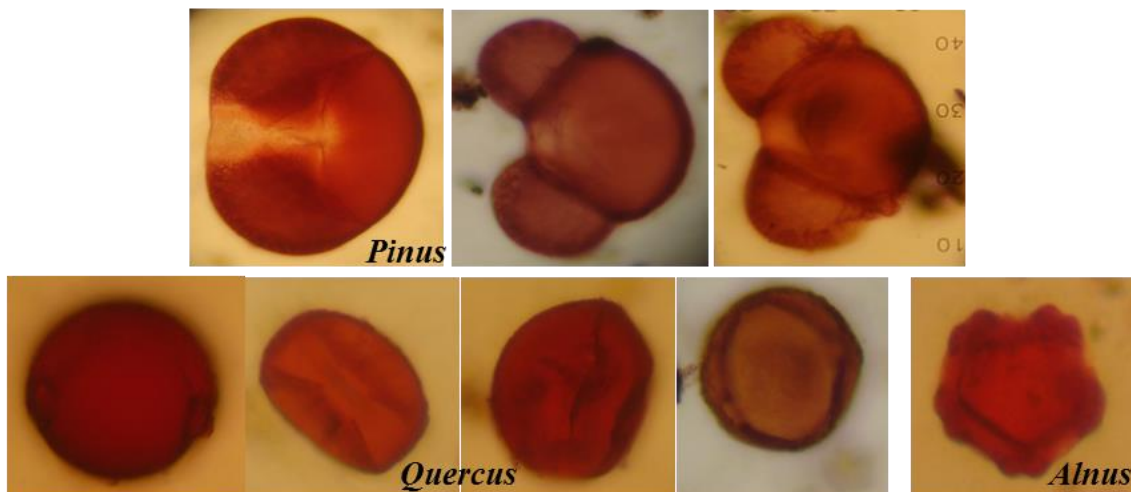
LÁMINA 5



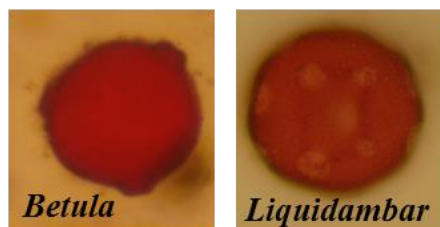
ANEXO 3

**Polen identificado en el registro sedimentario del Lago Los Azufres,
ubicado en la Caldera Acoculco, Puebla.**

Bosque Templado: Géneros



Bosque Mesófilo: Géneros



Bosque Tropical: Familia



Vegetación Secundaria: Familias

