



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MORELIA

EL NEÓGENO TARDÍO-CUATERNARIO DE LAS CUENCAS DE AGOSTITLÁN Y SAYULA: EVOLUCIÓN
PALEOAMBIENTAL CON BASE EN RESTOS DE ORIGEN ORGÁNICO Y REGISTROS MAGNÉTICOS.

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA:
MARÍA DE JESÚS SÁNCHEZ GONZÁLEZ

TUTORES:
DRA. ISABEL ISRADE ALCÁNTARA INICIT- UMSNH
DR. AVTANDYL GOGICHAISHVILI IGUM-UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:
PRESIDENTE- DR. JOSÉ ROSAS ELGUERA CUVALLES-UDG
VOCAL- DRA. ISABEL ISRADE ALCÁNTARA INICIT-UMSNH
SECRETARIO- DR. AVTANDYL GOGICHAISHVILI IGUM-UNAM
SUPLENTE- DRA. GLORIA VILA CLARA FATJO FES IZTACALA-UNAM
SUPLENTE- DR. MIGUEL RODRÍGUEZ PASCUA UNED

MORELIA, MICHOACÁN. SEPTIEMBRE 2020.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

- I) **ÍNDICE**
- II) **ÍNDICE DE FIGURAS, TABLAS Y LÁMINAS**
- III) **RESUMEN**

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES

- 1.1.1 Diatomitas y su importancia paleoambiental.**
- 1.1.2 Magnetismo ambiental**

1.2 HIPÓTESIS

1.3 OBJETIVO GENERAL

1.3.1 OBJETIVOS PARTICULARES

1.4 ÁREA DE ESTUDIO

- 1.4.1 Marco geológico regional**
- 1.4.2 Clima y precipitación anual**

CAPÍTULO 2 MATERIAL Y MÉTODOS

2.1 Diatomita

2.2 Parámetros magnéticos

2.3 Análisis de Carbono Orgánico Total (COT).

CAPÍTULO 3 RESULTADOS

3.1 Diatomita de Sayula, Jalisco

3.2 Diatomita de Agostitlán, Michoacán

CAPÍTULO 4 DISCUSIÓN

4.1 Evolución paleoambiental de la columna basal de la cuenca de Sayula, Jalisco

4.2 Evolución paleoambiental de la cuenca de Agostitlán, Michoacán

CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES

CAPÍTULO 6 LITERATURA CITADA

CAPÍTULO 7 ANEXOS

II) ÍNDICE DE FIGURAS, TABLAS Y LÁMINAS

Figura 1.- Área de estudio, el Graben Chapala-Acambay, Sayula, Jalisco en Amarillo y Agostitlán, Michoacán en verde. Imagen modificada de Israde-Alcántara *et al.*, 2010.

Figura 2.- Columna estratigráfica y ubicación del sitio de estudio Sayula, Jalisco.

Figura 3.- Ubicación y modelo de elevación de la cuenca de Agostitlán, Michoacán.

Figura 4.- Columna estratigráfica y ubicación del sitio de estudio Agostitlán, Michoacán.

Figura 5- Imagen a detalle Sayula.

Figura 6- Ensamblajes (o ensamblajes, en inglés *assemblages*) de diatomeas (expresadas en % a partir de densidades en # de valvas/g de sedimento) de Sayula, Jalisco.

Figura 7.- Parámetros magnéticos χ , NRM, ARM y SIRM del sitio Sayula.

Figura 8.- Magnetización Remanente Isotermal. Muestra dia-41.

Figura 9.- Registros verticales de diferentes cocientes inter paramétricos

Figura 10.- Ensamblajes (o ensamblajes, en inglés *assemblages*) de diatomeas (expresadas en % a partir de densidades en # de valvas/g de sedimento) de Agostitlán, Michoacán.

Figura 11.- Parámetros dependientes de la concentración (χ , SIRM).

Figura 12.- Grafica de algunos parámetros magnéticos.

Figura 13.- S-200, intensidad ARM y Abundancias diat/prof.

Figura 14.- Magnetización Remanente Isotermal. Muestra ago-380.

Tabla 1.- Listado de especies de diatomeas encontradas en las muestras del sitio Sayula.

Tabla 2.- Fechamientos realizados mediante AMS.

Tabla 3.- Listado de especies de diatomeas encontradas en las muestras del sitio Agostitlán.

Lámina 1.-

1a-1d. *Stephanodiscus aff. aegyptiacus* (Ehrenberg) (d =9 - 45µm). Vista valvar.

2a-2c *Stephanodiscus aff. medius* (Hakansson) (d =6 - 34µm). Vista valvar.

Lámina 2.-

1a-1b *Stephanodiscus* **NUEVA ESPECIE ?** (d =5 - 30µm). Vista valvar.

2 *Cyclostephanos* **NUEVA ESPECIE?** (d =7 - 40µm). Vista valvar.

3a-3c *Cyclotella operculata* var. *mesoleia* (Grunow) (d =6 - 35µm). Vista valvar.

Lámina 3.-

1a-1b. *Stephanodiscus sp. aff. Stephanodiscus niagarae* (d=25 µm, 28µm; 6 areolas/10 µm). Vista valvar.

2. *Stephanodiscus sp. aff. Stephanodiscus transilvanicus* (d=19 µm). Vista valvar.

3. *Stephanodiscus sp. aff. Stephanodiscus carconensis* (d=18 µm). Vista valvar.

4a-4c. *Stephanodiscus minutulus* (d=6 µm, 6µm; 7 µm). Vista valvar.

Lámina 4.-

1. *Aulacoseira sp. aff. Aulacoseira itálica* (L=14µm-A=4µm). Vista de manto.

2. *Aulacoseira granulata* var. *angustissima* (L=11µm-A=3µm). Vista de manto.

3. *Aulacoseira granulata* var. *monospina* (L=10µm-A=6µm). Vista de manto.

4. *Aulacoseira granulata* var. *angustissima* (L=10µm-A=2µm). Vista de manto.

5. *Aulacoseira granulata* (L=11µm-A=4µm). Vista de manto.

6a-6b. *Aulacoseira ambigua* (d=5µm). Vista de manto.

7a-7b. *Aulacoseira sp. aff. Aulacoseira granulata* (d=6µm). Vista valvar.

II) RESUMEN

El estudio de las propiedades magnéticas y sus variaciones en el tiempo en secuencias lacustres permiten deducir cambios paleoambientales de los últimos milenios. Este estudio presenta una aproximación multiproxy integrando indicadores bioestratigráficos (diatomeas) con propiedades magnéticas, en dos distintos sectores:

1.- En la región de Sayula, Jalisco, 25 km al O del Lago de Chapala, a 1415 msnm, en una depresión tectónica con diatomitas del Neógeno tardío-Cuaternario (~5.0-4.8 Ma. cal a.P., estimado en trabajos anteriores), se muestreó una sección basal del antiguo lago. En el análisis diatomológico realizado en una columna de ~ 2 m, se observó que la flora algal dominante se relaciona con especies centrales, constituidas por una comunidad casi monoespecífica de *Stephanodiscus sp.* (ver anexo). Tanto la geoquímica y las propiedades magnéticas en conjunto con las diatomeas evidencian un lago profundo con aporte de materia orgánica.

2.- En la región de Agostitlán, Michoacán, 4.51 km al SW de la localidad de Tuxpan, Michoacán, a 1711 msnm se colectó una secuencia de 6.70 m, en un depósito laminar de diatomita, la base fue fechada en ~40,000 aP (C¹⁴), corresponde al Pleistoceno tardío, las mediciones de TOC, el análisis de diatomeas y los parámetros magnéticos denotan un cuerpo de agua fluctuante, con productividad algal, la especie dominante es *Aulacoseira spp.* (ver anexo), al principio profundo, más tarde se torna detrítico y con bajos niveles, valores relativamente altos de susceptibilidad coinciden con los niveles más oscuros del depósito, que pueden estar asociados a aportes detríticos por erosión o a la presencia de cenizas volcánicas, la MRN revela la variabilidad del campo magnético.

En ambas secuencias los últimos niveles sedimentarios están caracterizados por un aumento en la concentración de los minerales magnéticos, un descenso en TOC y de carbonatos detríticos que se interpretan como una respuesta al incremento de la aridez.

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

Para entender plenamente los mecanismos del cambio climático y poder separar las señales de la variabilidad natural y la sobreimpuesta por el hombre, es necesario contar con registros fieles del cambio climático y utilizar diferentes técnicas de estudio que analicen los distintos aspectos físicos, químicos, y el contenido de macro y microfósiles. Una de las fuentes de información para la reconstrucción paleoclimática más atractiva son los sedimentos lacustres, debido a que los lagos son trampas naturales de acumulación continua de sedimentos. Los estudios paleoambientales y paleoclimáticos llevados a cabo en estas secuencias requieren de una estrategia inter y multidisciplinaria, para evaluar de manera acertada las complejas variaciones naturales en estos sistemas sedimentarios.

En nuestro país y en otros países como Perú (Fourtanier *et al.*, 1993), Rusia (Khursevich *et al.*, 2003), Estados Unidos (Bradbury y Krebs, 1982) y Francia (Seryeissol y Gasse, 1991), se distinguen depósitos de diatomita resultado de la acumulación autógena en cuencas lacustres, cuya formación está ligada directamente al contexto de grábenes en ambientes volcánicos. El tiempo en que se depositaron estos yacimientos abarca el Neógeno tardío- Cuaternario (Israde *et al.*, 2010).

El clima dominante durante este periodo de tiempo fue muy húmedo, y la apertura de las cuencas dio lugar a fallamiento con subsidencia y emisión de grandes cantidades de lava (formación de la FVT) y ceniza volcánica que se lixivió en el agua para proveer el sílice, nutriente para la formación de las frústulas de diatomeas, que son los esqueletos silíceos que cubren sus paredes celulares.

Durante el Neógeno se estableció la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), un arco magmático continental que se extiende de Este a Oeste por más de 1000 km, entre 18°30' y 21°30' N a través

del Centro de México. Es el mayor arco volcánico en América del Norte, abarca 160,000 km², incluye desde rocas riolíticas hasta dacíticas, haciéndose el vulcanismo más alcalino al occidente. Su actividad inició a mediados del Mioceno y en distintos sectores se observa un hiatus en el Plioceno. Termina su máxima expulsión de magma en el Pleistoceno, que es el tiempo donde se instalan la mayoría de los edificios volcánicos más importantes de la Faja. Este arco es producto de la subducción de la placa Pacífica, de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana, formando un ángulo aproximado de 16 grados con respecto a la trinchera Mesoamericana. Esto sucede a causa de que las placas no subducen con ángulos constantes (Pardo y Suarez, 1995), por esto el vulcanismo en lugar de encontrarse paralelo a la costa se distribuye en forma oblicua de Este a Oeste cruzando la parte central de México.

La Faja Volcánica Transmexicana contiene la mayoría de estratovolcanes del país; entre los más destacados se encuentra el Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Colima, Nevado de Toluca y Pico de Orizaba. Esto ha resultado en un gradiente altitudinal de más de 5000 m. También forman parte de él numerosas calderas -como La Primavera, Los Azufres, Amealco y Los Humeros-, además de varios campos monogenéticos donde se destacan, en el oriente, Colima-Cántaro y Mascota; en la parte central Michoacán-Guanajuato, Valle de Bravo, Chichinautzin, Apan, y en la parte oriental Chiconquiaco-Palma Sola, Los Tuxtlas y Xalapa. Esta provincia geológica ha tenido un impacto importante en la evolución del clima y de la biodiversidad de México, y está reconocida como centro de diversificación, endemismos y transición biogeográfica.

Dentro de la Faja Volcánica Transmexicana existen una serie de depresiones tectónicas con tendencia E-O, estas cuencas son resultado de la tectónica extensional intra-arco (Ferrari, 2000). Diferentes sistemas lacustres Neogeno-Cuaternarios se desarrollaron dentro de esta provincia

geológica; algunos lagos han persistido hasta la actualidad, como son los lagos de Cuitzeo, Chapala y Pátzcuaro, todos ellos incluidos dentro el graben Chapala-Acambay, mientras que otros sistemas de lagos han desaparecido (Mercer, 2014). Uno de los componentes que dominan en el sector central de la FVT son las fallas geológicas regionales que, en conjunto con el vulcanismo, también han formado, mantenido y modificado la serie de lagos del Centro de México (Garduño-Monroy *et al.*, 1997).

Los paleolagos del Centro de México han podido contener grandes cantidades de sílice en disolución, tanto de los volcanes, de los escarpes del Rift de Chapala, así como de las aguas superficiales (Río Lerma) y subterráneas a través de manantiales que alimentan el lago. El vidrio volcánico es común en las capas estratificadas de los lagos del centro de México. Por lo tanto, en las rocas hialoclásticas y en las piroclásticas muy finas la reacción se acelera bruscamente por el aumento de la superficie de contacto entre el agua y el vidrio. Se conoce que la solubilidad del vidrio volcánico se eleva 140 mg/l a 25°C, mientras que el cuarzo se solubiliza a esa misma temperatura con tan solo 7 ppm (Ramírez *et al.*, 2007). Cabe mencionar que también el contexto climático es importante, ya que esta zona es una región cálida donde la alteración química es más rápida. Las aguas que se lixivian muestran elevadas concentraciones de sílice, sobre todo en periodos donde se dan altas tasas de evaporación, asociada tanto al clima como a la subsidencia, dando lugar a la formación de los lagos alcalinos con ingreso y/o precipitación de sales que provee una alta concentración iónica. Estas temperaturas favorecen la hidrólisis (DeMaster, 2003) y la concentración de sales en periodos de poca humedad. Las enormes concentraciones estacionales en lagos templados permiten que baje rápidamente la concentración de sílice disuelto en el agua, el cual viene reciclado en las frústulas. En los lagos alcalinos muy frecuentemente el contenido de sílice disuelto es inferior a 10 mg/l, donde el pH incluso llega a exceder el valor de 10, y dará lugar

a un muy mal estado de conservación de las diatomeas ya muertas, solubilizándolas (Hardie y Eugster, 1970). Se ha visto que algunos elementos traza, como el Al y algunos compuestos orgánicos, estabilizan el ópalo de las frústulas de diatomeas, siendo su solubilidad de 15mg/l a un pH de 9 en medios húmicos, mientras que en un medio con ausencia de materia orgánica su solubilidad alcanza hasta los 100 mg/l (Siever, 1962).

Las diatomeas son de las principales fuentes biológicas para reconstruir cambios climáticos, pueden indicar la calidad del agua gracias a su sensibilidad ante los cambios del medio en el que viven, por lo tanto se convierten en un referente del estado ecológico de cualquier sistema acuático.

Los lagos suponen un repositorio natural de información ambiental, ya que los materiales que se depositan en ellos provienen de la atmósfera, de la escorrentía o de los procesos diagenéticos y biogénicos que tienen lugar en el mismo (dependiendo del tipo de cuenca lacustre, características del lago, etc). Asimismo, los procesos diagenéticos debidos a las características fisicoquímicas del fondo del lago, pueden disolver y/o precipitar minerales (entre ellos los ferromagnéticos), ya que son muy sensibles a los cambios en las condiciones redox. En tal caso, la información paleoambiental proporcionada por los sedimentos se referirá a la evolución hidroquímica del lago, principalmente. Numerosos trabajos han tratado de establecer las relaciones entre las variaciones climáticas ocurridas durante el Cuaternario y la mineralogía magnética de suelos y paleosuelos de diversas localidades en el mundo. Estos estudios han sido particularmente prometedores en las secuencias de loess-paleosuelos de China (Liu *et al.*, 2007, Lu *et al.*, 2008), Europa (Oaches y Banerjee, 1996; Jordanova *et al.*, 2003, 2004; Liu *et al.*, 2010), Argentina (Orgeira *et al.*, 2003; Bidegain *et al.*, 2009) y el noroeste de Estados Unidos (Geiss *et al.*, 2008). En otros trabajos se ha establecido la relación entre la mineralogía magnética de suelos y cambios ambientales (Grimley

et al., 2004; Geiss y Zanner, 2006, 2007) y contaminación (Chaparro, 2006; Orgeira *et al.*, 2008), entre otros. Muchos estudios de este tipo se basan únicamente en la susceptibilidad magnética (χ) como indicador (o proxy) de las variaciones climáticas y ambientales. Sin embargo, ya que este parámetro depende no sólo de la concentración de partículas ferrimagnéticas, sino también de la presencia de un amplio intervalo de minerales magnéticos y de sus distribuciones de tamaño (Geiss y Zanner, 2006), la interpretación de la χ rara vez es única y directa, por lo que las interpretaciones pueden verse comprometidas si no se han caracterizado adecuadamente los componentes magnéticos. Por ello, los análisis de magnetismo deben involucrar técnicas que determinen la composición, concentración y distribución de tamaños de dominio de los minerales magnéticos, y frecuentemente requieren de información adicional de otros parámetros no magnéticos para lograr una acertada interpretación paleoambiental. Gran parte de las secuencias de paleosuelos se caracterizan por registrar un aumento en χ en la parte superficial del suelo. Este aumento se debe mayormente a un incremento de minerales ferrimagnéticos (magnetita y/o maghemita) de tamaño ultrafino superparamagnético (SP, $< 0.01 \mu\text{m}$) a dominio sencillo (DS, $< 0.1 \mu\text{m}$; p.ej. Maher, 1986; Heller y Evans, 1995; Hunt *et al.*, 1995), pero también al incremento de partículas tanto ferrimagnéticas como antiferrimagnéticas (hematita o goethita) (Geiss *et al.*, 2004). El origen de dicho incremento se ha interpretado de diferentes maneras, entre ellas la ocurrencia de incendios, fermentación, calentamiento, actividad biológica (Tite y Linington, 1975; Mullins, 1977; Maher, 1986; Thompson y Oldfield, 1986), la contaminación del suelo (Chaparro, 2006) y la transformación de minerales paramagnéticos o antiferrimagnéticos a fases ferrimagnéticas (Geiss y Zanner, 2007).

El estudio magnético de sedimentos lacustres se ha realizado de forma extensiva desde 1975 (Maher y Thompson, 1999) en diferentes partes del mundo, aunque en México son escasos los

estudios donde se analizan en profundidad las propiedades magnéticas en sedimentos lacustres. La utilidad de las propiedades magnéticas como indicadores de cambios ambientales en sedimentos lacustres en México ha sido estudiada para la Cuenca de México (Caballero y Ortega, 1998; Lozano *et al.*, 1993; Lozano y Ortega, 1994; Ortega B., 1992; Ortega B. *et al.*, 2000), el alto Lerma (Caballero *et al.*, 2001; Caballero *et al.*, 2002), Zacapu (Ortega B. *et al.*, 2002), Pátzcuaro (Fisher *et al.*, 2003), Zirahuén (Vázquez *et al.*, 2010) el desierto de Sonora (Ortega B. *et al.*, 1999), el desierto de Chihuahua (Urrutia *et al.*, 1997) y en Nayarit (Vázquez G., 2004).

El magnetismo ambiental relaciona la mineralogía magnética con diversos procesos ambientales, a través de análisis de las propiedades magnéticas de los materiales geológicos formados bajo estos y su comparación con características físicas, químicas y biológicas. La adquisición de remanencia magnética en minerales, principalmente óxidos de hierro y sulfuros, se produce de manera ubicua en sedimentos, los cuales pueden actuar como registros sensibles de los climas del pasado, porque a medida que el clima ha variado (glacial - interglacial), la mineralogía, el estado de dominio magnético, la composición y la fuente de estos minerales han cambiado también. Las propiedades magnéticas de los polvos transportados por el viento y las capas intercaladas en depósitos sedimentarios se pueden utilizar para calcular las precipitaciones de los últimos millones de años y hacer una comparación de cómo ha evolucionado el cambio climático en base a registros de incluso millones de años.

El registro del campo magnético terrestre proporcionado por las rocas depende de la existencia de minerales ferromagnéticos. Estos minerales no solo se encuentran en las rocas, sino que pueden ser parte integral de algunos seres vivos. Por tal motivo, el estudio de las propiedades magnéticas de estos minerales puede proporcionar información muy útil para entender otros fenómenos aparte

del paleomagnetismo, tales como variaciones del clima pasado y otros aspectos de interés tanto geológico como ambiental.

En este trabajo se realizó un estudio bioestratigráfico (diatomeas), geoquímico y paleomagnético en dos sitios del centro occidente de México que corresponden al graben de Chapala-Acambay: Sayula (Jalisco) y Agostitlán (Michoacán), con el propósito de realizar la reconstrucción paleoambiental de ambos paleolagos.

1.1 ANTECEDENTES

1.1.1 Diatomeas y su importancia paleoambiental

Dentro de los lagos tectónicos se tiene registrada de una manera indirecta toda la historia climática de la región, aunque es común en el Centro de México que el volcanismo monogenético y poligenético alteren la sedimentación lacustre a través de la deposición frecuente de capas de tefra (Caballero y Ortega 1998; Ortega *et al.* 2002; Telford *et al.* 2004). Se han realizado diferentes investigaciones de carácter paleoclimático y paleoambiental a distintas escalas de tiempo a nivel mundial. Las secuencias sedimentarias contenidas en los lagos Neogenos (Mioceno-Plioceno tardío) indican que la tierra experimentó condiciones húmedas y cálidas que promovieron el desarrollo de depósitos de diatomita con una gran extensión areal y volumétrica en diferentes regiones (Israde *et al.*, 2010); muchos de ellos son laminares (Rusia, España, Grecia, Rumania - Van Vugt, 1998-; Francia -Serieyssol *et al.*, 1991-; Perú -Fourtanier *et al.*, 1993- y en México - en Chincua (Israde-Alcántara, 1999 , Acambay (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010, Mercer *et al.*, 2014) en Chapala (Delgado-Granados, 1992); en Cuitzeo (Serieyssol *et al.*, 1998 e Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999); Otro estudios de antiguas secuencias lacustres más orientales fueron descritos en un lago del Plioceno en Tlaxcala, fechado en más de 2,6 Ma., (Vilaclara *et al.*, 2010), representado por un afloramiento de diatomita laminar con una composición de diatomeas que sugiere un lago de agua dulce, alcalino y mesoeurotrófico. Con dos zonas: Zona I *Stephanodiscus* más antigua y Zona II *Aulacoseira* más reciente observada en una sección de 5 m de la mina de Santa Bárbara. El depósito viene interrumpido por erupciones volcánicas y ocasionalmente presenta bioturbación, Los autores concluyen que los procesos geológicos y las frecuentes emisiones volcánicas, se deben considerar como una fuente potencial de cambio que puede ser aún más importante que el clima para la evolución de un sistema lacustre en el Centro de México; Otro estudio en Hidalgo (Caballero *et al.*, 2009), en el que describen una nueva especie en

sedimentos lacustres del Plioceno en el Centro de México: *Tertiarius hidalguensis*, una especie extinta, de importancia bioestratigráfica.

Las diatomeas fósiles de secuencias sedimentarias donde ha sido fechado material volcánico intercalado permiten asignar rangos estratigráficos basados en la presencia de diatomeas índices de importancia bioestratigráfica. Los fósiles índice se han descrito desde el Oeste de Norteamérica (Krebs *et al.*, 1987; Krebs, 1990; 1994), hasta el Suroeste de América (Fourtanier y Gasse, 1988), Eurasia en las regiones de Bielorrusia (Khursevich *et al.*, 2003), Bulgaria (Temniskova-Topalova *et al.*, 1988; 1997) y Francia (Serieyssel y Gasse, 1991). En general, los estudios biocronológicos globales de diatomeas lacustres del Neógeno sugieren que, a nivel mundial, casi fueron contemporáneas las primeras apariciones y extinciones de algunas especies de diatomeas Centrales. Es necesario establecer una biocronología de diatomeas útil para depósitos continentales basada en rangos estratigráficos mundiales (Israde *et al.*, 2010). En 2012, Khursevich y Kociolek presentaron una lista preliminar de las diatomeas fósiles en todo el mundo, principalmente de hábitats de agua dulce. Los órdenes de las diatomeas centrales tratadas incluyen *Thalassiosirales*, *Stephanodiscales*, *Paraliales*, *Aulacoseirales*, *Melosirales*, *Coscinodiscales* y *Biddulphiales*. Integran 328 taxones, donde los patrones de distribución de estos taxones sugieren que hubo transgresiones y climas húmedos desde el Oligoceno y el Mioceno. La formación de las cuencas no marinas con elevado contenido en sílice pueden haber creado nuevos nichos para el surgimiento incluso de nuevas especies. Otros estudios sugieren la diferenciación local o regional y extinciones, en el Mioceno y el Plioceno (Khursevich y Kociolek, 2012).

De acuerdo a Kociolek (2001), en general se pueden distinguir seis etapas en la evolución de las diatomeas de agua dulce durante el Terciario y el Cretácico Tardío en Norteamérica:

1) La fase del Cretácico Tardío-Eoceno Medio, muy escasamente representadas donde se presenta la abundancia de géneros Centrales como *Melosira*, así como Pennadas *Fragilaria*, *Tabellaria* y *Amphora* -Formación Tarahumara en la Provincia de Sonora, en el Norte de México- (Chacón-Baca *et al.*, 2002).

2) El rango Eoceno Medio-Oligoceno, con abundante *Eoseira* (-Río Tábano, Columbia Británica, Canadá-, Wolfe y Edlund, 2005), así como *Aulacoseira* y géneros Pennadas -dentro del oeste de EE.UU.- (Lohman y Andrews, 1968; Krebs 1994).

3) La etapa Mioceno Medio-Temprano con la mayor diversidad y abundancia de *Actinocyclus*, y el dominio de *Thalassiosira* y *Aulacoseira* -en el oeste de E.U., (Krebs *et al.*, 1987; Krebs 1994).

4) El Mioceno Superior con el desarrollo de *Mesodictyon*, *Cyclotella*, *Aulacoseira* y *Miosira* (= *Alveolophora*) -en el oeste de E.U. (Krebs *et al.*, 1987; Krebs 1994).

5) El Plioceno con el desarrollo intensivo de no sólo *Aulacoseira* y *Cyclotella*, sino también *Stephanodiscus*, *Cyclostephanos*, *Tertiarius*, *Pliocaenicus*;

6) El Pleistoceno – Holoceno, con la prevalencia de *Stephanodiscus*, *Cyclotella*, *Cyclostephanos* y *Aulacoseira*.

Investigaciones de la evolución de los lagos durante periodos geológicos más recientes del Pleistoceno-Holoceno han sido realizados por Caballero y Ortega 1998, Caballero *et al.*, 2001, 2002), Metcalfe 2000, Ortega *et al.* 1992, 2000, 2002). La mayoría de ellos cubren el Último Máximo Glacial y no se enfocan a depósitos de diatomitas. Las autoras sostienen que no se ha caracterizado con detalle el cambio climático en el Centro del país, y la magnitud del enfriamiento/aumento relativo de la humedad durante el UMG están pendientes de ser resueltos en el Centro de México (Caballero *et al.*, 2010). Esto es debido a la falta de registro de marcadores

paleoambientales por efecto del tectonismo, vulcanismo, erosión, o por la existencia de un hiato, que origina discontinuidad en las secuencias sedimentarias (Ortega *et al.*, 2010), o -como en el caso de Cuitzeo- donde el vulcanismo y la erosión sucesiva han provocado complejas variaciones en la red hidrológica, en los patrones de sedimentación hacia el lago y han fragmentado el registro de diatomeas y polen principalmente desde *ca.* 80,000 a 33,000 aP y 24,000 aP (Israde *et al.*, 2010).

MIOCENO

En México, solo algunas diatomeas fósiles Neógenas han sido bien documentadas (Serieyssol *et al.*, 1998). Una de las especies fue encontrada y descrita por primera vez en Francia, *Coscinodiscus dispar* o *Thalassiosira dispar*, por Heribaud en 1893; una especie similar denominada *Thalassiosira cuitzeonensis* (basiónimo), fue descrita por primera vez en un yacimiento de diatomita del paleolago de Cuitzeo, cuyos niveles basales fueron fechados en 8.2 M.a (Israde *et al.*, 1999), ambas son del Mioceno Superior. *T. cuitzeonensis*, es muy similar a *Tertiariopsis* reportado en los depósitos superiores del Mioceno de Europa del Este (Khursevich *et al.*, 2002), pero *T. cuitzeonensis* tiene la rimopórtula directamente en el margen de la cara valvar, mientras que *Tertiariopsis* (Khursevich *et al.*, 2002) tiene una rimopórtula directamente sobre el manto (Israde *et al.*, 2010).

Mesodyction es una especie marcadora observada en diatomitas asignadas al Mioceno (Theriot y Bradbury, 1987); y fue descrita a partir de depósitos del Mioceno Superior de la Planicie del río Snake y en la Formación Chalk Hill de Idaho (Theriot y Bradbury, 1987; Khursevich y Van Landingham, 1995); este género también se ha registrado en estratos Mioceno Superior en un

núcleo de la costa de Angola, África (Fourtanier y Gasse, 1988). *Mesodictyon* aún no ha sido descubierto en Asia (Khursevich, 1994). Una especie similar a *Mesodictyon* se ha recuperado de la Cuenca Cajabamba, Perú (Fourtanier *et al.*, 1993). En México este género sólo se ha encontrado en la cuenca del Mioceno de Chincua, en Michoacán.

Diversas especies de *Stephanodiscus* han sido encontradas y asociadas con *Thalassiosira* en la cuenca de Cuitzeo en los sedimentos del Mioceno Superior (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). Especies arcaicas y presumiblemente extintas de *Stephanodiscus* ha sido registrado en ambientes lacustres en Egipto, en sedimentos del Mioceno Inferior de la Formación Moghra (Zalat, 1996) y en Asia en afloramientos Mioceno Medio de la cuenca Tunka en Rusia (Likhoshway *et al.*, 1997). El género *Stephanodiscus* se desarrolla en el mismo nivel estratigráfico que *Mesodictyon* en Angola en los sedimentos marinos en alta mar (Fourtanier y Gasse, 1988). No se sabe si *Mesodictyon* se desarrolló al mismo tiempo que *Stephanodiscus* en las secuencias lacustres, se pretende reconocer si *Stephanodiscus* funciona como marcador biostratigráfico para el Mioceno Superior. Este género es común sólo en el Plioceno de Europa (Serieyssol y Gasse, 1991) y en el Oeste de los Estados Unidos (Bradbury y Krebs, 1982).

PLIOCENO

Un género asignado al Plioceno es *Tertiarius*, *Tertiarius sp.* fue descrito en sedimentos del Plioceno Superior de Oregon (Hakansson y Stoermer, 1987). Este taxón también se encuentra en los depósitos del Plioceno Superior en el centro de México, cuencas, muy a menudo asociadas con restos de vertebrados en regiones lacustres antiguas de Zacapu y Pátzcuaro, Michoacán (Robles-Camacho *et al.*, 2010) y Acambay (Caballero *et al.*, 2000; Israde-Alcántara *et al.*, 2005). En

Chapala hay afloramientos diatomíticos bien expuestos en la parte Norte, Noroeste y Noreste de la cuenca del Lago de Chapala, donde dominan *Stephanodiscus sp*, *Stephanodiscus carconensis* y *Tertiarius* (*Tertiarius* aff. *T. baikalensis*, Khursevich *et al.*, 2002). Como ya se ha mencionado, en 2009 se describe una nueva especie encontrada en sedimentos lacustres del Plioceno *Tertiarius hidalguensis*, de importancia bioestratigráfica, en la localidad de Sanctorum; este género ha sido descrito en Norteamérica en Oregon, California, Idaho y Nevada en Estados Unidos.

Tertiarius hidalguensis (Caballero *et al.*, 2009): es una especie extinta, de importancia bioestratigráfica aún no caracterizada, que extiende la distribución geográfica del género hacia latitudes tropicales y ofrece una nueva evidencia de la gran diversidad que alcanzaron las especies de agua dulce de la familia *Stephanodiscaceae* en el Neógeno. Durante el Plioceno Temprano los sedimentos contienen las mismas especies de diatomeas (por ejemplo, *Stephanodiscus carconensis* y *Tertiarius* aff. *baikalensis*) que se encuentran en las diatomitas de esta edad en el Oeste de Estados Unidos.

En la región de Acambay (Mercer *et al.*, 2014) se desarrolló un lago que ahora está representado por casi 60 m de diatomitas laminares lacustres, este depósito en su mayoría está caracterizado por *Aulacoseira granulata* y *Stephanodiscus excentricus* (Hustedt). *S. excentricus*, fue descrito en los sedimentos del Plioceno superior de Oregon (Hakånsson y Stoermer, 1987). Este taxón también se encuentra en los depósitos del Plioceno superior en las cuencas centrales de México, muy a menudo asociado con restos de vertebrados en las antiguas regiones lacustres en Zacapu, y Pátzcuaro, Michoacán (Robles-Camacho *et al.*, 2009) y Acambay (Caballero *et al.*, 2000; Israde-Alcántara *et al.*, 2005). *S. excentricus* es fósil, parece no existir actualmente en ninguna parte del mundo (Hakånsson y Stoermer, 1987). El ensamblaje de diatomeas de Tierras Blancas en

Acambay indica una edad de depósito del Plioceno-Pleistoceno temprano debido a la presencia de *S. excentricus* (Michaud et al., 2000).

Las condiciones relativamente cálidas y húmedas que caracterizaron este intervalo en el centro de México coinciden con un período de calentamiento que se caracterizó por un incremento el nivel del mar y una reducción considerable en el tamaño de los bloques de hielo de la Antártida (Israde et al., 2010).

En nuestro país son escasos los estudios detallados de las diatomitas asociadas al Neógeno y parte del Cuaternario (Israde y Garduño, 1999) y no se conoce con precisión la extensión de las secuencias lacustres, ni la distribución de los sedimentos que testimonian los cambios climáticos en este periodo, a pesar de que los depósitos de diatomitas son numerosos en la Faja Volcánica Transmexicana.

1.1.2 Magnetismo ambiental

Las rocas contienen una cantidad relativamente pequeña de minerales ferromagnéticos. Estos minerales tienen la capacidad de registrar, bajo ciertas condiciones, la dirección del campo magnético terrestre existente en el momento de la formación de la roca. Las técnicas de magnetismo de rocas tienen el objetivo de caracterizar la mineralogía mediante su comportamiento magnético. Como la magnetización remanente de las rocas refleja el campo magnético existente durante la formación de las mismas, la información acerca de las características y los cambios del campo geomagnético pueden ser obtenidos a través del análisis en laboratorio. En los sedimentos lacustres, la interpretación del registro de mineralogía magnética depende fuertemente de la evaluación de las fuentes alternativas de las cuales se derivan, de los tipos dominantes de minerales

magnéticos, y de las fuentes y procesos representados. Las técnicas de estudio del magnetismo ambiental analizan la concentración, el tipo de minerales y la distribución de tamaños de granos de minerales magnéticos, con el fin de proporcionar una interpretación de la historia de los cambios ambientales.

Numerosas investigaciones han tratado de establecer las relaciones entre las variaciones climáticas ocurridas durante el Cuaternario y la mineralogía magnética de suelos y paleosuelos de diversas localidades en el mundo. Estos estudios han sido particularmente prometedores en las secuencias de loess-paleosuelos de China (Liu *et al.*, 2007, Lu *et al.*, 2008), Europa (Oaches y Banerjee, 1996; Jordanova *et al.*, 2003, 2004; Liu *et al.*, 2010), Argentina (Orgeira *et al.*, 2003; Bidegain *et al.*, 2009) y el noroeste de Estados Unidos (Geiss *et al.*, 2008). En otros trabajos se ha establecido la relación entre la mineralogía magnética de suelos y cambios ambientales (Grimley *et al.*, 2004; Geiss y Zanner, 2006, 2007) y contaminación (Chaparro, 2006; Orgeira *et al.*, 2008), entre otros.

La utilidad de las propiedades magnéticas como indicadores de cambios ambientales en sedimentos lacustres en México ha sido estudiada para la Cuenca de México (Caballero y Ortega, 1998; Lozano *et al.*, 1993; Lozano y Ortega, 1994; Ortega, 1992; Ortega *et al.*, 2000), el Alto Lerma (Caballero *et al.*, 2001; Caballero *et al.*, 2002), Zacapu (Ortega *et al.*, 2002), Pátzcuaro (Fisher *et al.*, 2003), Zirahuén (Vázquez *et al.*, 2010) el desierto de Sonora (Ortega *et al.*, 1999), el desierto de Chihuahua (Urrutia *et al.*, 1997) y en Nayarit (Vázquez G., 2004).

Las aplicaciones de las propiedades magnéticas de sedimentos lacustres, como indicadores de cambios ambientales y climáticos en el pasado son numerosas, el estudio del patrón de cambio de polaridades del campo geomagnético junto con el tipo de estrato en el que es registrada esta

información se conoce como magnetoestratigrafía. Una sección geológica que contenga depositación continua tiene potencial para mostrar un patrón de polaridades normales y reversas, y de este modo pueden ser correlacionadas con la Escala de Polaridad Geomagnética existente (Cande y Kent, 1992).

Se consideran tres variaciones temporales del Campo Magnético Terrestre. En primer término y asociada a la parte no dipolar, están las denominadas variaciones seculares del Campo Magnético Terrestre. Otra variación temporal de importancia del Campo Magnético Terrestre en su parte dipolar es la relacionada con la desviación de la dirección del dipolo geocéntrico axial llamada excursión geomagnética (McElhinny, McFadden 2000). Y la más espectacular manifestación de la variabilidad temporal del Campo Magnético Terrestre es la inversión de polaridad, en la que el eje dipolar cambia su dirección en 180° . Las variaciones temporales del campo magnético terrestre son las más importantes para las investigaciones paleomagnéticas pues estas proporcionan un control cronológico (Evans y Heller 2003), es decir, entre otros aspectos los resultados de la investigación paleomagnética de las variaciones temporales del Campo Magnético Terrestre, como en el caso de las inversiones de polaridad, constituyen un poderoso instrumento para correlación cronológica con los resultados de mediciones de métodos alternativos de fechamiento como los radiométricos (McElhinny, McFadden 2000). La aplicación más relevante es el fechamiento de secuencias geológicas. El determinar una escala en tiempo de polaridades geomagnéticas es similar a tener una herramienta de fechamiento para secuencias estratigráficas (Montes, 2014). Además, los registros de susceptibilidad magnética apoyan la correlación entre las secuencias litológicas y periodos de humedad/sequía (Vázquez, 2010). Los resultados se pueden interpretar en términos de procesos geológicos como erosión de las cuencas, intemperismo, vulcanismo, etc. La susceptibilidad magnética y los valores de carbono orgánico por lo regular muestran una

relación inversa, es decir a mayor susceptibilidad, menores son los valores de carbono orgánico; esta relación indica que la acumulación de la fracción mineralógica en el lago se encuentra en relación directa con la extensión de la cobertura vegetal del entorno, aunque existen algunos periodos excepcionales donde no se cumple dicha relación (Vázquez, 2004).

Los sedimentos marinos registran no solamente cambios climáticos sino también las variaciones oceánicas globales, pero es necesario estudiar ambientes continentales para incorporarlos a las Escala Temporal de Polaridades Geomagnéticas (GPTS) y bases de datos paleoclimáticos para desentrañar mejor los mecanismos climáticos que han prevalecido a través del tiempo geológico. Los ambientes continentales son idóneos porque los minerales de hierro en las rocas pueden registrar la dirección del campo magnético del ambiente, y preservan esta información paleomagnética sobre el tiempo geológico. Van Vugt (2000) estudió patrones litológicos y registra los ciclos de Milancovitch en tres cuencas del Mediterráneo Neógeno: Ptolomeo al Norte de Grecia, Megalópolis al Sur de Grecia y Lupoia en Rumania. Realizó una estimación de la edad de la geología regional mediante fechamientos radiométricos, demostrando que los periodos astronómicos estuvieron presentes en ciclos sedimentarios estableciendo la relación entre las fases litológicas y astronómicas. La magnetostratigrafía produjo tres puntos de calibración de edad, datos palinológicos con diatomeas asociadas sugieren que las capas de color oscuro representan periodos de disminución de la humedad. En base a esos tres estudios concluyen que el periodo astronómico que quedó predominantemente registrado en los sedimentos viene determinado por el medio ambiente sedimentario en lugar de por el régimen climático global y que es probable que los ciclos fueron influenciados por la precesión, dado que hay un patrón típico que fue reconocido en los ciclos.

1.2 HIPÓTESIS

Las variaciones paleoambientales de dos lagos pueden ser reconstruidas, a través de análisis bioestratigráficos (diatomeas) así como de distintos parámetros magnéticos. Estas variaciones pueden ser comparadas con el propósito de realizar interpretaciones más robustas de la evolución de dos cuencas que se desarrollaron en distinta escala de tiempo dentro del Graben Chapala-Acambay. La aplicación de técnicas paleomagnéticas es útil para datar secuencias lacustres no fechadas por métodos radiométricos.

1.3 OBJETIVO GENERAL

Realizar la reconstrucción paleoambiental de dos diatomitas del Graben Chapala-Acambay en el Centro occidente de México, en base a la bioestratigrafía de diatomeas y al magnetismo ambiental, de la secuencia sedimentaria de Sayula y Agostitlán.

1.3.1 OBJETIVOS PARTICULARES

1.1- Realizar una columna estratigráfica tipo de dos localidades de diatomitas desarrolladas en dos escalas temporales, el Neogeno del paleolago de Sayula y del Cuaternario del paleolago de Agostitlán.

1.2- Obtener el registro sedimentario y de propiedades magnéticas de la diatomita de más alta pureza del paleolago de Sayula.

1.3- Determinar si existen diatomeas centrales que representen marcadores biocronológicos comparados con los obtenidos a nivel mundial.

1.4- Realizar el registro de la evolución paleoambiental de la diatomita de Sayula durante el Neógeno.

1.5- Determinar la efectividad de la aplicación de parámetros magnéticos para distinguir un Chron de la escala de polaridad en una diatomita de Sayula asignada al Neógeno.

1.6- Caracterizar la evolución paleolimnológica de la diatomita del paleolago de Agostitlán en base en el registro de diatomeas y de propiedades magnéticas durante el Pleistoceno.

1.7- Realizar una comparación entre ambas cuencas lacustres con el objetivo de conocer las diferencias más notorias en el desarrollo de ambas cuencas.

1.4 ÁREA DE ESTUDIO

1.4.1 Marco geológico regional

Los sitios de estudio se encuentran en el Centro de México donde desde el Paleoceno al Eoceno medio, la fisiografía ha evolucionado como resultado de la compleja evolución geodinámica del margen del Pacífico y la fragmentación de la placa de América del Norte (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Las principales provincias fisiográficas en el centro de México están constituidos por Cuencas, Cordilleras y depresiones tectónicas de orientación N-S y NNO-SSE (Aranda-Gómez *et al.*, 2005) y la Sierra Madre Oriental. Esta última provincia junto con la provincia Miocénica de la Sierra Madre Occidental y el Altiplano central Mioceno constituyen los límites del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Este arco magmático se desarrolló en el centro de México entre el Mioceno y los tiempos modernos y ha mostrado cambios significativos en su composición y la geometría a través del tiempo. Sin embargo, en general ha habido una tendencia para el desarrollo de estructuras NE-SO (Ferrari, 2003 y Gómez-Tuena *et al.*, 2005). La principal actividad del CVTM se llevó a cabo después de 12 Ma en la región centro-occidental, la construcción de grandes edificios volcánicos y la fragmentación continental generó fosas y semigrabens como producto de un régimen transtensivo NO-SE, durante el Mioceno-Plioceno.

Las depresiones presentan una superposición del sistema Basin and Range NNO-SSE y S observadas en el sector de Guanajuato con los sistemas de NE-SO del CVTM del norte de Michoacán. Posteriormente, durante el Plioceno-Holoceno, el magmatismo derivó hacia un carácter monogenético, como se observa en la actualidad en el CVTM. La actividad volcánica, junto con la reactivación de las fallas y las emisiones piroclásticas de las calderas de Amealco, Azufres, Huichapan y La Primavera, contribuyó, junto con el depósito de materiales fluviales y aluviales, a la colmatación de las cuencas lacustres NO-SE y NE-SO.

El río Lerma es otra característica determinante en la configuración fisiográfica del centro de México, este ha evolucionado en relación con las estructuras trans-tensionales y con los edificios volcánicos y sus productos emitidos controlaron los límites de los principales lagos. La morfología volcánica y los drenajes han sido importantes en la preservación de los lagos del Neógeno al Cuaternario.

Los sitios de estudio forman parte del Graben Chapala-Acambay, localizado en el Centro-Occidente de México, desde los márgenes Oeste del Lago de Chapala, en Jalisco, atravesando todo el sector Norte del Estado de Michoacán, hasta el sector Centro-Norte del Estado de México. Su basamento está conformado por una secuencia de rocas volcánicas del Eoceno (Quintero-Legorreta, 2002). El Graben está constituido por distintos sistemas de fallas de dirección E-O (Figura 1). Dentro del Graben se formó una cadena de lagos, algunos de ellos relativamente profundos en donde la actividad volcánica propició los iones para producir yacimientos de diatomitas laminadas.

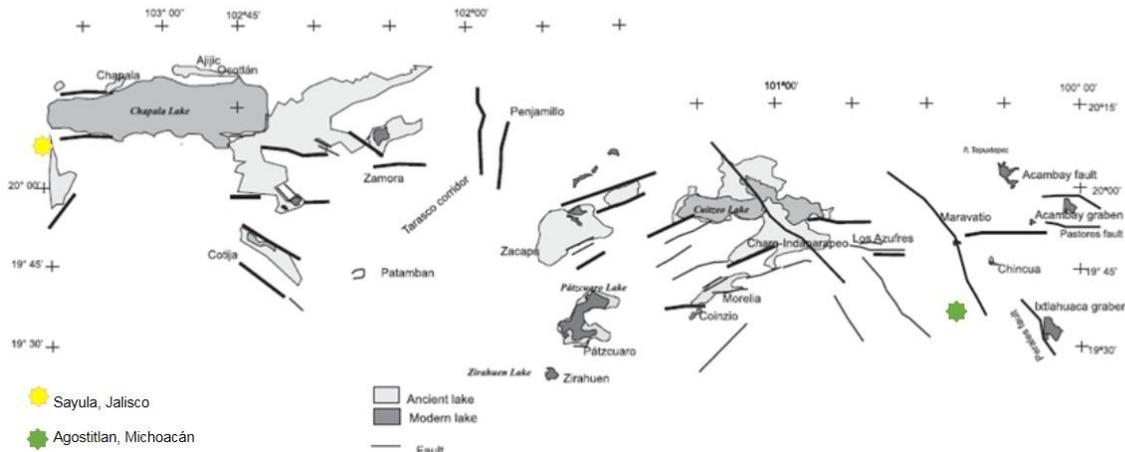


Figura 1.- Área de estudio, el Graben Chapala-Acambay, Sayula, Jalisco en Amarillo y Agostitlán, Michoacán en verde. Imagen modificada de Israde-Alcántara *et al.*, 2010.

Sayula, Jalisco

El sitio se encuentra dentro del Graben Chapala-Acambay, dentro de la Sierra Madre Occidental, que está conformada principalmente por riolitas e ignimbritas), así como rocas correspondientes al Cinturón Volcánico Transmexicano que incluyen riolitas e intercalaciones de andesitas basálticas, cuya edad varía del Mioceno Superior al Plioceno. Se distinguen algunas ocurrencias de derrames basálticos asignados al Plio-Pleistoceno.

Localmente afloran rocas de composición riolítica y andesítica, predominando en el área de estudio, tobas compactas de coloración verdoso, con abundante oxidación, se presentan zonas brechoides asociadas a vetillas de cuarzo.

Al Sur se encuentran grandes depósitos de diatomita blanca laminar explotada en la actualidad por la empresa Celite, en la porción Norte superficialmente aflora un intrusivo descrito por el Consejo de Recursos Minerales, el cual varía de microdiorita, diorita, granodiorita a granito. La zona O del área de estudio se encuentra cubierta por aluvión así como por derrames basálticos.

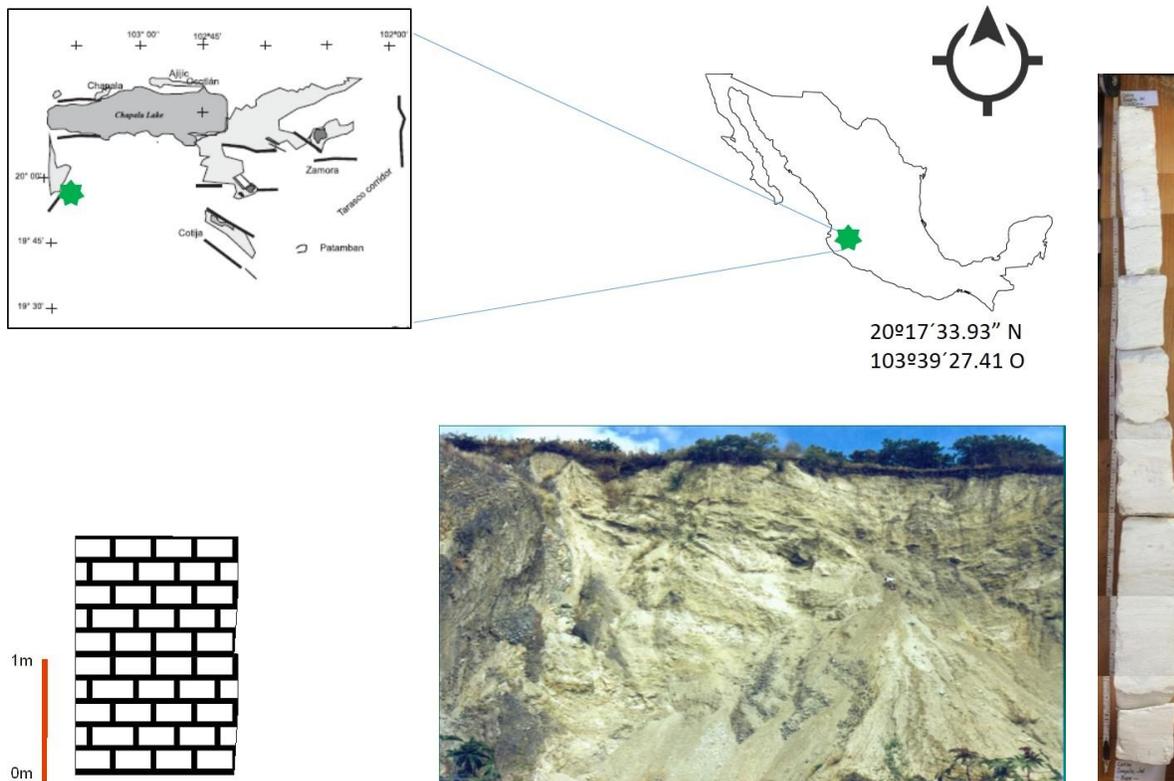


Figura 2- Columna estratigráfica y ubicación del sitio de estudio Sayula, Jalisco.

El sitio de Sayula está ubicado en el margen Oeste del Lago de Chapala, Jalisco, $20^{\circ}17'33.93''$ N y $103^{\circ}39'27.41''$ O a 1415 msnm (Figura 2) y corresponde a un depósito de diatomita blanca laminar, altamente deformada y deleznable. La base presenta menos deformación y más pureza. Se extrajo una columna, de manera manual, haciendo un corte aproximadamente 20 cm de ancho por 35 cm de largo, hasta completar 2 metros de la base del depósito.

Agostitlán, Michoacán

El sitio Agostitlán (Figura 3) está ubicado en el Estado de Michoacán, en las coordenadas $19^{\circ}32'08.96''$ N y $100^{\circ}29'31.99$ O a 1711 msnm, al sur de los límites de la falla de Cuitzeo (Rosas Elguera *et al.*, 1997 y Israde-Alcántara y Garduño, 1999) y Acambay Rodríguez Pascua *et al.*, 2010) donde se distinguen secuencias lacustres que han desarrollado diatomitas que se intercalan con emisiones volcánicas.

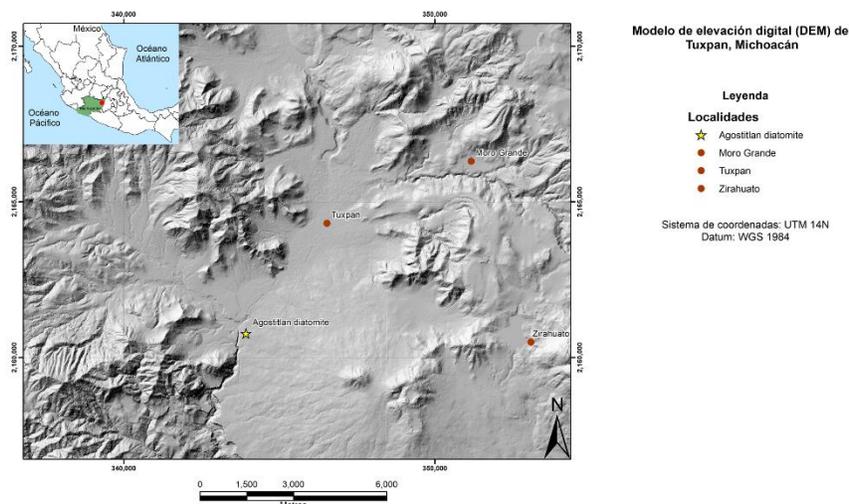


Figura 3- Ubicación y modelo de elevación de la cuenca de Agostitlán, Michoacán

Este graben corta al Oriente con la caldera de los Azufres. El basamento de la zona corresponde a lavas fluidas de edad Mio-Pliocénica de composición basáltica a andesítica con afinidad calcoalcalina, alternando con brechas volcánicas, escorias y productos piroclásticos. Cubriendo, se encuentran depósitos lacustres de edad Pleistocénica fechados en ca. 40,000 años. La secuencia se caracteriza por 700 cm de diatomitas intercaladas con limos y arcillas café oscuro ricas en materia orgánica en la base, sobreyaciendo en contacto transicional le sigue una secuencia de diatomitas laminares fechadas en 40,000 años. Las diatomitas presentan laminaciones difusas con espesores de alrededor de ~5 cm. Se observan en el sector central de la secuencia abundantes bioturbaciones, donde es posible reconocer algunas escamas de peces e impresiones de hojas en algunos niveles. En contacto transicional a lo largo del depósito se encuentran concreciones de óxido y se torna de color más claro hacia la cima.

La actividad tectónica generó deformación de los depósitos lacustres más antiguos, dando lugar a microfallamiento y estructuras de licuefacción en la base del depósito.

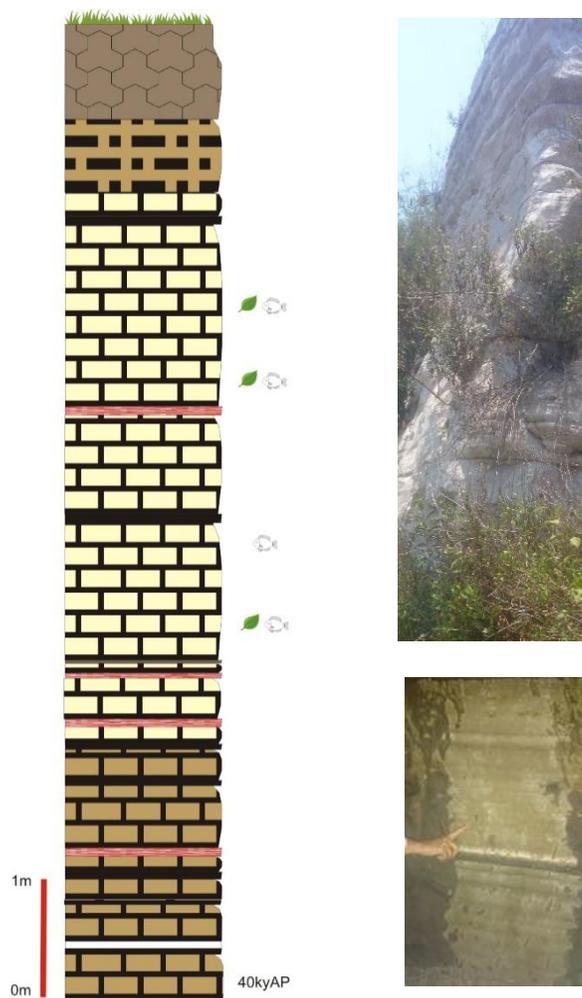


Figura 4.- Columna estratigráfica y ubicación del sitio de estudio Agostitlán, Michoacán.

1.4.2 Clima y precipitación anual

El clima actual del Centro de México, incluyendo los sitios de muestreo, se caracteriza por lluvias de mediados a finales de verano que resultan de la migración hacia el Norte de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Se ha supuesto que la humedad proviene del Este en el Caribe, aunque las fuentes de humedad del Pacífico Oriental y del Golfo de California pueden ser más importantes, especialmente en el Occidente de México (Douglas *et al.*, 1993). Durante el invierno, las condiciones estables y secas se producen a medida que la ZCIT vuelve hacia el Ecuador y el cinturón de alta presión subtropical con flujo hacia el Oeste se extiende sobre gran parte de México.

Sin embargo, los frentes fríos de aire polar (nortes) asociados con el flujo meridional pueden llevar la lluvia invernal y bajas temperaturas a la zona en la latitud de los sitios de estudio e incluso más al Sur.

La precipitación media anual actual es de aproximadamente 950 mm, pero varía significativamente de un año a otro. Entre 1921 y 1986, la precipitación anual más baja fue de 560 mm (1957), mientras que el valor más alto fue de 1630 mm (1935). La evaporación media anual (aproximadamente 1500 mm/año) es mayor durante la primavera y el comienzo del verano cuando las altas temperaturas y las condiciones de viento ocurren simultáneamente durante la estación seca. La temperatura promedio anual es de 17.5°C. La variación estacional de la temperatura y la precipitación documenta las temperaturas máximas mensuales (alrededor de 20°C) durante el comienzo del verano (Mayo-Junio). La nubosidad y la precipitación enfrían significativamente la temperatura del aire a mediados y finales del verano. Las temperaturas medias mínimas de invierno (1-2°C) en esta zona en diciembre y enero, que es cuando se registran las más bajas.

CAPÍTULO 2 MATERIAL Y MÉTODOS

2.1- Diatomita

El sitio de Sayula, Jalisco, 25 km al O del Lago de Chapala, 20°17'33.93" N y 103°39'27.41" a 1415 msnm en una depresión tectónica con diatomitas depositadas durante el Neógeno tardío (~5-4.8 Ma. Cal. AP). En la base del depósito se muestreó una columna a alta resolución de ~ 2 m espesor, de alta pureza, del antiguo lago. Se analizaron 84 muestras a intervalos de 2.2 cm.

La columna estratigráfica de ~7 m en Agostitlan, Michoacán (19°32'08.96" N y 100°29'31.99 O a 1711 msnm, se muestreó a 4.51 km al SO de la localidad de Tuxpan, Michoacán. Consiste en una pequeña cuenca formada por represamiento donde se obtuvieron 67 muestras, de la base hacia la cima a cada 10 cm.

Para su análisis de diatomeas, se recurrió a técnicas rutinarias (10% HCl y 30% H₂O₂). Las suspensiones purificadas se colocaron en portaobjetos y se montaron en una resina con un alto índice de refracción (náfrax I.R. ~1.73+) que permitió llevar a cabo la edición de imágenes de diatomeas, medición, identificación, y conteos. Se utilizó un microscopio óptico OLYMPUS BYMAX 50 con una cámara integrada Modelo DP12 a 1000x. Se utilizó bibliografía especializada refiriéndolas a floras estándar (Gasse, 1975, 1980; Germain, 1981; Krammer y Lange Bertalot, 1980; 1985; 1986; 1988; 1991a; 1991b; Fourtanier y Gasse, 1988; Serieyssol y Gasse, 1991; Rumrich, Lange Bertalot y Manfred Rumrich, 2000; Khursevich, *et al.*, 2002, 2003; Khursevich y Kociolek, 2012).

El conteo de las muestras se realizó por campos de observación, que comprende el área a partir del campo visual a 100x, utilizando aceite de inmersión para cada laminilla. Para cada muestra se

leyeron transectos completos de la longitud total de 18mm del cubreobjetos cuadrado). Para calcular las abundancias relativas se aplicó la siguiente formula:

$$\Sigma ABUND = Ct(A/a) (Vt/Vpp) (1/x)$$

DONDE:

$\Sigma ABUND$ = Abundancia relativa

Ct = Frústulas contadas en la laminilla

A = Área de la laminilla

a = campo del microscopio (0.18mm) por la distancia contada (18 mm).

Vt = La dilución de donde se tomó la muestra.

Vpp = Microlitros que se colocaron sobre el cubreobjetos en el desecador (0.2 ml).

1 = Constante.

x = Peso de la muestra seca (0.5g).

La abundancia relativa se expresó de manera exponencial, debido a que el número resultado es muy grande para efectos de manipulación de información, representándose el número en exponentes de 10^7 valvas/gramo de sedimento seco.

2.2- Parámetros magnéticos.

El muestreo se realizó en la columna sedimentaria de diatomita en cubos de acrílico de $\sim 10\text{cm}^3$, los cuales se caracterizaron desde el punto de vista magnético: susceptibilidad magnética (χ) magnetización remanente natural (NRM), magnetización remanente anhistérica (ARM) y magnetización remanente isothermal (IRM).

La susceptibilidad magnética en baja (klf, 0.465 kHz) y alta frecuencia (khf, 4.65 kHz) de las muestras discretas (cubos de 10.6 cm^3) se midió por medio de un susceptibilímetro Bartington

MS2B. Asimismo se registró la susceptibilidad magnética con el equipo AGICO MFK-B, que trabaja a una sola frecuencia (972 Hz), como medio de verificación. La intensidad de la magnetización en los diferentes procesos que se describen a continuación, fue medida utilizando un magnetómetro de giro AGICO JR-6 (Dual Speed Spinner Magnetometer). La MRA se indujo en las muestras impartiendo, en 3 ejes ortogonales, un campo pico de corriente alterna (AC) de 100 mT y uno de corriente directa (DC) de 50 μ T utilizando el mismo LDA-3 trabajando en modo de magnetizador.

Asimismo, por medio de un magnetizador de pulsos IM-10 (ASC Scientific) se indujo una MRI al someter a las muestras a una serie de pulsos de CD que se incrementaron paulatinamente, en etapas de 25, 50, 75, 100, 200, 300, 500 y 700 mT. Una vez alcanzado el campo máximo aplicable se aplicó un campo inverso de 300 mT. A partir de estos valores se calculó el cociente S-300. Previamente a la obtención de la MRI se llevó a cabo una desmagnetización total empleando un campo magnético de 100 mT en un desmagnetizador LDA-3.

A partir de las mediciones anteriores se calcularon los cocientes inter paramétricos asociados siguientes: S-ratio, (IRM-300/SIRM, SIRM/ χ , ARM/ χ y ARM/SIRM) (Kirschvink, 1980).

2.3.- Análisis de Carbono Orgánico Total (COT).

Este proceso de análisis de carbono consiste en pesar sub-muestras de 80 mg (0.0080 g) de los sedimentos molidos con un mortero de ágata. La determinación del carbono se llevó a cabo de dos maneras según la naturaleza de su fuente, el carbono orgánico se está refiriendo a todo aquel que proviene de compuestos orgánicos como lo son plantas, animales, bacterias, entre otros.

Esta técnica nos permite conocer las variaciones en el contenido de carbono orgánico total (COT). El contenido de carbonatos en sedimentos indica periodos de condiciones favorables para su precipitación, normalmente se encuentra relacionado con la naturaleza del material que conforma la cuenca y con la química de la columna de agua (salinidad-alcalinidad elevada), ya que al contener una mayor cantidad de sales o minerales favorece la precipitación de compuestos ricos en carbonatos. Esto sucede generalmente en dinámicas más intensas de evaporación. El contenido de COT en los sedimentos es un indicador de la productividad pasada, es decir, de la biomasa presente en la cuenca (Bischoff *et al.*, 1998).

El principio de funcionamiento del Coulometro modelo 5014 de la marca UIC se basa en la titulación de una solución donde se ha absorbido CO₂ como producto de la calcinación del material analizado para una posterior titulación del CO₂ formado en una solución ácida por la descomposición de los carbonatos.

Mientras se lleva a cabo la titulación de la muestra, la solución de la celda cambia de color permitiendo el paso de un haz de luz a través de ella, la intensidad del haz atravesando la celda es convertida a una medición de transmitancia con la que a su vez se obtendrá la concentración de carbono en la muestra la cual es reportada en porcentaje del peso o en microgramos de carbono.

Los resultados se integran en porcentajes (%) y en ocasiones en partes por millón (ppm) en el caso que sean sedimentos que han estado sujetos a procesos de concentración iónica.

CAPÍTULO 3 RESULTADOS

Los resultados de análisis de diatomeas y de magnetismo permitieron reconstruir la historia paleoambiental de dos sectores del Graben Chapala-Acambay en el centro de México y contribuyen a la comprensión de los cambios climáticos y paisajísticos en dos intervalos de tiempo: el Neógeno tardío en Sayula y el de finales del Wisconsin (glaciación Würm) hasta inicios del Holoceno en el sector más oriental (Agostitlán).

3.1 Diatomita de Sayula, Jalisco

Diatomeas y COT

La secuencia basal de las diatomitas del paleolago de Sayula han sido correlacionados con un afloramiento de 35 m de espesor, al oriente de la diatomita analizada, ambos contienen flora semejante. Por lo que se infiere que corresponden también al Neógeno, estos depósitos fueron fechados en 7.0 ± 0.3 Ma. ^{40}K - ^{40}Ar a 1 kilómetro del lago de Chapala (Israde *et al.*, 2010). La unidad inferior de la sección del Lago de Chapala está bien expuesta en la localidad de Las Brisas. Tiene 8 m de espesor y contiene una capa de cenizas intercaladas de 5.2 ± 0.2 Ma. Estos taxones también ocurren en la Formación Chapala (Delgado Granados, 1992; Michaud *et al.*, 2000).

Las muestras de la columna sedimentaria (2 m basales), debido a su alta pureza no requirieron el procesamiento con peróxido de hidrógeno al 30 % y ácido clorhídrico. Se realizó el montaje directamente en un portaobjetos y un cubreobjetos por muestra, usando una resina con alto índice de refracción (náfrax) para poder llevar a cabo la obtención de imágenes. No se identificaron cambios en la coloración, siendo la secuencia de color blanco, laminar, fina, masiva y muy deleznable, presenta laminaciones y pliegues sinsedimentarios cortados por pequeñas fallas normales.

Los valores de COT indican un bajo contenido de materia orgánica que caracteriza la secuencia sedimentaria, sugiriendo entrada de M. O terrestre al sitio de estudio, coincidente con ambientes húmedos al final del último glaciar. El valor máximo registrado se encuentra en la muestra DIA-25 que corresponde a 52.8 cm hacia la cima.

Se identificaron 10 especies de diatomeas, dominando las formas centrales: *Stephanodiscus* y *Cyclostephanos*. El listado de taxones encontrados se presenta en la tabla 1.

<i>Cyclostephanos</i> sp (Round) (Posible nueva especie)
<i>Cyclotella operculata</i> var. <i>mesoleia</i> Grunow
<i>Nitzschia palea</i> (Kützing) W.Smith 1956
<i>Rhoicosphenia abbreviata</i> (Agardh) Lange-Bertalot 1980
<i>Rhopalodia brebissonii</i> Krammer 1987
<i>Rhopalodia constricta</i> (W. Smith) Krammer 1987
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehrenberg) O. Müller 1895
<i>Stephanodiscus</i> aff. <i>aegyptiacus</i> (Ehrenberg)
<i>Stephanodiscus</i> sp (Posible nueva especie) (Ehrenberg 1845)
<i>Stephanodiscus</i> aff. <i>medius</i> (Hakansson 1986)

Tabla 1.- Listado de especies de diatomeas encontradas en las muestras de la diatomita de Sayula.

Se trata de un sitio con comunidades casi monoespecíficas, que nos sugiere el establecimiento de un lago profundo, con escasa presencia de formas pennales, algunas espículas de esponja y algunas

especies retrabajadas en ciertos estratos que muestran evidencias de bioturbación (intervalo de 57.2 cm a 85.8 cm). Figura 5.



Figura 5- Imagen a detalle Sayula.

Algunas de las diatomeas principales planctónicas no han sido identificadas porque es necesaria una descripción y un análisis a detalle, probablemente algunas sean especies no descritas aún. En las láminas 1 y 2 se muestran varias diatomeas registradas en la diatomita de Sayula.

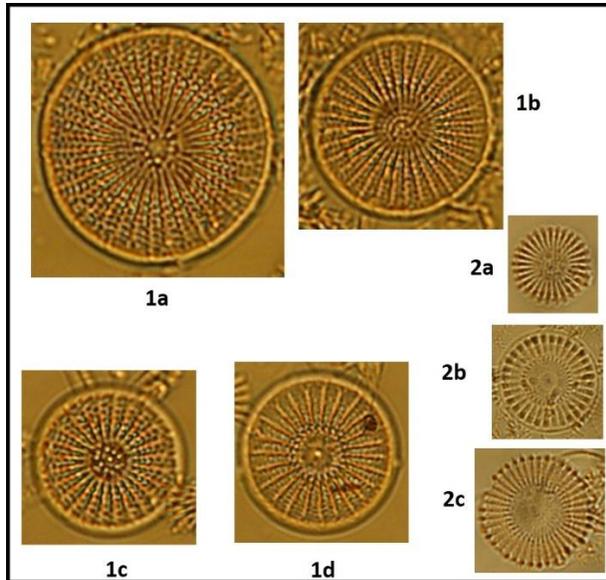


Lámina 1.-

1a-1d. *Stephanodiscus aff. aegyptiacus* (Ehrenberg) (d =9 - 45µm). Vista valvar.

2a-2c *Sthephanodiscus aff. medius* (Hakansson) (d =6 - 34µm). Vista valvar.

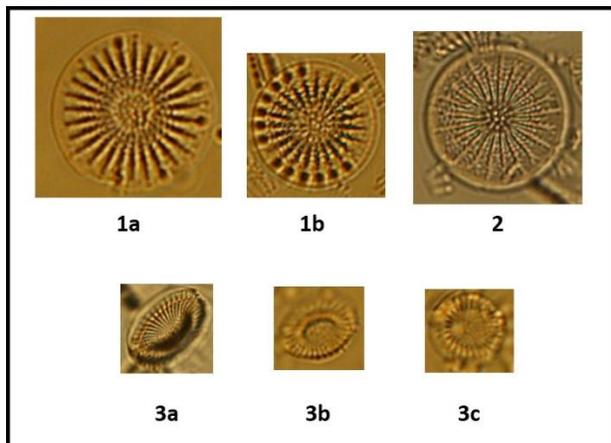


Lámina 2.-

1a-1b *Stephanodiscus sp. NUEVA ESPECIE?* (d =5 - 30µm). Vista valvar.

2 *Cyclostephanos sp. NUEVA ESPECIE?* (d =7 - 40µm). Vista valvar.

3a-3c *Cyclotella operculata* var. *mesoleptia* (Grunow) (d =6 - 35µm). Vista valvar.

ANÁLISIS DE LA SUCESIÓN DE DIATOMEAS A LO LARGO DE LA SECUENCIA

SEDIMENTARIA DE SAYULA

En la figura 6 se observan la distribución de las comunidades de diatomeas a lo largo de la columna estratigráfica. Se distinguen cuatro episodios.

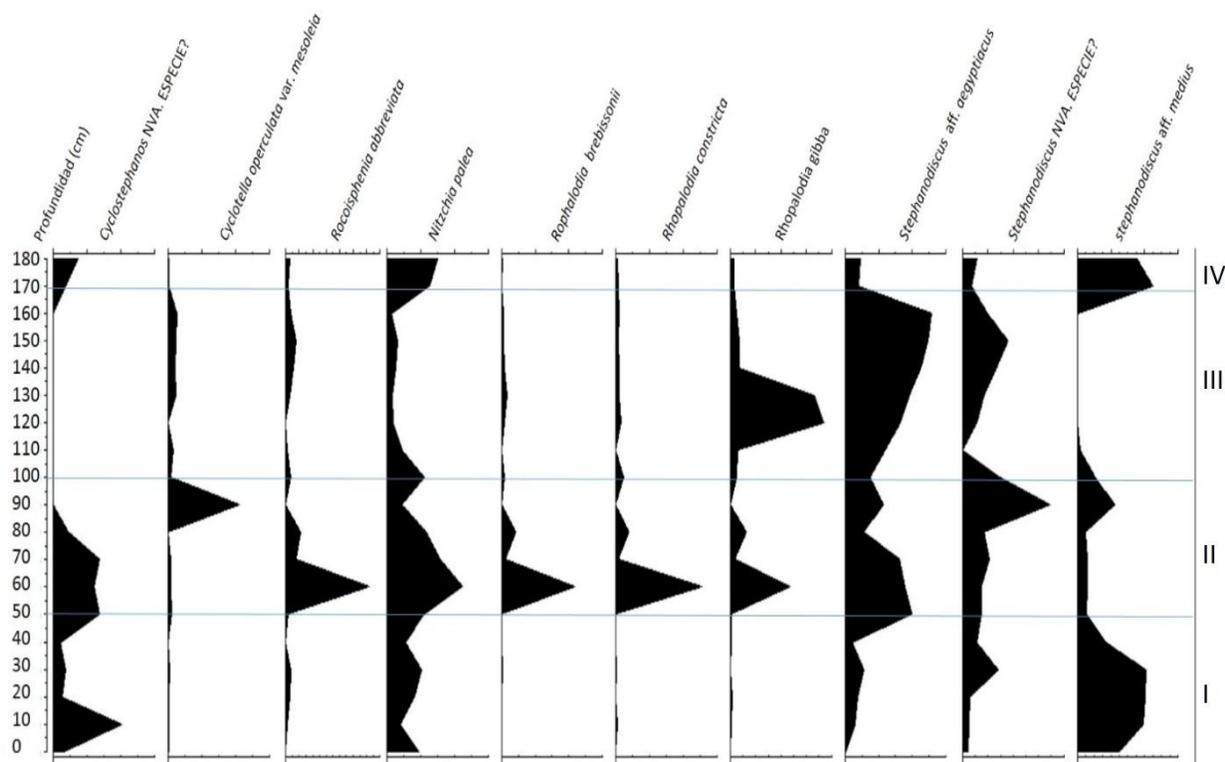


Figura 6- Ensamblen (o ensamblajes, en inglés *assemblages*) de diatomeas (expresadas en % a partir de densidades en # de valvas/g de sedimento) de Sayula, Jalisco.

EPISODIO I (0 a 50 cm)

Durante el primer episodio de sedimentación de este depósito, se registra una dominancia casi monoespecífica de especies planctónicas, siendo la especie dominante *Stephanodiscus aff. medius* que alcanza más del 66 % de este episodio, seguida por la *Stephanodiscus aff. aegyptiacus* con un máximo de 27.9 % y la especie no identificada de *Stephanodiscus sp.* (nueva especie?) apenas alcanza 1.35%; en este episodio se registran *Cyclostephanos sp.* (no identificada), *Cyclotella*

operculata var. *mesoleia* así como *Nitzchia palea* y, especies de diatomeas pennales acompañantes con escasa abundancia.

EPISODIO II (50 a 100 cm)

En contacto transicional se observa una disminución en los porcentajes de especies de *Stephanodiscus* aff. *medius* y vienen reemplazados por el aumento en la abundancia de *Stephanodiscus* aff. *aegyptiacus*, alcanzando hasta 55.9%, lo cual la vuelve la especie dominante de este episodio, con un aumento considerable en el registro de *Cyclostephanos* sp. (no identificada) y de *Nitzchia palea*, aparición en el registro de *Rhoicosphenia abbreviata* y *Rhopalodia* spp. como acompañantes, con abundancias poco significativas que en grupo no representan más del 3% del registro.

EPISODIO III (100 a 170 cm)

En este episodio, en contacto transicional se alcanza la máxima presencia algal, se da el establecimiento de una ensamblaje constante con tendencia creciente (de 4.6×10^7 a 1.65×10^8 v/g de sedimento, desde los 100 cm hacia los 170 cm de *Stephanodiscus* aff. *aegyptiacus*, y *Cyclotella operculata* var. *mesoleia*, paralelo a la desaparición en el registro de *Stephanodiscus* aff. *medius* y *Cyclostephanos* (no identificada) y a la disminución de *Nitzchia palea*, *Rhopalodia* spp. y *Rhoicosphenia abbreviata*.

EPISODIO IV (170 a 200 cm)

Este intervalo se caracteriza por el aumento en los porcentajes de *Stephanodiscus* aff. *medius*, *Cyclostephanos* sp. (no identificada) y de *Nitzchia palea*, y una evidente y significativa disminución en *Stephanodiscus* aff. *aegyptiacus* (mientras que en el episodio anterior representaba

más del 75%, en este alcanza apenas un 19% y *Cyclotella operculata* var. *mesoleia* también disminuye).

Parámetros magnéticos

Los sedimentos lacustres presentan una respuesta magnética relativamente baja, por el alto contenido en Sílice. A pesar de esto, los equipos utilizados logran detectar la respuesta magnética de los minerales. Los resultados de los diferentes parámetros determinados se graficaron contra la profundidad.

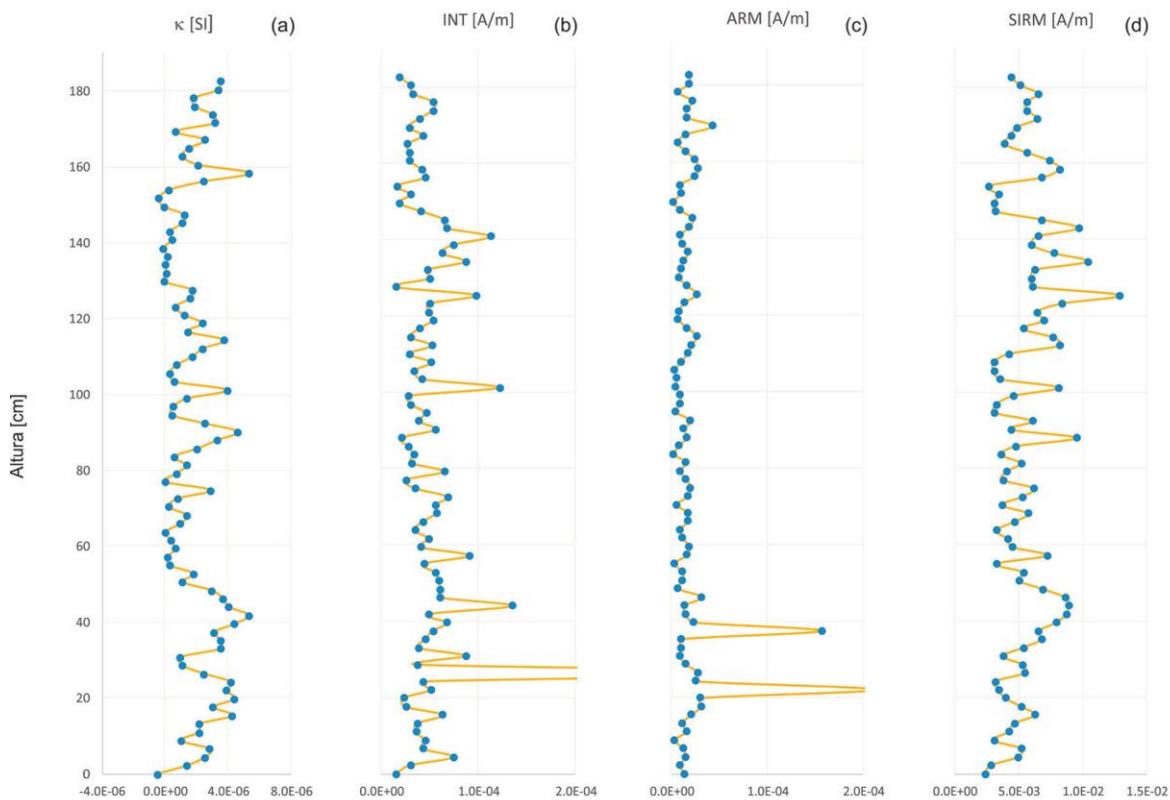


Figura 7.- Parámetros magnéticos χ , NRM, ARM y SIRM del sitio Sayula.

Se observan variaciones de χ (-4.8×10^{-7} a 5.3×10^{-6}) a partir del registro de susceptibilidad magnética contra la altura (Figura 7). Se aprecian también varios valores máximos a diferentes

alturas, encontrándose el mayor de estos a los 158.4 cm, los cuales coinciden con los niveles estratigráficos un poco más oscuros (de blanco a crema) del depósito.

Los sedimentos lacustres presentan una magnetización significativamente más baja (10^{-5} A/m) que las rocas volcánicas (10^{-1} - 10^0 A/m), de acuerdo con el registro de la NRM por medio del magnetómetro de giro JRA-6 (sensibilidad 10^{-6} A/m). Es posible también apreciar cierta variabilidad en la NRM (Figura 7), asemejándose en ciertos intervalos al correspondiente para el registro de χ .

El registro de ARM (Figura 7) es el que muestra menor variabilidad, con un valor promedio de 1.9×10^{-5} A/m y valores máximos de $(2.1 \text{ y } 1.6) \times 10^{-4}$ A/m a 22.0 cm y 37.4 cm, respectivamente. Tanto la χ como la ARM dependen de la concentración y tamaño de los granos magnéticos, pero ésta última es más sensible a los granos ferrimagnéticos finos.

En contrastante con el anterior, el registro de la IRM presenta la mayor variabilidad (Figura 7). Existe una diferencia de 2 órdenes de magnitud entre los valores de ARM y SIRM. Ya que la IRM depende de la concentración y tipo de minerales ferrimagnéticos presentes.

En la Figura 8 se puede observar una curva representativa de las muestras estudiadas, en la cual es posible apreciar que la saturación se alcanza en campos cercanos a los 300 mT. En general, las gráficas son muy similares en cuanto a la forma para todas las muestras y no hay diferencias contrastantes apreciables.

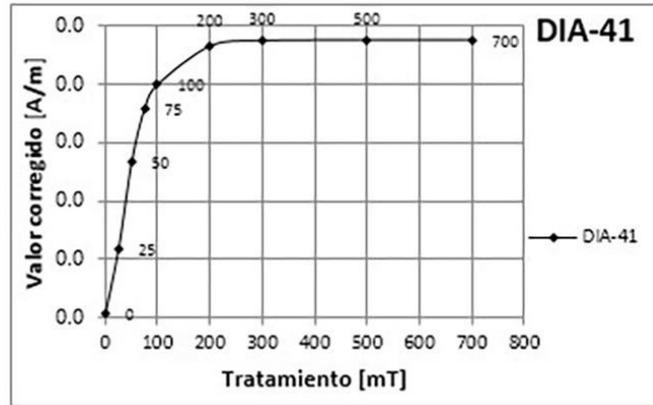


Figura 8.- Magnetización Remanente Isotermal. Muestra dia-41.

Cocientes

El registro del cociente inter paramétrico S-300 muestra pequeñas variaciones cercanas a 1 (Figura 9), confirmando el resultado obtenido a partir del registro de la SIRM, ya que al efectuar el cociente entre la SIRM y la IRM-300 se elimina la dependencia con la concentración de la IRM.

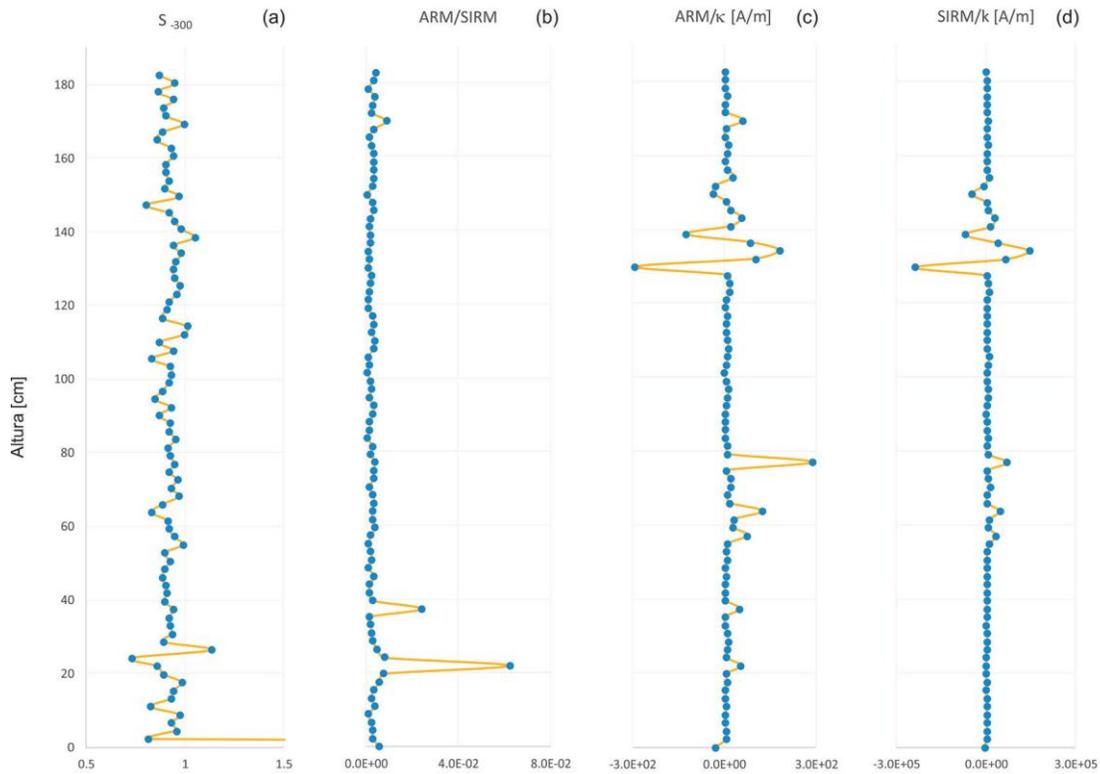


Figura 9.- Registros verticales de diferentes cocientes inter paramétricos

ARM/SIRM- Tanto la ARM, como la SIRM, son dependientes de la concentración. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, mientras que la ARM es más sensible a la mineralogía fina, la IRM lo es a los granos más gruesos. Los valores notoriamente bajos del cociente ARM/SIRM a lo largo del registro vertical (Figura 9 b) sugieren nuevamente, la predominancia de mineralogía magnética gruesa, compatible con material detrítico. Se identifican, sin embargo, dos valores máximos a los 22.0 cm y 37.4 cm, los cuales son compatibles con la caída de material particulado fino.

ARM/ χ y SIRM/ χ - Los registros de estos dos cocientes inter paramétricos muestran, al menos, dos estratos con alta variabilidad, ubicados en los intervalos entre los 57.2 cm y 77.0 cm y entre los 129.8 cm y 154.0 cm (Figura 9 c y d). Al tener ambos cocientes un denominador común (normalizados por la χ), que depende principalmente de la concentración y de la mineralogía magnética y, por ser sensibles a diferentes tamaños de grano, una explicación basada exclusivamente en términos de concentración, mineralogía y tamaño de grano resulta difícil de considerar. Podría alternativamente pensarse en factor externo, no contemplado aún, dando como resultado un cambio en el estado de stress del depósito sedimentario.

3.2 Diatomita de Agostitlán, Michoacán

Se fecharon 4 muestras de sedimentos lacustres del sitio (Tabla 2) mediante AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*), en el laboratorio certificado beta analytic, un resultado en un nivel intermedio de la secuencia fue descartado por efecto de redeposición, los otros tres proveyeron una escala de tiempo para la sucesión. La extrapolación de las cuatro fechas más antiguas indica que la base del depósito tiene una edad de *ca.* 40 000 años aP.

Código BETA	Clave envío (profundidad)	Tipo de muestra	Edad convencional	Calibración Sigma 2
458434	AGOS 650 cm	Sedimentos lacustres	20,950 +/- 70 BP	Cal BC 23510 to 23200 (Cal BP 25460 to 25150)
	AGOS 210 cm	Sedimentos lacustres	33,730 +/-200 BP	Cal BC 36748 to 35,516
458435	AGOS 100 cm	Sedimentos lacustres	25,830 +/- 110 BP	Cal BC 28455 to 27735 (Cal BP 30405 to 29685)
457971	AGOS 40 cm	Sedimentos lacustres	32540 +/- 180 BP	Cal BC 34840 to 34160 (Cal BP 36790 to 36110)

Tabla 2.- Fechamientos realizados mediante AMS.

Ascendiendo estratigráficamente, a 40 cm de la base se obtuvo una fecha de 36,790 años cal aP. a un metro se obtuvo una edad de 30,405 años cal a.P.y la cima a 650 cm corresponde a una edad de 25,460 años cal. a.P., las tres obtenidas, permiten asignar un intervalo de tiempo en el que se llevó a cabo el depósito de la diatomita. El cuarto fechamiento Agos 210 cm., tiene una edad de 33,730 \pm 200.

Diatomeas y COT

Los sedimentos, de acuerdo a los resultados, están agrupados en 3 unidades estratigráficas principales (unidad I, II y III), arcillas limosas que pasan transicionalmente a una diatomita masiva con niveles de limos intercalados. Se presentan depósitos de tefra más continuos hacia la base de la sucesión. Las tasas de sedimentación se calcularon entre los niveles fechados: considerando el espesor total del sedimento entre ellos y excluyendo el espesor de tefras, ya que los depósitos de caída de conos de ceniza en el área tienden a acumularse en más de 600 años. Este procedimiento enfatiza la deposición promedio de productos no volcánicos. Cabe hacer notar que por dificultad para muestrear a rapel la cima de la diatomita, se inició la medición indicando como cero la base de la secuencia sedimentaria. En la unidad I, que corresponde a la base de la secuencia, los

sedimentos son de color más oscuro en comparación a los sedimentos del resto del depósito. La base consiste en un limo arcilloso color marrón interrumpido por un nivel de 2cm de ceniza volcánica fina a 40 cm de la base, seguido por 30 cm de un limo más grueso que viene cubierto por una tefra de 3mm de espesor a los 70 cm de la base. De forma transicional la unidad II, sobreyace de la tefra de la unidad I, y en la base aún se observa un color oscuro de material diatomáceo con finas intercalaciones sublaminares de limo. En este sector intermedio de la columna sedimentaria se presentan tres niveles oxidados de limos a 120, 200 y 230 cm, de no más de 0.4 cm y otros cuatro niveles intercalados de cenizas finas a 110, 180, 235 y 360 cm cuyos espesores son menores a 1 cm presentando tonos que van de gris claro, pasando por gris oscuro a negro en el último nivel, en esta unidad de diatomita con sublaminas de limo se encuentran abundantes escamas de peces. El contacto transiciona la unidad III consiste en una diatomita de color blanco con textura un poco limosa y más deleznable, presenta un nivel oxidado a 430 cm de 0.8 cm de espesor y una tefra fina de gris claro a 540 cm, en esta unidad, al igual que la unidad intermedia de la sucesión sedimentaria, se encuentran abundantes escamas de peces.

Los valores de carbono indican un contenido bajo y variable que caracteriza la secuencia sedimentaria, que sugiere una entrada de materia orgánica terrestre (Meyers y Lallier-Verge's, 1999). Estas fases de carbono representan un cambio importante en el carácter geoquímico del registro hacia los 40ky.

Los valores de TOC muestran variaciones claramente afectadas por el volcanismo. El TOC alcanza su máximo porcentaje a en la base a 5.90 m, en correspondencia a los depósitos limosos más oscuros. Por encima del valor máximo a 5.90 m, los valores de TOC muestran una tendencia decreciente. Los altos porcentajes de TOC, sugieren una alta productividad biológica.

La diatomita de Agostitlán, contiene una diversidad más alta que la diatomita de Sayula, identificándose 31 especies con predominancia de formas Centrales planctónicas siendo características y dominantes *Aulacoseira spp.* y *Stephanodiscus spp.* acompañadas por géneros ticolanctónicos de la familia *Fragilariaceae*, y en escasos porcentajes, algunas especies perifíticas que incluyen a *Cocconeis spp.*, *Navicula spp.*, *Gomphonema spp.*, *Epithemia spp.* y *Cymbella spp.* y algunos géneros de preferencia bentónica como *Nitzchia spp.*, *Sellaphora spp.*, *Stauroneis spp.*, etc. (Figura 10) La diatomita presenta una abundancia de hasta 1.8×10^7 valvas/g de sedimentos secos. La lista de taxones encontrados se presenta en la tabla 3.

<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grunow) Simonsen 1979	<i>Gomphonema parvulum</i> (Kützing 1849)
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>angustissima</i> (O.Müll.) Simonsen 1979	<i>Navicula cryptotenella</i> (Lange-Bertalot 1985)
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>monospina</i> (Ehrenberg) Simonsen 1979	<i>Navicula menisculus</i> (Schumann 1867)
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i> (Ehrenberg) Van Heurck	<i>Nitzchia amphibia</i> (Grunow 1862)
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>placentula</i> (Ehrenberg)	<i>Nitzchia palea</i> (Kützing) W. Smith 1856
<i>Cymbella aspera</i> (Ehrenberg)	<i>Pinnularia gibba</i> (Ehrenberg)
<i>Cymbella mesiana</i> (Cholnoky)	<i>Rhopalodia constricta</i> (W. Smith) Krammer 1987
<i>Cymbella silesiaca</i> (Bleisch)	<i>Sellaphora sp.</i> (Kützing)
<i>Epithemia adnata</i> (Kützing) Brébisson 1838	<i>Stauroneis phoenicenteron</i> (Nitzsch) Ehrenberg 1843
<i>Epithemia turgida</i> var. <i>westermanni</i> (Ehrenberg) Grunow	<i>Staurosira construens</i> Ehrenberg 1843
<i>Fragilaria brevistriata</i> (Grunow 1985)	<i>Stephanodiscus aff. carconensis</i> (Grunow 1878)
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>distans</i> (Grunow) Lange-Bertalot 1991	<i>Stephanodiscus aff. minutulus</i> (Kützing) Round 1981
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i> (Østrup) Husted 1950	<i>Stephanodiscus aff. niagarae</i> Ehrenberg 1845
<i>Fragilaria tenera</i> (Lange-Bertalot 1980)	<i>Stephanodiscus aff. transilvanicus</i> Pantocsek 1892
<i>Gomphonema angustum</i> (Agardh 1831)	<i>Ulnaria ulna</i> var. <i>acus</i> (Kützing)
<i>Gomphonema gracile</i> (Ehrenberg 1838)	

Tabla 3.- Listado de especies de diatomeas encontradas en las muestras de la cuenca de Agostitlán.

Algunas de las principales diatomeas planctónicas en el registro sedimentario de Agostitlán no han sido identificadas, probablemente algunas sean especies nuevas o aún no descritas. Las láminas (Láminas 3 y 4) documentan varias diatomeas céntricas de Agostitlán que son parecidas a otras especies documentadas o con cierta afinidad, para el centro de México.

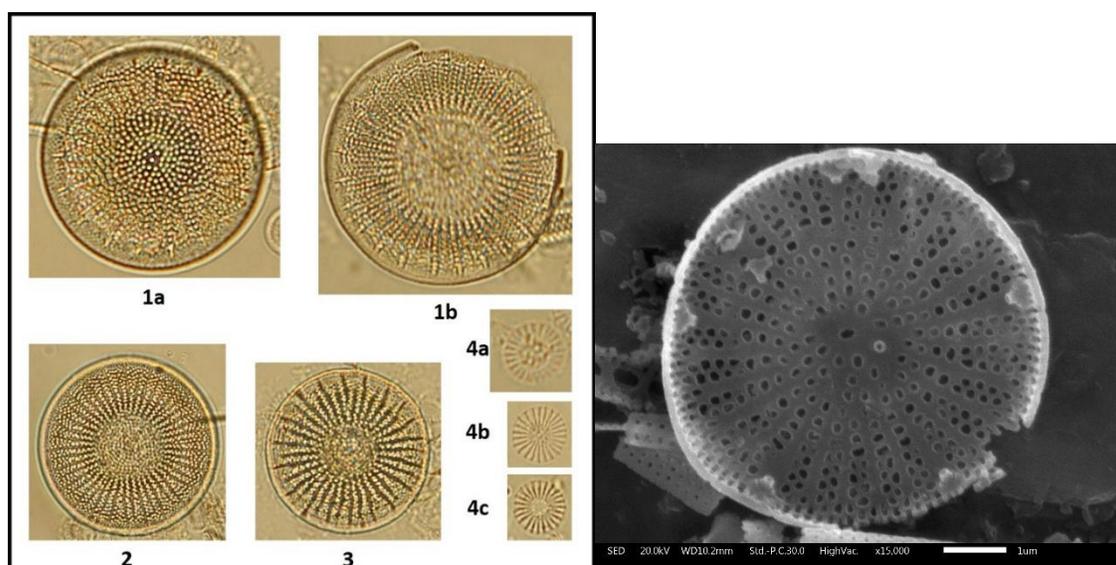


Lámina 3-

1a-1b. *Stephanodiscus sp.* aff *Stephanodiscus niagarae* (d=25 μ m, 28 μ m; 6 areolas/10 μ m). Vista valvar.

2. *Stephanodiscus sp.* aff *Stephanodiscus transilvanicus* (d=19 μ m). Vista valvar.

3. *Stephanodiscus sp.* aff *Stephanodiscus carconensis* (d=18 μ m). Vista valvar.

4a-4c. *Stephanodiscus minutulus* (d=6 μ m, 6 μ m; 7 μ m). Vista valvar.

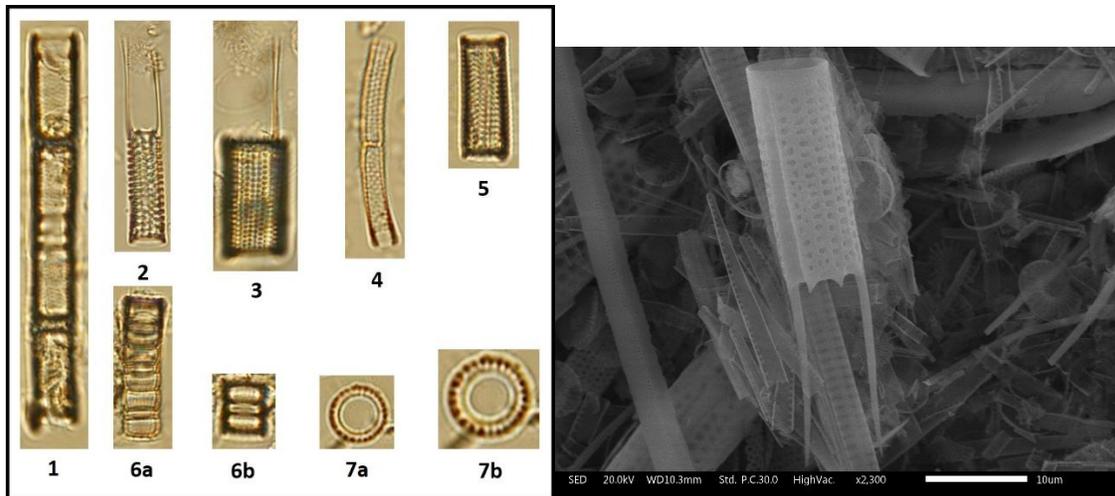


Lámina 4-

1. *Aulacoseira* sp. aff. *Aulacoseira itálica* (L=14µm-A=4µm). Vista de manto.
2. *Aulacoseira granulata* var. *angustissima* (L=11µm-A=3µm). Vista de manto.
3. *Aulacoseira granulata* var. *monospina* (L=10µm-A=6µm). Vista de manto.
4. *Aulacoseira granulata* var. *angustissima* (L=10µm-A=2µm). Vista de manto.
5. *Aulacoseira granulata* (L=11µm-A=4µm). Vista de manto.
- 6a-6b. *Aulacoseira ambigua* (d=5µm). Vista de manto.
- 7a-7b. *Aulacoseira* sp. aff *Aulacoseira granulata* (d=6µm). Vista valvar.

ANÁLISIS DE LA SUCESIÓN DE DIATOMEAS A LO LARGO DE LA COLUMNA EN AGOSTITLÁN

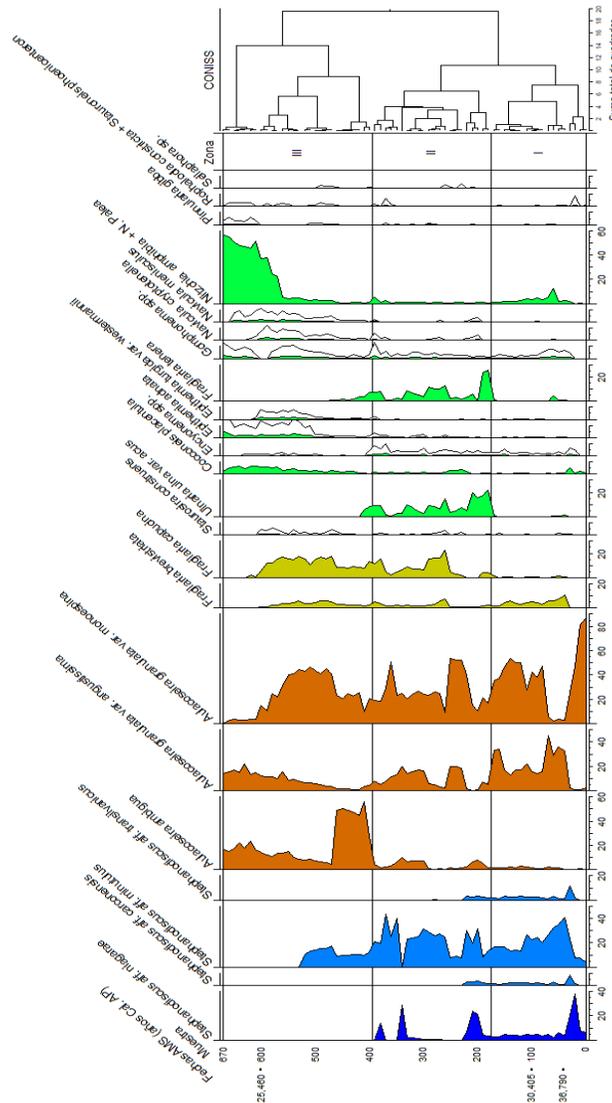


Figura 10.- Ensamblajes (o ensamblajes, en inglés *assemblages*) de diatomeas (expresadas en % a partir de densidades en # de valvas/g de sedimento) de Agostitlán, Michoacán.

EPISODIO I (0 a 70 cm)

Durante el primer ciclo de sedimentación de *ca.* 40,000 ky, a *ca.* 34,500 años cal. aP, se registra una abundancia de especies planctónicas, siendo la forma dominante *Stephanodiscus minutulus*, seguida por *S. niagarae*, *S. transilvanicus* y *S. carconensis* que son indicadoras de niveles lacustres

altos. En este episodio *Stephanodiscus* alterna con *Aulacoseira* esta última alcanzando dominancias hasta del 90%.

EPISODIO II (75 a 400cm)

Este episodio se encuentra en forma transicional a la unidad basal y tiene una duración de aproximadamente 6,000 años, a partir de 75 cm y hasta los 180 cm (34,500 *ca.* A.P hasta 28,000 *ca.* A.P.), se registra la mayor abundancia de diatomeas, con una productividad algal total de 3.956×10^9 diatomeas por gramo de sedimento. Descienden los porcentajes de *Stephanodiscus sp.* hasta un 30% y vienen reemplazados por el aumento de *Aulacoseira granulata*, *A. angustissima* y *A. monospina*, acompañadas de *Fragilaria brevistriata* (10%) y otras formas epifíticas como *Encyonema* y *Navicula* en porcentajes menores al 10%.

De 180 a 400 cm, *ca.* 29,700 a.P a *ca.* 28,000 a.P, *A. granulata* var. *angustissima*, alterna con *Stephanodiscus niagarae*, *S. aff carconensis* y *S. minutulus* caracterizan este intervalo. Resalta el inicio y constancia de *Ulnaria ulna* var. *acus*, Posteriormente, este episodio II, de 230 a 400 cm, sigue dominado por la asociación *Stephanodiscus-Aulacoseira granulata* se registra aparición y constancia (con un porcentaje mayor a 30%), del grupo de formas alargadas tendencialmente planctónicas, de *Fragilariaceae* (*Ulnaria ulna* var. *acus*, *Fragilaria tenera* y *F. capucina*). Al final de este episodio de 360 a 400 cm *Stephanodiscus aff niagarae* y *S. aff minutulus* alternan en abundancia con *Aulacoseira granulata* var. *angustissima* y *A. granulata* var. *monospina* caracterizando este episodio, acompañadas de *Fragilaria brevistriata*, *F. capucina*, *F. tenera* y *Ulnaria ulna* var. *acus*.

EPISODIO III (400cm a 668 cm)

Este intervalo se observa en forma transicional con la unidad anterior y tiene una duración de *ca.* 3000 años, de *ca.* 28,000 aP a *ca.* 25,000 aP se divide en tres fases lacustres, el primero comprende de 400 a 470 cm (28,000 aP a 27,750 aP), mostrando un aumento considerable de *Aulacoseira ambigua* y *A. granulata* var. *monospina*, alcanzando hasta el 60 % de dominancia, en correspondencia con un descenso de *Stephanodiscus minutulus*. Resalta la desaparición de *Ulnaria ulna* y *Fragilaria tenera*. Diatomeas perifíticas que incluyen *Cocconeis placentula* var. *placentula*, *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Navicula cryptotenella*, *Navicula menisculus*, *Gomphonema parvulum*, *Epithemia adnata*, y *E. turgida* var. *westermanni*, se tornan poco a poco más abundantes.

De 470 a 530 cm. (*ca.* 27,750 aP a 26,500 aP) En este intervalo *Aulacoseira granulata* var. *monoespina* de nuevo domina en el registro con más de 60%, son los últimos niveles donde se aprecia *Stephanodiscus minutulus*, cuyos porcentajes descienden hasta alcanzar solo el 20% del total de las valvas. Mientras que especies perifíticas y bentónicas empiezan a aumentar en la columna estratigráfica e incluyen a *Epithemia adnata*, *E. turgida* var. *westermannii*, *Nitzschia amphibia*. Las concentraciones de TOC permanecen fluctuantes, al igual que los niveles de susceptibilidad magnética. Se presentan dos aumentos significativos en la susceptibilidad magnética, a 490 y 540 cm.

Hacia la cima, durante la última fase, *ca.* 26,500 aP a 25,000 aP (530 a 680 cm), se establece el incremento paulatino de *Aulacoseira granulata* y *A. ambigua*, adquiriendo importancia *Nitzschia amphibia* y *N. palea*, que alcanzan hasta el 60% de la dominancia en esta zona. Otras especies

litorales características aunque en bajos porcentajes son *Pinnularia* y *Rophalodia*. Además de las ya descritas en la fase anterior con un ligero aumento en su abundancia.

A 680 cm en discordancia erosiva viene el contacto con el suelo, durante esta fase final, que corresponde al Holoceno tardío, las grandes fluctuaciones y abruptas desapariciones de diatomeas, se relacionan con el descenso paulatino del nivel del lago que viene cubierto por un conglomerado semiredondeado sugiriendo un posible levantamiento tectónico que cubre la secuencia lacustre y provoca su desaparición.

Parámetros magnéticos

Los sedimentos lacustres presentan una respuesta magnética relativamente baja, por el alto contenido en Sílice. No obstante, los equipos utilizados logran detectar la respuesta magnética de los minerales. Los resultados de los diferentes parámetros determinados se graficaron contra la profundidad.

Las variaciones observadas en los valores de susceptibilidad magnética están asociados a la composición de los sedimentos. Los parámetros dependientes de la concentración (χ , SIRM) muestran las mismas variaciones con la profundidad.

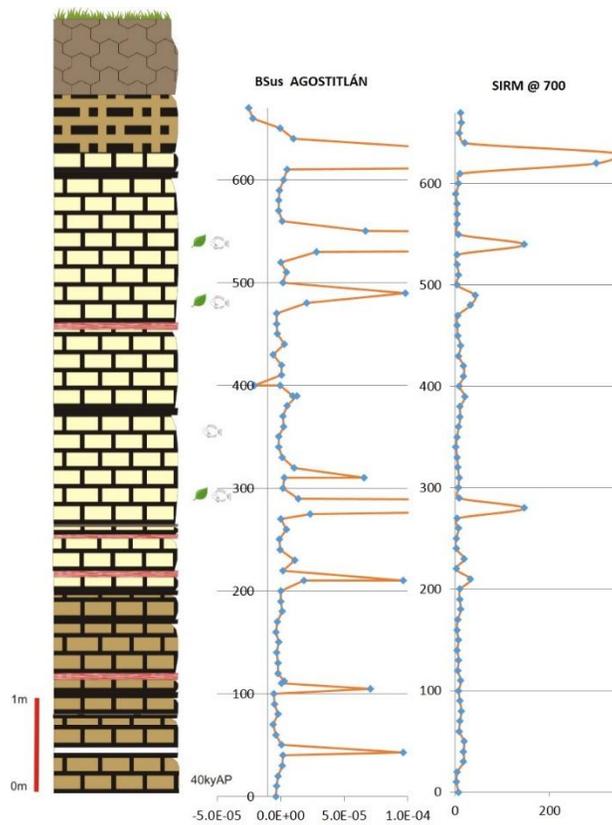


Figura 11.- Parámetros dependientes de la concentración (χ , SIRM).

Los valores más altos de Susceptibilidad se presentan en las muestras AGO-50 (50 cm), AGO-110 (110 cm), AGO-210 (210 cm), AGO-280 (280 cm), AGO-320 (320 cm), AGO-490 (490 cm), AGO-540 (540 cm), AGO-620 (620 cm) (Figura 11) que coinciden con dos de los niveles más oscuros en el depósito, pueden estar asociados con el aporte de detritos debido a la erosión y a la presencia de cenizas volcánicas. Se observa asimismo picos significativos en la fase (figura no mostrada) en las muestras AGO-160 (160 cm), AGO-350 (350 cm) y AGO-570 (570 cm).

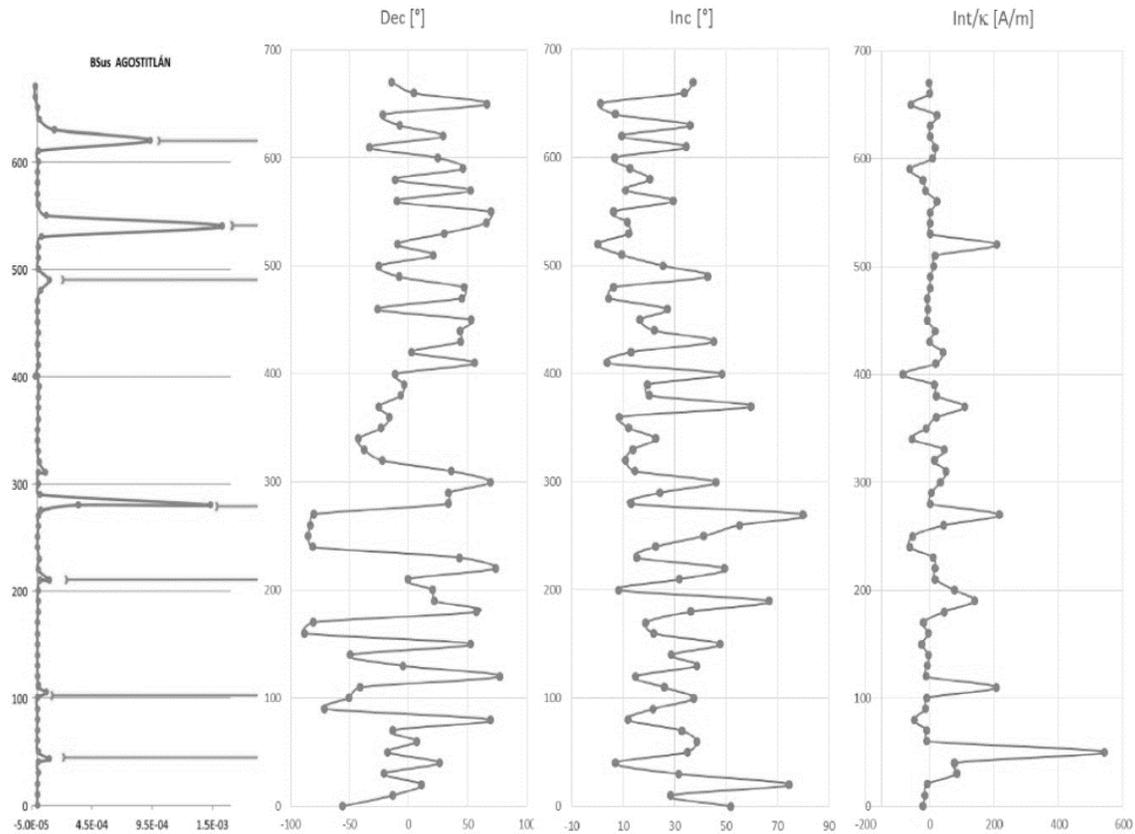


Figura 12- Grafica de algunos parámetros magnéticos.

En los registros de susceptibilidad magnética, se observan al menos cuatro picos máximos a 50, 110, 280 y 320 cm de profundidad que se relacionan directamente con picos máximos de intensidad (Figura 12) y % de carbono, en el mismo registro también se observan otros dos picos máximos en susceptibilidad magnética e intensidad que presentan una relación inversa con picos mínimos de % de carbono a 540 y 620 cm.

La correlación negativa entre χ y TOC, indica que para esos depósitos las variaciones de susceptibilidad se deben a la dilución de minerales magnéticos por efecto de materia orgánica no magnética. Sin embargo, esta correlación inversa no está clara para todas las unidades estratigráficas y sugiere que otros factores como la disolución o la autogénesis pueden haber afectado estos sedimentos. La correlación positiva entre χ y SIRM (Figura 11), muestra que ambos

dependen principalmente de la concentración de minerales magnéticos, pero también se sugieren otras causas como la mineralogía, el tamaño de grano y el contenido paramagnético. Valores máximos en inclinación parecen relacionarse de manera inversa con mínimos en intensidad.

S-200 y la abundancia de diatomeas permanece fluctuante con máximos y mínimos (Figura 13) que a veces se corresponden directamente (50, 60, 150, 170, 210, 240, 250, 330, 410 cm) y algunas otras de manera inversa (70, 90, 110, 130, 350, 390) hasta 400 cm de profundidad, mientras que la intensidad ARM permanece prácticamente constante de manera lineal y a partir de 410 S-200 y la intensidad ARM se vuelven muy fluctuantes con máximos y mínimos muy marcados coincidiendo con la caída en la abundancia relativa de diatomeas y por tanto en la productividad algal.

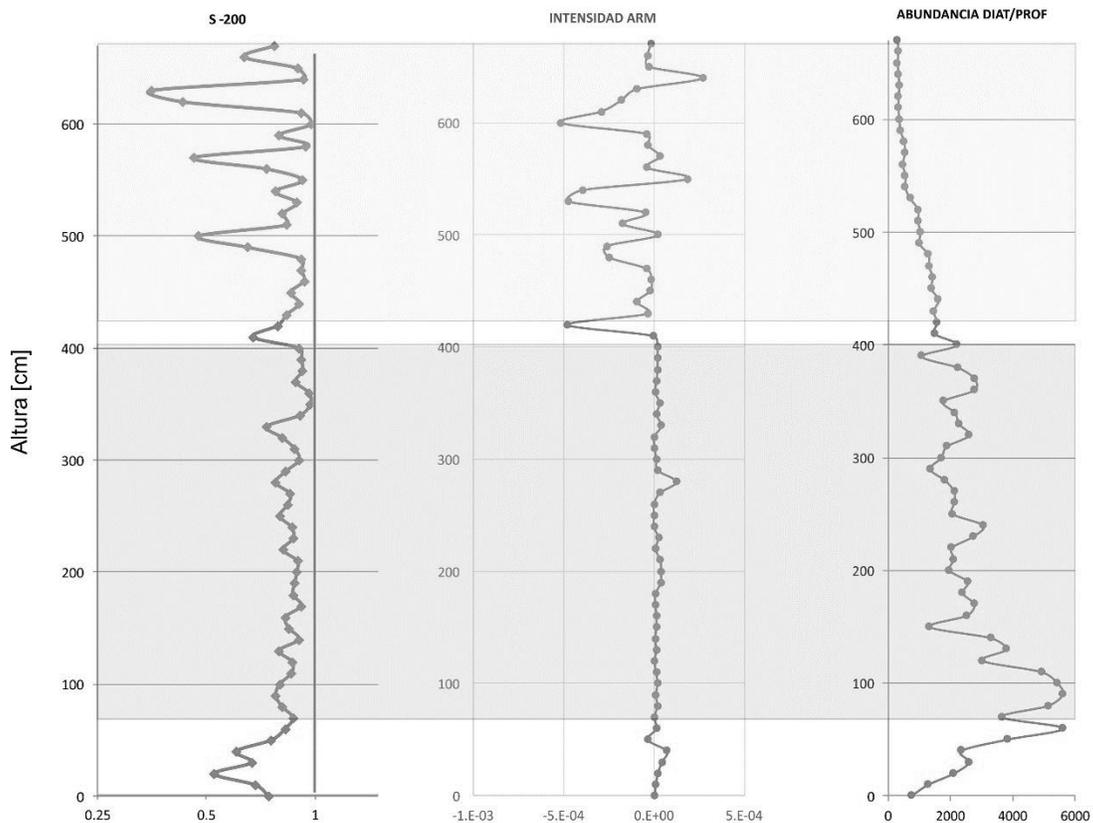


Figura 13.- S-200, intensidad ARM y Abundancias diat/prof.

Las variaciones de los diferentes componentes de la MRN pueden representar la evidencia de cambios en el campo magnético terrestre ocurridos durante la formación de los sedimentos estudiados, ya que estos dependen directamente del campo geomagnético y de los procesos ambientales experimentados durante el proceso de depositación posterior a la formación de los mismos (Evans *et al.*, 2003).

La ARM es un tipo de magnetización inducida bajo la presencia de campos magnéticos relativamente débiles, su adquisición es producida por medio de la combinación de un campo magnético estacionario (H) y un campo alterno (AF). El efecto del campo (H₀) es superpuesto al del campo AF mientras este decrece lentamente desde su valor máximo hasta cero. En este proceso el campo AF cumple el papel de relajar el sistema y reorientar los momentos magnéticos dipolares permanentes en forma aleatoria.

Este registro es el que muestra menor variabilidad, con un valor promedio de 4.52×10^{-5} A/m y valores máximos de 3.17×10^{-4} (280 cm), 3.31×10^{-4} (540 cm) y 3.90×10^{-4} (630 cm). Tanto la χ como la ARM dependen de la concentración y tamaño de los granos magnéticos, pero esta última es más sensible a los granos ferrimagnéticos finos (Sandgren & Thompson, 1990). Por lo que un valor promedio bajo de la ARM sugiere una predominancia de mineralogía con tamaño de grano más grueso, de origen detrítico.

La Magnetización Remanente Isotermal depende de la concentración de minerales ferrimagnéticos, la forma de las curvas de adquisición de esta remanencia es útil para inferir la presencia de minerales de alta coercitividad (hematita y/o goetita), o a la presencia de minerales multidominio. En la Figura 14 puede observarse cómo la mayor parte de las muestras saturan en

campos cercanos a 300 mT, algunas desde 200 mT con valores cercanos al 100%, lo que indica que se tiene la presencia principalmente de minerales magnéticamente blandos (ferrimagnéticos) muy probablemente titanomagnetita. En general, las gráficas son muy similares en cuanto a la forma para todas las muestras y no hay diferencias contrastantes apreciables.

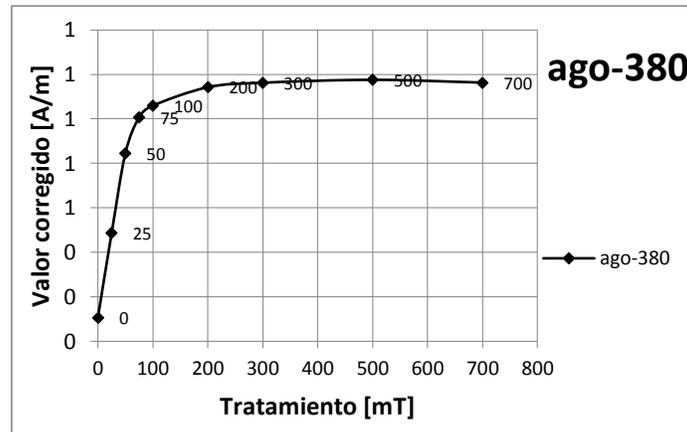


Figura 14.- Magnetización Remanente Isotermal. Muestra ago-380.

Cocientes

Los parámetros dependientes de concentración como susceptibilidad magnética y MRI, mostraron un comportamiento muy similar a lo largo de toda la columna estratigráfica. En la base en el intervalo de 0-50 cm se muestran intensidades muy bajas llegando a valores cercanos al cero. En el resto de la columna comprendido entre los 110-630 cm, existen oscilaciones periódicas de la intensidad de ambos parámetros, terminando con una disminución de susceptibilidad magnética drástica a los 650-670 cm.

Los valores de MRA dependen de la concentración y tamaño de los granos magnéticos. El uso de los cocientes magnéticos dependientes del tamaño de partícula $ARM/SIRM$ y ARM/χ permiten mostrar la contribución de partículas magnéticas finas y gruesas. Por lo tanto, valores más altos de

estos parámetros indicarían la presencia de granos ultrafinos ($\sim 0.1 \mu\text{m}$ o menores). Dichos parámetros exhiben un comportamiento muy similar a la susceptibilidad magnética. La relación inversa entre χ y ARM / SIRM indica que los sedimentos de menor concentración también tienen los granos más pequeños, aunque las tefras forman su propio grupo de alta concentración y de grano grande.

El cociente SIRM/ χ se relacionan con la mineralogía magnética; valores más altos de estos parámetros indican una coercitividad más dura.

Como la composición de las titanomagnetitas es diversa en todos los niveles de cenizas y sedimentos lacustres, consideramos que las características magnéticas observadas en los sedimentos lacustres, donde los valores bajos de S300 coinciden con los valores bajos de ARM / SIRM, reflejan principalmente cambios en las mezclas minerales de titanomagnetitas y goethitas o hematitas, en lugar de la mezcla de diferentes tamaños de Titanomagnetitas de la misma composición. Esta mezcla mineral resulta de la erosión de los materiales volcánoclasticos y productos del suelo.

CAPÍTULO 4 DISCUSION

4.1 Evolución paleoambiental de la columna basal de la cuenca de Sayula, Jalisco.

La geocronología -así como los estudios paleomagnéticos de sedimentos lacustres, volcaniclásticos y fluviolacustres a lo largo de la FVT- han permitido la determinación más precisa de las edades de organismos y microorganismos fósiles que se han hecho (Flynn *et al.*, 2005 y Adams *et al.*, 2006). Esto también es válido para las diatomeas recuperadas de cuencas Neógenas. Ambos estudios proporcionan la base para una biocronología fósil preliminar del centro-oeste de México (Serieyssel *et al.*, 1998 y Michaud *et al.*, 2000).

Las comunidades de especies de diatomeas registradas en Sayula, Jalisco nos denotan que durante el Neógeno tardío se estableció un cuerpo lacustre que presentó cuatro episodios bien definidos en la columna sedimentaria , el primero nos indica que se establece un cuerpo de agua que rápidamente llena la cuenca presentando ciertas fluctuaciones testimoniadas por la presencia de *Nitzschia palea*, el segundo episodio nos muestra como aumenta su profundidad alcanzando un mayor tirante de agua, en esta etapa dominan las formas planctónicas incluidas *Stephanodiscus sp.* en el tercer episodio que muestra la mayor presencia algal con una sobreproducción de *Cyclotella operculata*. El último episodio experimenta una disminución en el nivel lacustre con *Nitzschia palea* y *Stephanodiscus medius*, sugiriendo un aumento de la turbidez (Israde *et al.*, 2010).

Las variaciones de χ (-4.8×10^{-7} a 5.3×10^{-6}) pueden interpretarse como variaciones en: (i) la concentración de minerales magnéticos, (ii) la mineralogía magnética o, (iii) en ambas. Los valores máximos coinciden con los niveles estratigráficos más oscuros, asociados

presumiblemente con aportes detríticos por erosión, o bien debidos a la presencia de depósitos de caída de ceniza volcánica muy fina y clara.

Varios autores han reportado la relación de la susceptibilidad magnética con cambios climáticos (Thompson *et al.*, 1975; Dearing y Flower, 1982), sugiriendo que cuando existen periodos con pobre desarrollo de una cubierta vegetal, inestabilidad del suelo y solifluxión, los sedimentos en las cuencas de depósito se caracterizan por aumentos en los valores de susceptibilidad magnética. Por el contrario, periodos con amplio desarrollo de bosques y maduración del suelo resultan en valores de susceptibilidad muy bajos.

Los datos obtenidos en este trabajo han dado valores bajos de susceptibilidad magnética, y con base en la presencia de diatomeas de formas centrales predominantes, con abundancia casi mono específica de *Stephanodiscus sp.*, indicadoras de ambientes tendientes a profundos, se infiere un lago estable en el tiempo con amplio desarrollo de bosques y maduración de suelo y gran aporte de materia orgánica. Es posible observar que esta relación se conserva, indicando que la acumulación de la fracción mineralógica en el lago se encuentra en relación directa con la extensión de la cobertura vegetal del entorno, aunque existen algunos periodos excepcionales donde no se mantiene dicha relación.

Los sedimentos lacustres presentan magnetización significativamente más baja que las rocas volcánicas, de acuerdo con el registro de la NRM, es posible apreciar cierta variabilidad en la NRM, asemejándose en ciertos intervalos al correspondiente para el registro de χ . Sin embargo, algunos valores máximos de NRM no se correlacionan con los de valores máximos

correspondientes de χ_k para todo el depósito, sugiriendo posibles variaciones en la mineralogía magnética o en el tamaño de grano.

El registro de ARM, es que muestra menor variabilidad, tanto la χ como la ARM dependen de la concentración y tamaño de los granos magnéticos, pero ésta última es más sensible a los granos ferrimagnéticos finos. Por lo que un valor promedio bajo de la ARM sugiere una predominancia de mineralogía con tamaño de grano más grueso, de origen detrítico.

La IRM presenta mayor variabilidad, la diferencia de 2 órdenes de magnitud mostrada podría explicarse en términos de diferencias en concentración más que en términos de contrastes en la mineralogía magnética, la curva representativa de las muestras estudiadas satura cerca de los 300 mT, lo cual indica que las muestras están gobernadas por minerales magnéticamente blandos (ferrimagnéticos), muy probablemente titanomagnetita.

La variabilidad observada en el registro ARM/ χ para el periodo comprendido entre los 57.2 cm y 77.0 cm se correlaciona con las evidencias de bioturbación de las observaciones al microscopio para el mismo periodo. Un segundo periodo excepcional localizado entre los 129.8 cm y 154.0 cm, reflejado también en el registro ARM/ χ , podría representar evidencia de un evento de sísmico de magnitud considerable que provocó una mezcla en la sedimentación, dando lugar a fallas sinsedimentarias y microfallamiento que se observa en el detalle de la figura 5 y que provoca la redepositación de la diatomita generando una fecha anómala en el sector central de la secuencia sedimentaria.

Dados los valores relativamente bajos de χ , aún en los correspondientes a los máximos en el registro, resulta poco fundamentado asociarlos a caídas de ceniza volcánica. Sin embargo, su carácter de material particulado fino, evidente en los registros de ARM y ARM/SIRM a los 22.0 cm y 37.4 cm, podría estar asociado a transporte eólico más que a hídrico.

Cabe resaltar que en la unidad basal de la diatomita de Sayula no se presentaron cambios que pudiera asignarse una polaridad magnética debido a la presencia de granos diamagnéticos que se acompañaban de intensidades muy débiles e inestables debido a la alta pureza de la diatomita. Se espera a futuro encontrar otros niveles que sobreyacen a la diatomita pura donde las intensidades aumenten y sean más estables.

4.2 Evolución paleoambiental de la cuenca de Agostitlán, Michoacán.

El paleolago de Agostitlán experimentó la transición de un ciclo interglacial de 40 ky, pasando por el Glacial tardío (25 ky) e inicio del Último Máximo Glacial 22,000 cal a.P). Tres paquetes sedimentarios son notorios por sus cambios de coloración y textura y se reflejan también en cambios en la composición de las comunidades de diatomeas. Al final del interglacial, ca. 40 ky y hasta ca. 34,500 años se establece una cuenca por el represamiento del río Tuxpan, por la colada de lava del estratovolcán Cerro de la Soledad, al SO de la cabecera municipal de Tuxpan y en donde el drenaje fluvial principal fue represado rápidamente el dominio de *Aulacoseira granulata* var *monoespina*, hasta el llenado del vaso lacustre que permite el desarrollo de *Stephanodiscus niagarae*.

La sílice lixiviada del entorno permitió que se alcanzaran abundancias de hasta 3.9×10^9 valvas por gramo de sedimento. De 75 a 180 cm *Aulacoseira granulata* domina en el registro sugiriendo

aumento de la turbidez y descenso del nivel, que previamente era profundo. Se presenta un incremento en la susceptibilidad magnética, lo que sugiere un incremento en el ingreso de material detrítico.

Los niveles del lago se tornan muy fluctuantes; sin embargo, de nuevo aumentan especies indicadoras de tendencia a ambientes profundos, aunque se mantiene bajo, no se alcanzan las profundidades iniciales del lago.

Hacia la cima de 180 a 400 cm, la reaparición de *Stephanodiscus niagarae* al inicio y final de esta zona sugiere que el lago se profundiza de nuevo presentando condiciones lacustres con mayor cantidad de nutrientes. Destaca la aparición y constancia de formas alargadas del grupo *Fragilaria* solo en esta zona. Estas especies comúnmente se interpreta que viven suspendidas en los lagos cuando acompañan a *Stephanodiscus sp.* en el contexto de un medio lacustre con turbulencia que permitió que estas formas largas y delgadas pudieran mantenerse en suspensión en la columna de agua.

En el Centro de México se ha reportado a *Ulnaria ulna* asociada a condiciones meso en lagos alcalinos con una alta conductividad (Davies, 2002).

Se presenta un pico, un aumento significativo en la susceptibilidad magnética a la mitad de este episodio lacustre que se asocia a incremento de la turbidez en el contexto de un clima húmedo.

En su tercera fase y hacia el final del último interglacial el lago presentó un aumento significativo de *Aulacoseira spp.* En particular *Aulacoseira ambigua*, acompañada de la pequeña *S. aff minutulus*. *A. ambigua* se ha encontrado en registros Holocénicos del centro de México,

principalmente en la meseta tarasca, Zacapu (Metcalf, 1995), Zirahuén (Davies *et al.*, 2004), se considera que *A. ambigua* es una especie que vive en sitios con abundante luz que florece en durante la primavera y el verano en ambientes tendientes a fríos con alto contenido en nutrientes (Wang *et al.*, 2008). La presencia de *Aulacoseira ambigua*, en Pátzcuaro se asocia a climas fríos de los 35 a los 25 ky durante el estadio isotópico MIS 3 en Pátzcuaro (Bradbury, 2000), a los 26 ky condiciones más frías y húmedas en Pátzcuaro fueron observadas por la presencia de bosques de *Abies* (Robles Camacho *et al.*, 2010). Es en correspondencia directa con lo observado en este periodo en la diatomita de Agostitlán donde la especie domina entre *ca.* 26 y 28 ky al inicio del Glacial temprano.

Hacia 25,000 años cal a.P las diatomeas bentónicas adheridas y móviles son importantes en el registro, sobre todo *Nitzschia amphibia* y *Nitzschia palea*, pero solo se encuentran de manera significativa en los niveles cercanos hacia la cima en la secuencia sedimentaria. No aparecen en gran número, lo que indica que el cuerpo de agua que alguna vez existió en este sitio al principio era profundo, más tarde fluctuante, hasta llegar a una etapa de desecación con poca profundidad y muy turbulento que finalmente desencadenó en su desaparición.

A lo largo del interglacial y Glacial temprano el lago fue fluctuante y turbio pero profundo. Al final de la vida del lago de Agostitlán (Entre 25 y 28 ky), los lagos de Pátzcuaro Bradbury 2000 (Zacapu Metcalf, 1992, Ortega *et al.*, 2002) se mantenían con tendencia a altos niveles lacustres mientras que Agostitlán se fue somerizando.

Como es conocido, en la actualidad el Centro de México existe una variabilidad en la humedad de verano (Douglas *et al.*, 1993, Mullen *et al.*, 1998) asociada con el sistema del monzón de Norteamérica.

Con base a una revisión de varios sitios a lo largo de América tropical, Bradbury (1997) argumentó que durante los periodos Glacial y Postglacial, las fuentes de humedad del oeste predominaban en el centro-oeste de México. La evidencia de esta conclusión proviene del hecho de que los sitios en el sureste de México, América central y el norte de América del sur, que hoy están bajo la influencia de la humedad tropical del este durante el verano, estuvieron secos durante los periodos Glacial y Postglacial, en consecuencia se presumía que las fuentes de humedad del este habían sido ineficaces o no existían en absoluto en ese momento. Por el contrario, los sitios al oeste de la Cuenca de México contenían registros de mayor humedad asociados a los vientos del oeste durante el periodo Glacial y Postglacial. Sin embargo, ningún proxy de humedad de los registros examinados indica específicamente un régimen de humedad estacional invernal provocado por la precipitación del oeste.

La distribución de *Stephanodiscus sp.* en registros de los periodos Glacial y Postglacial para el norte de México (Metcalfé *et al.*, 1997), Chalco (Caballero-Miranda, 1997), así como en el Lago de Pátzcuaro (Bradbury, 2000), podría indicar humedad en la estación invernal porque esta especie tiende a florecer los meses de otoño o invierno en sistemas de lagos de agua relativamente dulce. Lo mismo es probablemente cierto para *Aulacoseira sp.*

Es probable que la Cuenca de México haya recibido algo de humedad del oeste durante los periodos Glacial y Postglacial (Caballero-Miranda, 1997). La ausencia de precipitación del oriente

habría desprovisto también a los lagos del Centro de México de esta fuente de humedad. Los registros de diatomeas de la Cuenca de México indican que la subcuenca de Chalco era un lago poco profundo pero de agua dulce durante los periodos Glacial y Postglacial (Caballero-Miranda, 1997), que contenía porcentajes significativos de especies de *Stephanodiscus*. Sin embargo, la humedad fue insuficiente en la Cuenca de México para unir las subcuencas en un solo lago y, en general, los periodos Glacial y Postglacial fueron aparentemente más secos que antes (Bradbury, 1989). Esto podría sugerir una tendencia espacial decreciente (O-E) de la humedad del oeste en el centro de México durante el final del Wisconsin, aunque las temperaturas medias anuales más frías pueden haber sido las responsables de aumentar la humedad efectiva.

El registro marino frente a la costa noroeste de México (NH15P) muestra que durante el MIS 3 (50-30 ka) en el Pacífico Norte las corrientes oceánicas costeras afectaron estacionalmente a la costa oeste de México durante este tiempo. En consecuencia, la precipitación del Este está relacionada con el alta en la precipitación en Bermuda-Azores y con la precipitación monzónica de verano, relacionada con la disminución de calor en el noroeste de México, deben haberse convertido en fuentes importantes de humedad para México (Douglas *et al.*, 1993). Al sureste de México, se documenta vegetación montañosa que también habría requerido una fuente de humedad del este (Leyden., *et al.*, 1993). La cuenca de México durante este tiempo poseía un lago amplio y profundo, pero alcalino que unió las subcuencas de Texcoco y Chalco entre 34 y 23.5 ka (Bradbury, 1989; Caballero-Miranda, 1997). Juntos, estas últimas MIS 3 sugieren que la humedad efectiva de la Cuenca de México puede haber excedido los niveles completos de glaciares y también del Holoceno, donde el monzón de verano domina hoy en día. Posiblemente la humedad del este fue incluso mayor y más efectiva durante las últimas MIS 3 que durante el Holoceno. Sin embargo, el hecho de que la mayoría de los proxies marinos sean, con la excepción del ^{15}N , más bajos entre 50 y 30 ka que durante el Holoceno, implica que el afloramiento durante la MIS 3 no

fue tan fuerte como durante el Holoceno y se argumenta una dinámica climática que produjo una precipitación más fuerte que la del este actual. Sin embargo, Agostitlán era predominantemente profundo y de agua dulce de 40-30 ky. En consecuencia, la humedad del oeste pudo haber desempeñado un papel estacional adicional, especialmente en el centro oeste de México en ese momento.

A pesar de que este lago se formó por un represamiento rápido con la presencia de taxones de hábitats planctónicos, es consistente con el de ambientes lacustres altos el final del Interglacial en varios sectores de México.

CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES

Los resultados de análisis de diatomeas, geoquímica y de magnetismo reconstruyen la historia paleoambiental del graben Chapala-Acambay, permitiendo contribuir a la comprensión de los cambios climáticos desde finales del Wisconsin (glaciación Würm o Edad de Hielo) hasta el presente en esta porción del Centro Oeste de México.

El sistema lacustre de Sayula fue alimentado por los drenajes provenientes de las sierras que rodean el lago de Chapala y por los drenajes de las sierras de Agostitlán para el segundo sitio del mismo nombre siendo la sílice, para el desarrollo de la diatomita, proporcionada por los numerosos aparatos volcánicos que los rodean.

Para Sayula, se observa que los sedimentos se desarrollaron en cuatro episodios, en el primero se establece un cuerpo de agua profundo con niveles lacustres altos y cierta estabilidad con pocas fluctuaciones, durante el segundo episodio el nivel del agua aumenta aunque por aportes detríticos se vuelve un poco más turbio para dar paso a una tercera fase donde se establece el mayor nivel lacustre con un gran tirante de agua y una gran productividad algal y grandes condiciones de humedad ambiental, hacia una cuarta etapa donde disminuye drásticamente el nivel del agua.

Para Agostitlán se observa que la diatomita se desarrolló en tres episodios: Durante el primero hace *ca.* 40,000 años aP, se establece un cuerpo de agua con nivel lacustre estable con tendencia a cierta turbidez, con alternancia de eventos volcánicos que proveían de sílice necesaria para el desarrollo de la diatomita, que pasa sucesivamente durante una segunda fase a un cuerpo de agua relativamente profundo y poco turbio, es aquí donde la columna de agua alcanza su mayor

productividad algal de 28,000 a 25,000 años aP. En la cuenca vecina al sureste de Pátzcuaro durante el Último Máximo Glacial se establecen condiciones húmedas con altos niveles lacustres y probablemente las facies profundas observadas en la cuenca de Zacapu puedan corresponder a esta misma fase o periodo, donde se conforman los mayores espesores de la secuencia sedimentaria. Posteriormente en una tercera fase se registran una serie de fluctuaciones en el nivel lacustre que culminan con un descenso muy significativo con ambientes turbios con aporte de materia orgánica *ca.* 18,000 años aP. A pesar de que este lago se formó por un represamiento rápido con el sucesivo desarrollo de taxones de hábitats planctónicos, es consistente con el desarrollo de ambientes lacustres altos el final del Interglacial en varios sectores de México.

Agostitlán fue predominantemente profundo y de agua dulce de 40-30 ky. Siendo su fuente de aporte los aportes de humedad del oeste, especialmente en el centro oeste de México. Posterior a los 25 ky desciende el nivel del lago hasta convertirse en una Ciénega.

En sedimentos lacustres suele existir una fracción que corresponde a minerales magnéticos. De éstos, una gran parte ha sido transportada del entorno de la cuenca, y pueden estar asociados con aportes detríticos por erosión o con la presencia de cenizas volcánicas. Por tal motivo, las variaciones en la concentración de los minerales magnéticos pueden reflejar los cambios en el régimen de erosión del entorno, relacionado de manera directa con los cambios ambientales.

Finalmente, los resultados obtenidos en este estudio muestran la dificultad de una investigación como la aquí presentada. La pureza de las diatomitas, tanto en contenido de mineralogía magnética como en materia orgánica, susceptible de ser fechada; imposibilitan el empleo de métodos tradicionales de fechamiento, lo cual impide proponer una apropiada correlación profundidad -

tiempo y, de esta manera, la proposición de un escenario paleo climático fundamentado mediante este tipo de proxies.

Sin embargo, a pesar de la pequeña fracción de minerales ferrimagnéticos presentes en el depósito sedimentario de diatomitas, queda de manifiesto la alta sensibilidad y resolución de los métodos magnéticos, lo cual abre la posibilidad de una probable correlación magneto-estratigráfica que permita abordar la problemática presentada por estos yacimientos sedimentarios.

CAPÍTULO 6 LITERATURA CITADA

- Adams A.J., Christiansen E.H., Kowallis B.J., Carranza-Castañeda O., Miller W.E., 2006; Contrasting silicic magma series in Miocene–Pliocene ash deposits in the San Miguel de Allende graben, Guanajuato, Mexico. *Journal of Geology* 114, 247–266.

- Aranda–Gómez J.J., Luhr J.F., Housh T., Valdez–Moreno G., Chávez–Cabello G., 2005; El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 187–225.

- Bidegain J.C., Rico Y., Bartel A., Chaparro M.A.E. y Jurado S., 2009; Magnetic parameters reflecting pedogenesis in Pleistocene loess deposits of Argentina. *Quaternary International*. Volume 209, issues 1-2, November. Pp. 175-186.

- Bischoff J.L., Chazan D., Canavan R.W., 1998; A high-resolution study of sediments from the last interglaciation at Owens Lake, 35-65 California: Geochemistry of sediments in core OL-92, 83-32 m depth. In “The last interglaciation at Owens lake, California, U.S”. U.S. Geological Survey Open File Report 98-132.

- Bradbury J.P., 1988; A climatic-limnologic model of diatom succession for paleolimnological interpretation of varved sediments at Elk Lake, Minnesota. *J. Paleolimnol.* 1, 115-131 pp.

- Bradbury J.P., 1989; Late Quaternary paleoenvironments in the Cuenca de Mexico. *Quat. Sci. Rev.* 8, 75-100 pp.

- Bradbury, J.P., 1997; Sources of glacial in Mesoamerica; *Quaternary International* 43/44; 97-110 pp.

- Bradbury J.P., 2000; Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 163 (2000) 69–95.

- Bradbury J.P. and Forester R. M., 2000; Environment and Paleolimnology of Owens Lake, California –A record of climate and hidrology for the past 50,000 years. Smithsonian Institution Press, Washington, DC.

- Bradbury J.P. and Krebs W.N., 1982; Neogene and Quaternary lacustrine diatoms of the western Snake River basin, Idaho-Oregon, USA: *Acta Geologica Acaderniae Scientiarum Hungaricae*, v. 25 (1-2), p. 97-122.

- Caballero-Miranda, M., 1997; The last glacial máximo in the Basin of Mexico: the diatom record between 34,000 and 15,000 years BP from Lake Chalco. *Quaternary International* 43/44, 125-136 pp.

- Caballero M. and Ortega B., 1998; Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico city. *Quaternary Research*. Vol. 50, 69-79 pp.

- Caballero M., Vilaclara G., Rodriguez A., Juarez D., 2001; Late Pleistocene-Holocene Volcanic Stratigraphy and Palaeoenvironments of the upper Lerma Basin, Mexico. Special Publication, Int. Ass. Sediement, Vol. 30, 247-261 pp.

- Caballero M., Ortega B., Valadez F., Metcalfe S., Macias J., 2002; Santa Cruz Atizapán: A 22 ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the upper Lerma Basin, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol.186, 217-235 pp.

-Caballero M., G. Khursevich, P. Velasco de León (2009) *Tertiarius hidalgensis* sp. nov., a new diatom species from neogene deposits in central México. *Diatom Research* 24:23-33 (ISSN 0269-249X).

-Cande S.C., Kent D.V., 1992; Revised calibration of the geomagnetic timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 100:6093-6095

- Chaparro M.A.E., 2006; Estudio de Parámetros Magnéticos de Distintos Ambientes Relativamente Contaminados en Argentina y Antártida. Monografías del Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México. Grupo de Geomagnetismo, IFAS, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (UNCPBA).

- Davies S., Metcalfe S., Caballero M., Juggins S., 2002; Developing diatom-based transfer functions for central mexicanlakes. *Hydrobiology*. Vol. 467, No.1-3, 199-213 pp.

- Davies S.J., Metcalfe S.E., MacKenzie A.B., Newton A., Endfield G.H., Farmer J.G., 2004; Environmental changes in the Zirahuén basin, Michoacán, Mexico, during the last 1000 years: *Journal of Paleolimnology*, 31, 77-98.

- Dearing J.A., Flower R.J., 1982; The magnetic susceptibility of sedimenting material trapped in Lough Neagh, Northern Ireland, and its erosional significance. *Limnology and Oceanography*, 27, 969-975.

- Delgado-Granados, H., 1992; Geology of the Chapala Region, México. Aoki, Ken'ichiro (Ed.), *Subduction, Volcanism and Tectonics of Western Mexican Volcanic Belt*, 194-212 pp.

- DeMaster D. J., 2003; *The Diagenesis of Biogenic Silica: Chemical Transformations Occurring in the Water Column, Seabed, and Crust*. North Carolina State University, Raleigh, NC, USA. Volume 7; (ISBN: 0-08-044342-7); pp. 87–98.

- Douglas M. W., Maddox R.A., Howard K., Reyes S., 1993; The Mexican Monsoon *J. Climate* 6, 1665-1677.

- Ehrenberg, C.G., 1845; *Neue Untersuchungen über das kleinste Leben als geologisches Moment. Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königlich-Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 1845: 53-87.

- Evans M. E., Heller F., 2003; *Environmental Magnetism Principles and Applications of Enviromagnetics*, Academic Press, An Imprint of Elsevier Science, USA.

-Ferrari L., 2000; Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana, Tomo LIII, No. 1, p. 84-92.

- Ferrari, L., 2003; Volcanic episodes in the Transmexican Volcanic Belt: Implications for subduction dynamics. American Geophysical Union, 99th Annual Conference, Paper 20–7.

- Fisher C.T., Pollard H.P., Israde I., Garduño V.H., Banerjee S., 2003; A reexamination of human induced environmental change within the Lake Pátzcuaro Basin, Michoacán, Mexico. Proceedings of the National Academy of Sciences. April 15, 2003, 100, 8, 4957–4962.

-Flynn J.J., Kowallis B.J., Nuñez C., Carranza-Castañeda O., Miller W.E., Swicher C.C., Lindsay E.H., 2005 ; Geochronology of Hemphillian-Blancan aged strata, Guanajuato, México and implications for timing of the great American biotic interchange. Journal of Geology. 113, 287-307.

- Fourtanier E. and Gasse F., 1988; Premiers jalons d'une biostratigraphie et evolution des diatomées lacustres d'Afrique depuis 11 Ma: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 306, series II. P 1401-1408.

- Fourtanier E., Gasse F., Bellier O., Bonhomme M., Robles I., 1993; Miocene non marine diatoms from western cordillera basins of Northern Peru. Diatom Research 8(1): 13-30.

- Garduño V.H., Israde I., Francalanci L., Carranza O., Chiesa S., Corona P., y Arreygue E., 1997; Sedimentology, volcanism and tectonics of the southern margin of the lacustrine basins of Maravatío and Cuitzeo, Mich., Mexico, in IAVCEI General Assembly, Fieldtrip guidebook, Puerto Vallarta, Jal., Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial, 15 p.
- Gasse F., 1975; L'évolution des lacs de l'Afar Central (Ethiopie et T.F.A.I.) du Plio-Pléistocène à l'Actuel. Reconstitution des paléomilieus lacustres à partir de l'étude des Diatomées. Volume I et II. Thèse d'état, Paris VI.
- Gasse F., 1980; Les Diatomées Lacustres Plio-Pléistocènes du Gabe (Ethiopie) Systematique, Paléoécologie, Biostratigraphie. 83 pp.
- Geiss C.E., Zanner W., Banerjee S.K., Joanna M., 2004; Signature of magnetic enhancement in a loessic soil in Nebraska, United States of America: Earth and Planetary Science Letters, 228, 355-367.
- Geiss C.E., Zanner C.W., 2006; How abundant is pedogenic magnetite? Abundance and grain size estimates for loessic soils based on rock magnetic analyses: Journal of Geophysical Research, 111, doi:10.1029/2006JB004564.
- Geiss C.E., Zanner C.W., 2007; Sediment magnetic signature of climate in modern loessic soils from the Great Plains: Quaternary International, 162/163, 97-110.

- Geiss C.E., Egli R. Zanner C.W., 2008; Direct Estimates of Pedogenic Magnetite as a Tool to Reconstruct Past Climates From Buried Soils: *Journal of Geophysical Research*, 113, doi:10.1029/2008JB005669.

- Germain H. 1981; Flore des diatomées - Diatomophycées- eaux douces et saumâtres du Massif Armoricaïn et des contrées voisines d'Europe occidentale *Collection "Faunes et Flores Actuelles"*. *Société Nouvelle des Editions Boubée, Paris. 444 pp.*

- Gomez-Tuena A., Orozco Esquivel M.T., Ferrari, L., 2005; Petrogénesis ígnea de la Faja Volcanica Transmexicana. *Boletin de la Sociedad Geológica Mexicana LVII-3, 227–283.*

- Grimley D.A., Arruda N.K., Bramstedt M.W., 2004; Using magnetic susceptibility to facilitate more rapid, reproducible and precise delineation of hydric soils in the midwestern USA: *Catena*, 58, 183-213.

- Hakansson H., Stoermer E.F., 1987; An Investigation of Morphology and Taxonomy of *Stephanodiscus excentricus* Hustedt (*Bacillariophyta*). *Archiv fü Protistenkunde* 134(1):1–15

- Hardie L.A. and Eugster H.P., 1970; The evolution of closed-basin brines. *Special publications of the mineralogical Society of America* 3: 273-290.

- Heller F., Evans M. E., 1995; Loess magnetism: *Review of Geophysics*, 33, 211-240.

- Héribaud-Joseph F. J.-B. C.1893; *Les Diatomées d'Auvergne*. pp. [1]-255, 6 pls. Clermont-Ferrand & Paris: Pensionnat des Frères des Écoles Chrésiennes & Librairie des Sciences Naturelle

- Hunt C.P., Banerjee S.K., Han J., Solheid P.A., Oaches E., Sun W., Liu T., 1995; Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-paleosol sequences of the western Loess Plateau of China: *Geophysical Journal International*, 123, 232-244.

-Hustedt F., 1956; Diatomeen aus dem Lago de Maracaibo in Venezuela. In: *Ergebnisse der deutschen limnologischen Venezuela-Expedition 1952* (F. Gessner & V. Vareschi). Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1: 93-140.

-Israde-Alcantara I., Garduño-Monroy V.H., 1999; Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacan). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151 (1-3), 209-227

Israde– Alcántara I., Buenrostro–Delgado, O., Carrillo–Chávez, A., 2005; Geological characterization and environmental implication of the placement of the Morelia dump, Michoacán, central Mexico. *Journal of the air and waste management association*. Vol. 55, Issue 6 (june), pp. 755–764

- Israde-Alcántara I., Velázquez-Durán R., Lozano García M., Bischoff J., Domínguez Vázquez G., Garduño Monroy V. H., 2010; Evolución Paleolimnológica del Lago de Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 62, Núm. 3. 345-357 pp.Sociedad Geológica Mexicana.

- Israde-Alcántara, I., Miller W.E., Garduño-Monroy V.H., Barron J., Rodriguez-Pascua M.A., 2010b; “Palaeoenvironmental significance of diatom and vertebrate fossils from Late Cenozoic tectonic basins in west-central México: A review”: *Quaternary International*, 219, pp. 79-94.

- Jordanova N., Kovacheva M., Hedley I., Kostadinova M., 2003; On the suitability of baked clay for archaeomagnetic studies as deduced from detailed rock-magnetic studies: *Geophysical Journal International*, 153, 146-158.

- Jordanova N., Kovacheva M., Kostadinova M., 2004; Archaeomagnetic investigation and dating of Neolithic archaeological site (Kovachevo) from Bulgaria: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147, 89-102.

- Khursevich G.K., Karabanov E.B., Williams D.F. Kuzmin M.G., Prokopenko A.A., 2000; Evolution of freshwater centric diatoms within the Baikal rift zone during the late Cenozoic. Minoura K (Ed) *Lake Baikal –a mirror in time and space for understanding global processes*. Elsevier. 146-154 pp.

- Khursevich G.K., Kociolek J.P. & Fedenya, S.A., 2002; A new genus of fossil freshwater diatoms (*Bacillariophyta: Stephanodiscaceae*) from the sediments of Lake Baikal. *Proceedings of the California Academy of Sciences* 53: 1–10.

- Khursevich G.K., Fedenya S.A., Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Williams D.F. & Prokopenko A.A., 2003; Morphology of new taxa of the Class *Centrophyceae* (*Bacillariophyta*) from the Pliocene and Pleistocene deposits of Lake Baikal (Siberia). *Algologia* 13(3): 305-321, IV pl.

- Khursevich G. & Kociolek J.P., 2012; A preliminary, worldwide inventory of the extinct, freshwater fossil diatoms from the orders *Thalassiosirales*, *Stephanodiscales*, *Paraliales*, *Aulacoseirales*, *Melosirales*, *Coscinodiscales*, and *Biddulphiales*. *Nova Hedwigia Beiheft* 141: 315-364.

- Kirschvink J. L., 1980; "The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data": *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, pp. 699-718.

- Krammer K., 1980; Morphological and Taxonomic Investigations of Some Freshwater Species of the Diatom genus *Amphora* Ehr. *Bacillaria* 6:197-226.

- Krammer K. and Lange-Bertalot H., 1985; *Naviculaceae*. *Bibliotheca Diatomologia*, Band 9. J. Cramer, Berlin-Stuttgart. 230 pp.

- Krammer K. and Lange-Bertalot, H., 1986; *Bacillariophyceae*. 1. Teil: *Naviculaceae*. in Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. (eds) *Süßwasser flora von Mitteleuropa*, Band 2/1. Gustav Fischer Verlag: Stuttgart, New York. 876 pp.

- Krammer K. and Lange-Bertalot H., 1988; *Bacillariophyceae*. 2. Teil: *Bacillariaceae*, *Epithemiaceae*, *Surirellaceae*. in Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. (eds) Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/2. VEB Gustav Fischer Verlag: Jena. 596 pp.

- Krammer K. and Lange-Bertalot H., 1991a; *Bacillariophyceae*. 3. Teil: *Centrales*, *Fragilariaceae*, *Eunotiaceae*. in Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. (eds) Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/3. Gustav Fischer Verlag: Stuttgart, Jena. 576 pp.

- Krammer K. and Lange-Bertalot H., 1991b; *Bacillariophyceae*. 4. Teil: *Achnanthaceae*, Kritische Ergänzungen zu *Navicula* (Lineolatae) und *Gomphonema*, Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1-4. in Ettl, H., Gärtner, G., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. (eds) Süßwasserflora von Mitteleuropa, Band 2/4. Gustav Fischer Verlag: Stuttgart, Jena. 437 pp.

- Krebs W.N., Bradbury J.P. and Theriot E. 1987; Neogene and Quaternary lacustrine diatom biochronology. USA, *Palaios*, V. 2. 505-513pp.

- Kociolek J.P., Stoermer E.F., 2001; Taxonomy and Ecology: a Marriage of Necessity. *Diatom Research* 16:433-442 .

- Leyden B.W., Brenner M., Hodell D.A., Curtis J.H., 1993; Orbital and internal forcing of climate on the Yucatan Peninsula for the past 36 kyr. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 109, 193-210.

-Likhoshway, E.V., Pomazkina G.V., Nikiteeva T.A. 1977; Centric diatoms from the Miocene deposits in the Baikal Rift Zone (Tunka Basin). *Russian Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 38, N 9, 1445-1452.

- Liu Q., Deng Ch., Torrent J., Zhu R., 2007; Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess: *Quaternary Science Review*, 26, 368-385.

- Liu Q., Hu P., Torrent J., Barrón V., Zhao X., Jiang Z, Su Y., 2010; Environmental magnetic study of a Xeralf chronosequence in northwestern Spain: Indicators for Pedogenesis: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293, 144-156.

- Lozano-García M.S., Ortega-Guerrero B., Caballero- Miranda M., Urrutia- Fucigauchi J., 1993; Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake central Mexico. *Quaternary Res.* 40, 332-342.

- Lozano-García M.S., Ortega-Guerrero B., 1994; Palynological and Magnetic Susceptibility Records of Chalco Lake, Central México: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109,177–191.

- Lu S.G., Xue Q.F., Zhu L., Yu J.Y., 2008; Mineral magnetic properties of a weathering sequence of soils derived from basalt in Eastern China: *Catena*, 73, 23-33.

- Maher B.A., 1986; Characterization of soils by mineral magnetic measurements: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42, 76-92.

- Maher B.A. and Thompson R., 1999; Quaternary Climates, Environments and Magnetism. Cambridge University. 20 pp.

- McElhinny M.W. and Mc Fadden P.L., 2000; Paleomagnetism: continents and oceans. Dmowska R., Holton J.R. and Rossby H.T., Academic Press, San Diego. 73:1-1.

- Medlin L.K., 2011a; A review of the evolution of the diatoms from the origin of the lineage to their populations. The Diatom world pp. 93-118.

- Mercer T. L., Kowallis B. J., Christiansen E. H., Miller W. E., Carranza –Castañeda O., Israde-Alcantara I. 2014; Geology of the Tierras Blancas area in the southeastern part of the Acambay graben, central Mexico. The Geological Society of America Digital Map and Chart 18, pag 1-46. doi:10.1130/2014.DMCH018. ISSN: 0016-7606.

- Merrill R.T., 1998; The magnetic field of the Earth, volume 63; Paleomagnetism, the core, and the deep mantle (international geophysics). Cambridge, MA. Academic Press.

- Metcalf S.E., Street-Perrot F.A., Perrot R.A., Harkness D.D., 1991; Palaeolimnology of the upper Lerma Basin, Central Mexico: a record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11,600 yr BP., Volume 5, Issue 3, pp 197-218.

- Metcalfe S. E., 1992; Changing environments of the Zacapu basin, central Mexico: a diatom based history spanning the last 30,000 years. Research paper 48, School of Geography. Oxford.

- Metcalfe S.E., 1995; Holocene environmental change in the Zacapu Basin, Mexico: a diatom-based record. *The Holocene* 5(2):196-208.

- Metcalfe S.E., Bimpson A., Courtice A.J., O'Hara S.L., Taylor D.M., 1997; Climate change at the monsoon/westerly boundary in northern Mexico *J. Paleolimnol.* 17, 155-171 pp.

- Metcalfe S., O'Hara L.S., Caballero M., Davies S.J., 2000; Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico-a review. *Quaternary Science Reviews.*, Volume 19, issue 7, 699-721 pp.

- Metcalfe S.E., Jones M.D., Davies S.J., 2010; Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico. Volume: 20 issue: 8, page(s): 1195-1206.

- Meyers P.A. and Lallier-Verge's E., 1999; Lacustrine sedimentary organic matter records of late Quaternary paleoclimates. *J. Paleolimnol.* 21, 345-372 pp.

- Mullen S. L., Schmitz J. T. and Renno' N. O., 1998; Intraseasonal variability of the summer monsoon over southeast Arizona. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 3016-3034.

- Michaud f., Gasse F., Bourgois J., Quintero O., 2000; Tectonic control of lake distribution in the Jalisco block área (western Mexico) from Pliocene to present- *Geological Society of America Special Paper* 334: 99-110.

- Mullins C.E., 1977; Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science – a

- Oaches E.A., Banerjee S.K., 1996; Rock-magnetic proxies of climate change from loess-paleosol sediments of the Czech Republic: *Studia Geophysica et Geodaetica*, 40, 287-300.

- Oldfield F., Dearing J.A., Thompson R., Garret-Jones S., 1978; Some magnetic properties of lake sediments and their possible links with erosion rates. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 25, 321-331.

- Orgeira M.J., Walther A.M., Tofalo R.O., Vásquez, C., Berquo T., Favier Dobois C., Bonhel H., 2003; Environmental magnetism in fluvial and loessic Holocene sediments and paleosols from the Chacopampean plain (Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 259-274.

- Orgeira M.J., Pereyra F.X., Vásquez C., Castañeda E., Compagnucci R., 2008; Rock magnetism in modern soils, Buenos Aires Province, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 217-224.

- Ortega G.B., 1992; Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario tardío en el lago de Chalco, cuenca de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 161 p.

- Ortega-Guerrero B., Caballero-Miranda M., Lozano-García S., De-La-O-Villanueva M., 1999; Palaeoenvironmental record of the last 70,000 yr in San Felipe Basin, Sonora desert, Mexico: Preliminary results. *Geofis. Int.* Vol.38 1-11 pp.

- Ortega-Guerrero B., Thompson R., Urrutia Fucugauchi J., 2000; Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their paleoenvironmental implications: *Journal of Quaternary Science*, 15(2), 127–140.

- Ortega R., Caballero C., Lozano S., Israde I., Villaclara G., 2002; 52000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacán, México: the magnetic record; *Earth and Planetary Science Letters*; Vol 202, 663-675 pp.

- Pardo M. and Suarez G., 1995; Shape of the subducted Rivera and Coco plates un Southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 1001(B7):12357-12374.

- Quintero-Legorreta O., 2002; Análisis estructural de fallas potencialmente activas. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, TOMO LV, NÚM. 1, 2002, P. 1-11.

- Ramírez S., Hermes U., Zárate del V.P.F., García G.M.E., De laTorre V.O., Israde A.I., Meulenert P.A.R., 2007; Disolución de sílice biogénica en sedimentos de lagos utilizados como bioindicadores de calidad del agua. *e-Gnosis*, núm. 5, 2007, p. 1 Universidad de Guadalajara, Guadalajara, México.

- 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 hyodon*) en Tzintzuntzan,

Michoacán, México *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 27, núm. 3, noviembre, 2010, pp. 530-544 Universidad Nacional Autónoma de México. Querétaro, México.

- Rodríguez-Pascua M.A., Garduño-Monroy V.H., Israde-Alcántara I., Pérez-López R., 2010; Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico). *Quaternary International*. Vol. 219, pag. 66-78. 01/06/2010. ISSN: 1040-6182.

-Rosas-Elguera J., Ferrari L., López-Martínez M., Fucugauchi J., 1997; Stratigraphy and Tectonics of the Guadalajara Region and Triple-Junction Area, Western Mexico. *International Geology Review*. 39. 125-140.

- Rumrich U., Lange Bertalot H. and Rumrich M., 2000; *Iconographia Diatomologica: annotated diatom micrographs / Vol. 9, Diatoms of the Andes: from Venezuela to Patagonia - Tierra del Fuego*.

- Sandgren P., Snowball I., 2001; Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology, *in* Last, W.M., Smol, J.P. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 2, Physical and Geochemical Methods: Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 217-237*.

- Sandgren P. & Thompson R., 1990; Mineral magnetic characteristics of podzolic soils developed on sand dunes in the Lake Gosciuz catchment, central Poland *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 60(1-4):297-313.

- Serieyssol K., Gasse F., 1991; Diatomees Neogenes du massif central Francais: quelques faits biostratigraphiques. Comptes rendus Academie des Sciences Paris 312(II): 957-964.

- Serieyssol K.K., Israde I., Garduño V.H. & Gasse F., 1998; *Thalassiosira dispar* comb. nov. and *T. cuitzeonensis* spec. nov. (Bacillariophyceae) found in Miocene sediments from France and México. *Nova Hedwigia* 66((1-2)): 177-186, 20 fig., 1 table.

- Serieyssol K. and Sullivan M. J., 2002; Diatom Research. The Journal of the International Society for Diatom Research. Ed. Biopress Limited. Volume 17. Number 1. 270 pp.

- Siever R., 1962; Silica solubility 0-200" C and the diagenesis of siliceous sediments, The Journal of Geology, 70 (2): 127-150.

- Stoermer E.F. and Smol J.P., 1999; The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences. xii + 469 pp. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.

- Smol J.P. & Cumming B.F., 2001.; Tracking longterm changes in climate using algal indicators in lake sediments. Journal of Phycology, 36(6), 986–1011.

- Telford R.J., Barker P., Metcalfe S., Newton A., 2004; Lacustrine responses to tepha deposition: examples from Mexico, Quat. Sci. Rev. 23:2337-2353.

- Temniskova-Topalova D., Ivanov D., Popova E., 1988; Diatom analysis on Neogene sediments from the Elhovo Basin in south Bulgaria. *Geologica Carpathica* 47(5):289-300.

- Theriot E. y Bradbury J.P., 1987; *Mesodictyon*, a New Fossil Genus of the Centric Diatom Family Thalassiosiraceae from the Miocene Chalk Hills Formation, Western Snake River Plain, Idaho. The Micropaleontology Project Inc. DOI: 10.2307/1485573. 12pp.

- Thompson R., Battarbee R.W., O'Sullivan P.E., Oldfield F., 1975; Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnol Ocea- nogr* 20:687–698.

- Thompson R., Morton D. J., 1979; Magnetic Susceptibility and particle-size distribution in recent sediments of the loch Lomond drainage basin, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 49, No. 3. 0801-0812 pp.

- Thompson R., Oldfield F., 1986; *Environmental Magnetism*, Allen and Unwin, Londres.

- Thwaites G.H.K., 1848; Further observations on the *Diatomaceae* with descriptions of new genera and species. *Annals and Magazine of Natural History*, Series 2 1: 161-172, pls XI, XII.

- Tite M.S. and Linington R.E., 1975; Effect of Climate on the Magnetic Susceptibility of Soils. *Nature* Vol. 256.

- Urrutia–Fucugauchi, J., Ortega–Ramírez, J., Cruz–Gatica, R., 1997; Rock–magnetic study of Late Pleistocene–Holocene sediments from the Babícora lacustrine basin, Chihuahua, northern Mexico: *Geofísica Internacional*, 36, 77–86.

- Van Vugt N., Steenbrink J., Langereis C.G., Hilgen F.J., Meulenkamp J.E., 1998; Magnetostratigraphy-based astronomical tuning of the early Pliocene lacustrine sediments of Ptolemais (NW Greece) and bed-to-bed correlation with the marine record. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164 (3–4), 535–551.

- Vázquez G., 2004; Caracterización de los sedimentos del Holoceno tardío del Lago de Santa María del Oro, Nayarit, utilizando métodos de magnetismo ambiental. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica UNAM. 153 pp.

- Vázquez G., Ortega B., Davies S.J., Aston B.J., 2010; Registro sedimentario de los últimos 17000 años del lago de Zirahuén, Michoacán, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 3(62), 325-243.

- Vilaclara F. G., Martínez-Mekler G., Cuna E., Ugalde E., 2010; Diatom inferred palaeoenvironmental changes of a Pliocene lake disturbed by volcanic activity: *Journal of Paleolimnology*, 44, 203-215.

- Wang L., Houyuan L., Jiaqi L., Zhaoyan G., Mingram J., Chu G., Li J., Rioual P., Negendank J.F.W., Han J., Liu T., 2008; Diatom-based inference of variations in the strength of Asian winter

monsoon winds between 17,500 and 6000 calendar years B.P. *Journal of geophysical Research*.
<https://doi.org/10.1029/2008JD010145>

-Zalat A.A., 1996; A New record of non-marine diatoms from early Miocene sediments in the northern part of western desert, Egypt. *Nb. Für Geol. und palaeont Mh. H. 1:31-42 Stuttgart*.

CAPÍTULO 7 ANEXOS

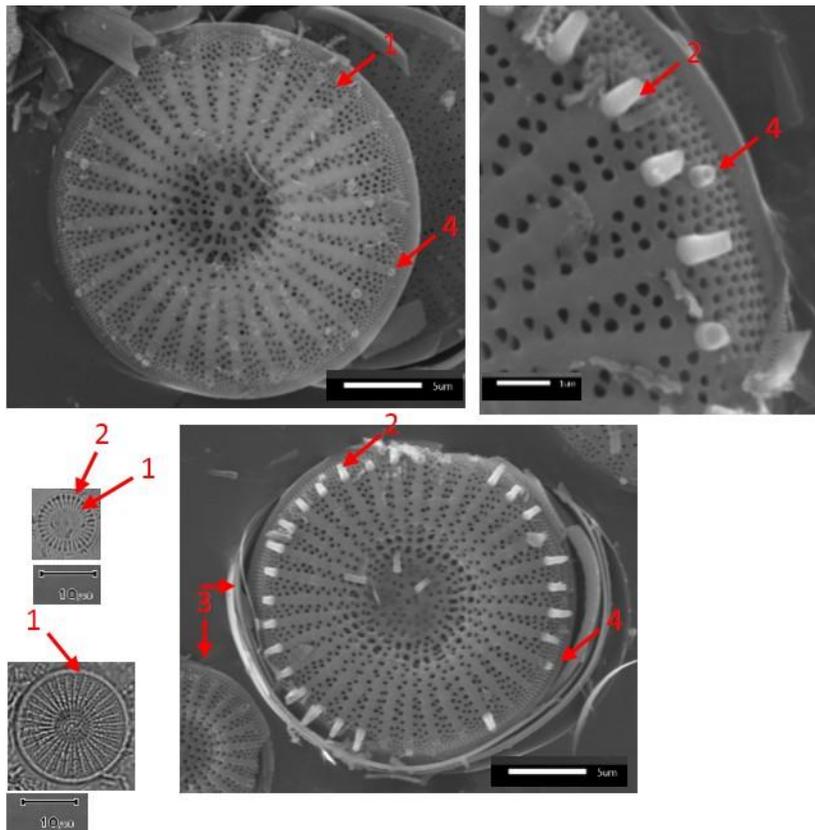
Stephanodiscus (Ehrenberg 1845).

Categoría: *Centrales*

Clase: *Coscinodiscophyceae*

Orden: *Thalassiosirales*

Familia: *Stephanodiscaceae*



CARACTERÍSTICAS GENERALES:

- 1.-Estrías radiales y organizadas en fascículos.
- 2.- Espinas marginales.
- 3.- Cara valvar plana o concéntricamente ondulada.
- 4.- Las fultoportulas marginales están colocadas sobre espinas marginales.

Los géneros céntricos de la familia *Stephanodiscaceae* son un componente dominante de la mayoría de aguas dulces de todo el mundo y es el género más abundante en el depósito de Sayula. La valva de las especies *Stephanodiscus* son circulares, el diámetro de la valva varía con el tipo de especie, siendo la más pequeña *Stephanodiscus parvus* de 4 μm (mínimo) y la más grande *Stephanodiscus reimeri* alcanza hasta 120 μm (máximo) de diámetro (no encontradas en los registros sedimentarios de Sayula ni de Agostitlán) las valvas son planas o concéntricamente onduladas, todas las especies tienen areolas o estrías arregladas en filas radiales llamadas fascículos, a veces uniseriados y a veces multiseriados, en cuanto al número de fascículos en 10 μm *Stephanodiscus yellowstonensis* (no registrada en Sayula ni Agostitlán) es la especie que presenta menos fascículos con un mínimo de 4 a 5/10 μm y *Stephanodiscus minutulus* la especie que presenta hasta 18 fascículos en 10 μm (en conteo circunferencial), esta última si registrada en Agostitlán. Viven en forma solitaria, en pares o formando colonias. Los fascículos están separados por el costae. Las espinas están presentes en el margen de la valva y pueden tener una fultoportula marginal abajo de las espinas. Internamente, las areolas están cubiertas por pequeñas bóvedas. Las aréolas de las diatomeas centrales se pueden presentar como pequeñas cámaras hexagonales que se conocen como aréolas loculadas, donde el velum se estrecha en el lado interno; las areolas que carecen de estas constricciones se conocen como aréolas poroides. Las aréolas ocurren en hileras que se conocen como estrías, que aparecen como líneas en microscopios de baja magnificación.

Stephanodiscus es un género planctónico diverso y muy extendido en aguas dulces, principalmente en hábitats lacustres. Muchas especies son variables en la morfología (polimórficos) esto en respuesta a la concentración de sílice disuelto en las aguas circundantes.

Las especies del género *Stephanodiscus* tienen una morfología fascicular característica, tienen fultopórtulas, rimopórtulas con su extensión tubular externa (larga o corta) y areolas internas con un cribrum tanto en la cara valvar como en el manto.

Ecología: Los organismos del género *Stephanodiscus* son organismos planctónicos de aguas dulces, presentes en lagos, ríos y embalses o presas. Varias especies de *Stephanodiscus* alcanzan altas abundancias en aguas eutróficas, pero también se pueden encontrar en aguas oligotróficas/mesotróficas en abundancias menores (Seryessol y Sullivan, 2002).

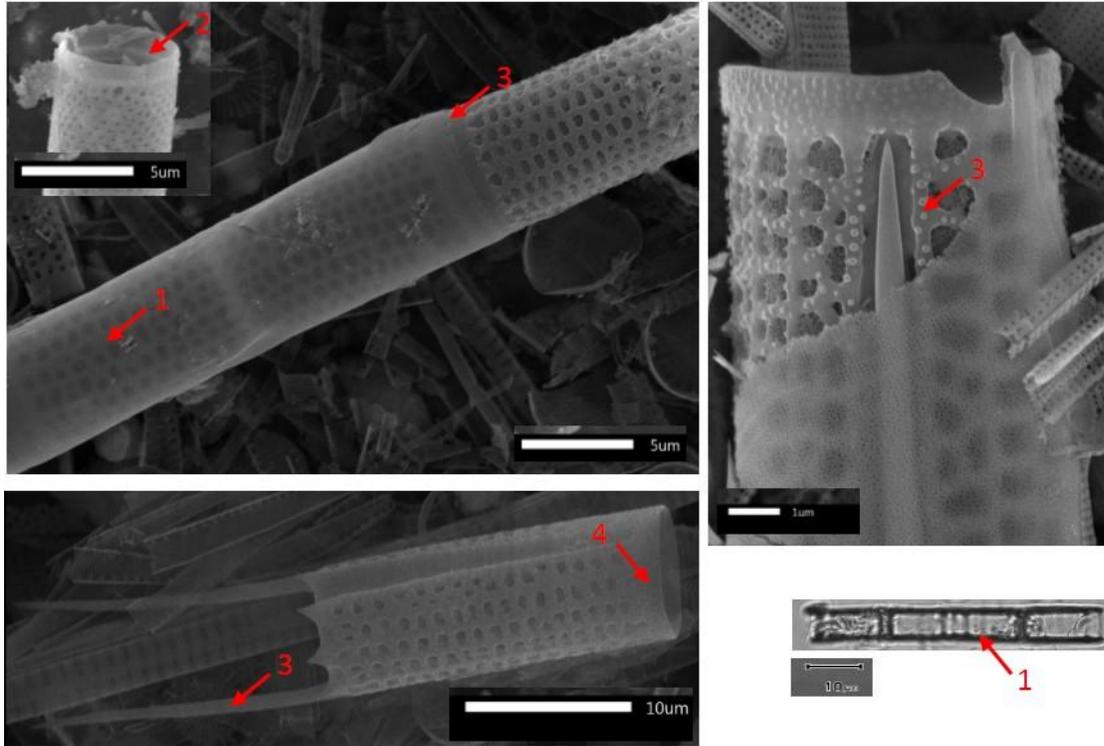
***Aulacoseira* (Thwaites, 1848).**

Categoría: *Centrales*

Clase: *Coscinodiscophyceae*

Orden: *Aulacoseirales*

Familia: *Aulacoseiraceae*



CARACTERÍSTICAS GENERALES:

- 1.- Manto valvar profundo, las células usualmente son vistas de lado (vista pleural).
- 2.- Ringleiste o sulcus puede estar presente. El ringleiste es una reja de sílice interna que se proyecta en el interior de la célula desde el collum. El ringleiste se encuentra sólo en el género *Aulacoseira* y se desarrolla de diversas formas en diferentes especies del género.
- 3.- Las Frústulas forman colonias unidas por espinas.

4.- Collum puede estar presente. El Collum es el área estrecha, hialina en el manto de la valva en el género *Aulacoseira*. Un pequeño surco, o sulco que separa el collum de la porción del manto de la valva con las areolas.

El género *Aulacoseira*, es la especie más abundante en el sitio de Agostitlán, las frústulas céntricas presentan un diámetro mínimo de 2 μm (*A. granulata* var. *angustissima*) a 24 μm (*A. muzzanensis*), la primera con registro en Agostitlán, las valvas del género están unidas entre sí formando colonias por medio de espinas. La forma y el tamaño de las espinas de enlace, la separación, la relación entre las espinas y las estrías son características importantes que distinguen las especies dentro de *Aulacoseira*, cortas, largas, triangulares o bifurcadas, en algunas especies las espinas son del mismo tamaño, en otras unas son pequeñas y otras muy largas, en todos los casos las espinas sirven de unión para formar filamentos. Las células se ven típicamente en vista pleural (de lado por la cintura), debido al profundo manto valvar con una altura mínima de manto de 2 μm en *A. tenella* a un máximo de 22 μm en *A. canadensis*, ninguna de estas especies registradas en los sitios de estudio del presente trabajo. Las rimopórtulas están presentes en el manto de la valva y se asocian a menudo con el ringleiste, un anillo internamente engrosado de sílice. Esta característica, sin embargo, es a menudo difícil de ver bajo el microscopio óptico. Las rimopórtulas externas pueden expresarse simplemente como poros, mientras que internamente las rimopórtulas pueden formar estructuras complejas. Algunas especies poseen una zona hialina, o área sin ornamentación denominada collum en el borde del manto valvar. Las copulae, son anillos partidos con lígulas. Las filas de las areolas a veces están arregladas en espirales curvadas a la derecha (dextrorse), pero a menudo son casi rectas, y el número va de 5.5 a 9 estrías o filas de areolas en 10 μm en *Aulacoseira crassipunctata* y de 30 a 32 estrías en 10 μm en *Aulacoseira herzogii*, ambas especies no se encuentran en Sayula ni en Agostitlán.

La estructura y el espesor de la valva de *Aulacoseira* refleja la concentración de sílice en las aguas circundantes que afecta la tasa de crecimiento celular. Como resultado, las frústulas varían en morfología dentro de la misma especie, incluso dentro del mismo filamento.

Las células pueden formar células en reposo, en las que el citoplasma se condensa alrededor del núcleo. Se ha descubierto que algunas de estas células pueden sobrevivir en sedimentos húmedos hasta cien años. Las esporas en reposo son células metabólicamente inactivas que se forman en algunas especies. Las esporas en reposo tienen frústulas gruesas, morfológicamente muy distintas de las células vegetativas. Tales esporas son capaces de sobrevivir en los sedimentos. Las células vivas contienen múltiples cloroplastos discoides.

Ecología: *Aulacoseira* es un género de diatomeas ecológicamente importante y omnipresente, con especies cosmopolitas y endémicas encontradas en aguas lacustres y lólicas ecológicamente diversas. Alrededor del 20% de las especies descritas en este género están extintas. *Aulacoseira* se encuentra rutinariamente en cuerpos de agua actuales y en sedimentos de paleolagos, se compone de taxones existentes y extintos por lo que se utiliza en estudios ecológicos y paleoecológicos.