



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLAS DE HIDALGO**  
Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra  
"Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy"



## **POSGRADO INICIT**



### **MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

**"EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL Y REGISTRO MAGNÉTICO DE LOS SEDIMENTOS LACUSTRES DEL EPICLÁSICO MESOAMERICANO (MARGEN SUR DEL LAGO DE CUITZEO, MICHOACÁN)"**

## **TESIS**

**QUE PRESENTA:**

**KARLA ASTRID FLORES GARCÍA**

**Para obtener el grado de Maestra en Geociencias y Planificación del Territorio**

**DIRECTOR DE TESIS**

**Dra. Isabel Israde Alcántara**

**CODIRECTOR DE TESIS**

**Dr. Avtandil Gogichaishvili**

**Morelia, Michoacán Nov/2024**



# AGRADECIMIENTOS

Primeramente, quiero agradecer al Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT), por haberme dado la oportunidad de ingresar al posgrado en Ciencias de la Tierra y Planificación del Territorio. Asimismo, a la Dra. Isabel Israde y al Dr. Avtandil Gogichaishvili, por las atenciones y cariño que me brindaron, así como la confianza para desarrollar el proyecto de tesis, en colaboración con la UNAM y el Instituto de Geofísica Unidad Michoacán.

También agradezco a la Maestra Remedios Cisneros de laboratorio del Instituto de Investigaciones en Metalurgia y Ciencias de los Materiales de la UMSNH por las facilidades para realizar los análisis de determinación de tamaño de partícula.

Al Dr. Rubén Cejudo Ruíz le agradezco todo el apoyo que me brindó desde el primer día que inicie a trabajar con usted, gracias infinitas por tenerme la paciencia, dedicación y sobre todo su tiempo para darme el conocimiento y las herramientas para seguir creciendo profesionalmente.

A mi mesa sinodal formado por el Dr. José Luis Punzó, Dr. Alejandro Ávila y Dr. Boris Chako, gracias infinitas por el apoyo que me brindaron para desarrollar este trabajo de tesis en tiempo y forma.

No puedo olvidar agradecer a mi mamá quien me ha acompañado y apoyado a lo largo de mi vida, gracias por la confianza, por creer en mí, por darme los ánimos de no rendirme nunca y esa convicción de arriesgarme por lo que quiero. Te amo.

A mi hermana Ashley, quien ha sido mi compañera durante los últimos 25 años, y ha estado ahí para mí cuando más lo he necesitado, gracias por apoyarme, por regañarme, orientarme y sobre todo por darme el ejemplo de que con esfuerzo y dedicación se pueden cumplir los sueños.

Al hombre de mi vida, con quien he aprendido un sinfín de cosas, gracias por tu apoyo incondicional, por estar presente a pesar del tiempo y la distancia, por darme ánimos cuando pensaba en rendirme, por cuidarme y por siempre hacerme ver el lado positivo de las cosas negativas, gracias por ser mi persona vitamina, gracias por ser mi compañerito de vida.

A mis amigos de la maestría Karina, Karla, Atziry, Lucy, Santi, Andrea y Karen, gracias por su apoyo cuando entraba en crisis porque las cosas no me salían bien, por ayudarme cuando lo necesitaba y sobre todo por siempre sacarme sonrisas a pesar de las circunstancias, los quiero mucho.

A mis amigos Jorge, Sara y Jacobo por estar siempre para mí, sin importar la hora o el lugar, por hacerme sentir acompañada sin importar la distancia, los quiero mucho.

A mi perrita Susy, quien siempre ha estado para mí, sin importarle que a veces estaba muy cansada para jugar con ella, estresada y de mal humor o cuando simplemente no tenía tiempo para ir a visitarla, gracias por siempre esperarme con una sonrisa, gracias por estar siempre para mí, te amo...

Este trabajo esta dedicado al Dr. Victor Hugo Garduño Monroy, por no haber desistido de investigar este afloramiento y por habernos guiado a la Dra. Isabel y a mí hasta el sitio indicado para poder realizar el muestreo. Gracias infinitas!!

# ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	3
ÍNDICE DE FIGURAS	7
ÍNDICE DE TABLAS	12
RESUMEN	13
ABSTRACT	15
INTRODUCCIÓN	17
ANTECEDENTES	20
Estudios paleoambientales en el Lago de Cuitzeo	20
Estudios arqueomagnéticos y arqueológicos	25
OBJETIVO GENERAL	27
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	27
MARCO TEÓRICO	28
Introducción	28
El campo magnético terrestre	29
Paleomagnetismo	32
Modelo dipolar geocéntrico	34
Variación secular	35
Susceptibilidad magnética	37
Magnetización	41
Dominios magnéticos	42
Tipos de magnetización remanente	44
Temperatura de Curie	46
Arqueomagnetismo	47
Determinación de arqueointensidad	48
Diatomeas	51
Morfología y Estructura	52
Dataciones por radiocarbono	55
ÁREA DE ESTUDIO	56
Geología	58
Estratigrafía	63

CONTEXTO ARQUEOLÓGICO	70
Cuenca de Pátzcuaro	71
Cuenca de Zacapu	73
Cuenca de Cuitzeo	77
METODOLOGÍA	83
Trabajo de campo	83
Preparación de las muestras	87
Trabajo de gabinete	88
Procesamiento de diatomeas	92
Montaje de las muestras	95
Análisis de tamaño de partícula	97
RESULTADOS	100
Estratigrafía	100
Mineralogía magnética de los sedimentos	103
Análisis de tamaño de partícula	107
Parámetros magnéticos	110
Registro de diatomeas	113
Mineralogía magnética de los artefactos arqueológicos	116
Arqueointensidades	122
Estimaciones de intervalos de edades	125
Dataciones por radiocarbono.	128
DISCUSIÓN	131
CONCLUSIONES	137
BIBLIOGRAFÍA	138

# ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Dinamo auto excitado. El disco de cobre gira sobre el eje conductor eléctrico. Las flechas negras indican la dirección de la corriente eléctrica; el campo magnético generado por la bobina, se muestran con flechas finas. (Modificado de Butler,1992).-.....	32
<b>Figura2.</b> Componentes para la descripción del CMT.....	33
<b>Figura 3.</b> Relación entre la latitud y la inclinación para el hemisferio norte (a) y el hemisferio sur(b).....	35
<b>Figura 4.</b> Mapa de isolíneas de la inclinación magnética para 1980.....	37
<b>Figura 5.</b> Acoplamiento de los espines de los electrones de acuerdo con el tipo de respuesta del material al magnético.....	39
<b>Figura 6.</b> Contenido de partículas SP de una muestra de acuerdo con el valor de $\chi_{fd}\%$ (Dearing, 1999).....	40
<b>Figura.7</b> Representación de la magnetización de un material a) desde la alineación de sus dipolos, b) con la corriente equivalente de las espiras que contiene. Fuente: Lowrie, 2007.....	41
<b>Figura 8.</b> Subdivisión de un grano ferromagnético en dominios. a) Estructura de un grano de dominio sencillo, sus polos se encuentran ampliamente separados. b) Estructura con dos dominios, la separación de sus polos es menor. c) Estado de cuatro dominios, d) Estado de dos dominios de cierre formados a lo largo de la superficie del grano para minimizar la energía magnetostática. Fuente: McElhinny, 2000.....	43
<b>Figura 9.</b> Temperaturas de Curie de diferentes minerales magnéticos (Tomada de Pacheco, 2024).....	46
<b>Figura 10.</b> Diagrama de Zijderveld DZ de un espécimen desmagnetizado en 6 pasos. (modificado de Butler,1992).....	48
<b>Figura 11.</b> Principios de la estimación de la arqueointensidad ( $B_{ANC}$ ). La $M_{NMR}$ es proporcional al $B_{ANC}$ . La línea verde representa la constante de proporcionalidad $V$ que puede calcularse conociendo el $B_{LAB}$ y la $M_{LAB}$ lo que permite estimar el valor	

del $B_{ANC}$ (Tomado de Tauxe ,2010).....	50
<b>Figura 12.</b> Planos que componen una frústula. Conexión de las valvas por angostos cinturones.....	53
<b>Figura 13.</b> Diatomeas centrales vistas al microscopio óptico y microscopio electrónico.....	53
<b>Figura 14.</b> Diatomeas pennales vistas al microscopio óptico y microscopio electrónico.....	54
<b>Figura 15.</b> Modelo digital de terreno. Mapa de localización del sitio.....	56
<b>Figura 16.</b> Mapa geológico de la parte sureste del lago de Cuitzeo. (Tomado de Israde et al., en elaboración).....	58
<b>Figura 17.</b> Mapa geológico del lago de Cuitzeo (Tomado de Gómez-Vasconcelos, 2021).....	59
<b>Figura 18.</b> Estratigrafía del núcleo extraído en el lago de Cuitzeo. (Tomada de Israde et. al 2002).....	64
<b>Figura 19.</b> Estratigrafía del núcleo de Cuitzeo de 4.00 a 2.00 m. (Tomado de Israde et. al 2012).....	71
<b>Figura 20.</b> Cerámica de Pátzcuaro en la fase Loma Alta. A) Agropecuaria B) Tres Palos C) Loma Alta Pulido D) Zacapu Café. (Tomado de Pollard 2007).....	74
<b>Figura 21.</b> Cronología de Zacapu. Modificado de (Michelet, 2013).....	77
<b>Figura 22.</b> Cerámica Chupícuaro (Tomado de Filini, 2004).....	78
<b>Figura 23.</b> Navaja de obsidiana encontrada al borde sur del lago de Cuitzeo.....	79
<b>Figura 24.</b> Mapa cultural de la cuenca del lago de Cuitzeo. (Modificado de Filini, 2013).....	82
<b>Figura 25.</b> Vasijas para medir sal del sitio de Araró.....	83
<b>Figura 26.</b> Sucesión lacustre levantada 23 metros por encima de la autopista Morelia-México. En la (Fig. 28 b) se observan las estrías de fallas normales del domo de Araró. (Tomado de Israde-Alcantara et., al en preparación).....	84
<b>Figura 27.</b> Perfil del afloramiento de estudio.....	84
<b>Figura 28.</b> Fotografías representativas de los artefactos arqueológicos encontrados en el afloramiento.....	85

<b>Figura 29.</b> Preparación del perfil. ....	85
<b>Figura 30.</b> Toma de muestras e identificación de carbono presentes en los estratos.....	86
<b>Figura 31.</b> Superficie de localización de los restos óseos.....	86
<b>Figura 32.</b> a) Muestra de los restos óseos metatarso, b) cuboide, c) calcáneo y d) restos óseo de origen animal.....	87
<b>Figura 33.</b> Inventario fotográfico de muestras.....	88
<b>Figura 34.</b> a) división y marcaje de la orientación de las muestras b) proceso de corte de los especímenes c) agrupación de los especímenes y d) sierra eléctrica para corte de muestras.....	89
<b>Figura 35.</b> Equipo de desmagnetización LDA3 (a), magnetómetro JR6 (b) y tabla con los valores de campos alternos aplicados a los especímenes (c).....	89
<b>Figura 36.</b> Muestra tamizada dentro del portamuestra (a) y medidor de susceptibilidad MFK1-FA para obtención de curvas termomagnéticas (b).....	91
<b>Figura 37.</b> a) Preparación de capsulas de NaCl. b) Especímenes orientados para estudios de paleointensidad.....	91
<b>Figura 38.</b> Equipo para medición de susceptibilidad magnética y muestras de sedimentos en cubos de acrílico.....	93
<b>Figura 39.</b> a) Toma del peso de la muestra, b) Colocación de la muestra en vaso de precipitados, c) Muestras con agua destilada y HCl.....	94
<b>Figura 40.</b> Calentamiento de las muestras en parrilla de laboratorio.....	94
<b>Figura 41.</b> Proceso de decantación de las muestras.....	95
<b>Figura 42.</b> Proceso de decantación de las muestras.....	96
<b>Figura 43.</b> a) Colocación de la gota de la muestra en el cubre-objetos, b) Tabla con superficie plana, nivelada e identificada para los cubre objetos, c) Área de reposo para los cubre-objetos libre de corrientes de aire.....	97
<b>Figura 44.</b> Calentamiento y fijación de la resina en el portaobjetos.....	97
<b>Figura 45.</b> Muestras colocadas en el portaobjetos.....	98
<b>Figura 46.</b> Equipo de determinación de tamaño de partícula. ....	98
<b>Figura 47.</b> a) Tamices utilizados para el tamizaje de las muestras y b) sedimentos tamizados en sus frascos identificadores.....	99

<b>Figura 48.</b> a) Muestras tamizadas, b) portamuestras y espátula, c) muestra dentro del equipo de determinación de tamaño de partícula.....	103
<b>Figura 49.</b> Estratigrafía y tiestos cerámicos localizados en el perfil.....	110
<b>Figura 50.</b> Curvas termomagnéticas de las muestras 10, 80 y 100 cm.....	105
<b>Figura 51.</b> Curvas termomagnéticas de las muestras 260 y 270 cm.....	105
<b>Figura 52.</b> Curvas termomagnéticas de las muestras 120,130,140 y 220 cm.....	106
<b>Figura 53.</b> Curvas termomagnéticas de las muestras 170 y 200 cm.....	106
<b>Figura 54.</b> Curva termomagnética de la muestra 190 cm.....	109
<b>Figura 55.</b> Columna estratigráfica y gráficas de los porcentajes de tamaño de partícula de arcillas, limos y arenas Vs la profundidad del perfil. ....	110
<b>Figura 56.</b> Parámetros magnéticos analizados en la secuencia estratigráfica. ....	113
<b>Figura 57.</b> Fotografías de las diatomeas observadas en el perfil estratigráfico mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM).....	115
<b>Figura 58.</b> Perfil estratigráfico y registro de diatomeas.....	116
<b>Figura 59.</b> Curvas termomagnéticas de las muestras C1 Y C2.....	118
<b>Figura 60.</b> Curva termomagnética de la muestra C3.....	118
<b>Figura 61.</b> Curvas termomagnéticas de las muestras C4,C5 y C6.....	119
<b>Figura 62.</b> Curva termomagnética de la muestra C7.....	120
<b>Figura 63.</b> Curvas termomagnéticas de las muestra C8,C9, C10 y C11.....	120
<b>Figura 64.</b> Curva termomagnética de la muestra C12.....	121
<b>Figura 65.</b> Diagramas de de Zijdeveld a) con una componente magnética y B) con componentes magnéticas secundarias.....	123
<b>Figura 66.</b> Especímenen de la muestra C3 aprobado después del experimento de paleointensidades.....	123
<b>Figura 67.</b> Especímenen de la muestra C9 aprobado después del experimento de paleointensidades.....	124
<b>Figura 68.</b> Especímen de la muestra C5 no aprobado después del experimento de paleointensidades.....	126

<b>Figura 69.</b> Datación arqueomagnética de la muestra C3 utilizando el modelo geomagnético global SHAWQ2k, en el periodo de 0 al 1500 d.C (Campuzano et al., 2019).....	126
<b>Figura 70.</b> Datación arqueomagnética de la muestra C4 utilizando el modelo geomagnético global SHAWQ2k, en el periodo de 0 al 1500 d.C (Campuzano et al., 2019).....	127
<b>Figura 71.</b> Datación arqueomagnética de la muestra C8 utilizando el modelo geomagnético global SHAWQ2k, en el periodo de 0 al 1500 d.C (Campuzano et al., 2019).....	127
<b>Figura 72.</b> Datación arqueomagnética de la muestra C8 utilizando el modelo geomagnético global SHAWQ2k, en el periodo de 0 al 1500 d.C (Campuzano et al., 2019).....	128
<b>Figura 73.</b> Área de recolección de las muestras de carbón en el perfil estratigráfico.....	129
<b>Figura 74.</b> Resultado de radiocarbono para la muestra C1. ....	129
<b>Figura 75.</b> Resultado de radiocarbono para la muestra C9. ....	130
<b>Figura 76.</b> Resultado del resto óseo (calcáneo). ....	133
<b>Figura 77.</b> Perfil estratigráfico y relación del registro de diatomeas.....	133
<b>Figura 78.</b> Dataciones obtenidas en la secuencia sedimentaria. En color rojo se muestran las dataciones arqueomagnéticas y en color azul por radiocarbono.....	136

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Fases de la cuenca de Pátzcuaro (Modificada de Pollard, 2004).....	72
<b>Tabla 2.</b> Ubicación de las muestras en la columna sedimentaria y la temperaturas donde se presentan las fases mineralógicas (temperatura de Curie).....	104
<b>Tabla 3.</b> Resultados del porcentaje de partículas de arcillas, limos y arenas.....	108
<b>Tabla 4.</b> Temperaturas de Curie obtenidas en los tiestos de cerámica.....	117
<b>Tabla 5.</b> Datos de paleointensidad de Thellier donde: (N) es el número de puntos calculados, (f) la fracción de NRM, (g) el factor de espaciamiento y (q) el factor de calidad.....	122
<b>Tabla 6.</b> Promedio de paleointensidades de las muestras C3,C4,C8 y C9.....	124
<b>Tabla 7.</b> Intervalos de tiempo obtenidos por la técnica de datación arqueomagnética usando el modelo SHAWQ2k para el periodo de 0 al 1500 d.C.....	125

## RESUMEN

El Lago de Cuitzeo se encuentra entre los estados de Michoacán y Guanajuato, dentro del Arco Volcánico Transmexicano y dentro del sistema de Fallas Morelia-Acambay. Culturalmente se sitúa en la frontera del territorio Tarasco, siendo una ruta por donde transitaban influencias culturales y comerciales entre el Altiplano Mexicano, el Bajío Guanajuato, Querétaro, entre otros, debido a su abundancia en: obsidiana, sal, cobre, estaño y otros minerales. El objetivo del estudio fue establecer el contexto ambiental y arqueológico de este sitio mediante técnicas paleoambientales, arqueomagnéticas y de magnetismo ambiental a un afloramiento del sector suroeste del lago, cuyos sedimentos se encuentran levantados por fallamiento normal casi 5 metros de la actual rivera del lago. En este perfil se observaron tres unidades: la primera basal que va de 270 a 190 cm, constituida por limos e intercalaciones de arcillas de color café a café rojizo en la que se obtuvo una datación de  $^{14}\text{C}$  de (530-608 d.C), en la parte central de esta unidad se encontró un calcáneo humano que fue datado por el método  $^{14}\text{C}$  y presentó una edad de (640-710 d.C), hacia la cima de esta unidad se encontraron vestigios arqueológicos que fueron datados a través del método arqueomagnético en los intervalos de (655-805 d.C). La unidad dos que va de 190 a 100 cm, en su base presenta una discordancia erosiva con la unidad previa y consiste en sedimentos más finos y limos arcillosos que están cubiertos por un depósito masivo de carbón, donde aparecen numerosos tiestos de cerámica prehispánica y que obtuvieron una edad estimada en el intervalo de (635-810 d.C). Esta datación arqueomagnética es consistente con una segunda datación de  $^{14}\text{C}$  con una edad de (656-775 d.C). En la parte central de la unidad, se observa un depósito de ceniza seguido por limos y limos arenosos con concreciones rojizas que indican retrabajamiento. La tercera unidad hacia la cima de 90 a 0 cm se constituye de limos finos que son cubiertos por intercalaciones de depósitos volcánicos, de ceniza hacia la cima.

Los parámetros magnéticos presentan contenido de titanomagnetita: Los valores  $\chi_{df}$  pueden indicar ya sea periodos de lluvias o estiaje, presentando aumentos y disminuciones en el nivel lacustre, mientras que los valores altos de SIRM sugieren eventos volcánicos regionales, mientras que los valores bajos de S-300 es un probable testimonio de procesos de intemperismo. Valores altos de  $\chi_{df}$  y SIRM sugieren procesos de formación de suelo.

El registro de las asociaciones de diatomeas observadas (*Rhopalodia gibberula*, *Ephitemia adnata*, *Denticula valida*, *Nitzschia anfibia*), testimonian que se registraron ciclos con cortos periodos de descenso del nivel lacustre e intervalos de humedad y de lluvia.

Es notoria la presencia de *Campilodiscus clypeous*, *Surirella sp.*, *Nitzschia granulata* y *Anomoeoneis sphaeropora*, asociadas a incrementos de concentración iónica y posiblemente aguas tendencialmente profundas. *Pseudostaurosira brevistriata*, *Ephitemia adnata* y *Nitzschia anfibia* sugieren condiciones de aguas alcalinas y un cinturón de macrófitas en ese sector del lago. *Pinnularia viridis* se asocia a un cambio a condiciones de acidéz y probable formación de ciénegas. *Denticula thermalis* testimonia aguas con temperaturas mayores a 30° consistente con las zonas termales a 200 m al oriente del sitio. Las dataciones arqueomagnéticas obtenidas de distintas partes de la columna sugieren que las actividades humanas en el sitio fueron muy continuas durante el Epiclásico.

**Palabras clave:** Cuitzeo, arqueomagnetismo, paleoambientes, magnetismo ambiental, Epiclásico.

## ABSTRACT

Lake Cuitzeo is located between the states of Michoacán and Guanajuato, inside the Trans-Mexican Volcanic Arc and within the Morelia-Acambay Fault system. Culturally, it is situated on the border of the Tarascan territory, being a route through which cultural and commercial influences transited between the Mexican Altiplano, the Bajío Guanajuato, Querétaro, among others, due to its abundance of obsidian, salt, copper, tin and other minerals. The objective of the study was to establish the environmental and archaeological context of this site by means of paleoenvironmental, archaeomagnetic and environmental magnetism techniques applied to an outcrop of the southwest sector of the lake. These sediments are raised by normal faulting almost 5 meters from the current shore of the lake. Three units were detected in this profile: the first basal one ranging from 270 to 190 cm, consisting of silts and intercalations of brown to reddish brown clays in which a  $^{14}\text{C}$  dating of 530-608 A.D. was obtained. In the central part of this unit a human calcaneum was found which was dated by the  $^{14}\text{C}$  method and presented an age of 640-710 A.D. Finally towards the top of this unit archaeological remains were found which were dated through the archaeomagnetic method in the intervals of 655-805 A.D. Unit two ranging from 190 to 100 cm, at its base presents an erosive discordance with the previous unit and consists of finer sediments and clayey silts that are covered by a massive charcoal deposit, where numerous pre-Hispanic ceramic sherds appear and obtained an estimated age in the interval of (635-810 AD). This archaeomagnetic age estimation is consistent with a second  $^{14}\text{C}$  dating with an age of A.D. 656-775. In the central part of the unit, an ash deposit is observed followed by silt and sandy silt with reddish concretions indicating reworking. The third unit towards the top from 90 to 0 cm is constituted by fine silts that are covered by intercalations of volcanic deposits, ash towards the top.

Magnetic parameters indicate to some titanomagnetite as main carrier of magnetization:  $\chi_{df}$  values may indicate either rainfall or low lacustrine levels, showing increases and decreases in lake level, while high SIRM values suggest regional volcanic events, while low S-300 values are tentative a testimony of weathering processes. High values of  $\chi_{df}$  and SIRM suggest soil-forming processes.

The record of diatom associations observed (*Rhopalodia gibberula*, *Ephitemia adnata*, *Denticula valida*, *Nitzschia amphibia*), testify that short periods of lake level lowering were recorded with short intervals of humidity and rainfall.

The presence of *Campylodiscus clypeous*, *Surirella sp.*, *Nitzschia granulata* and *Anomoeoneis sphaeropora*, associated with increased ionic concentration and possibly deeper lake level, is notorious. *Pseudostaurosira brevistriata*, *Ephitemia adnata* and *Nitzschia amphibia* suggest alkaline water conditions and a macrophyte belt in that sector of the lake. *Pinnularia viridis* a change to acidic conditions and probable bog formation. *Denticula thermalis* is associate to waters with temperatures above 30° consistent with the thermal zones 200 m east of the site. Archaeomagnetic dating obtained from different parts of the stratigraphic column suggests that human activities at the site were very continuous during the Epiclassic.

# INTRODUCCIÓN

El Paleomagnetismo estudia el origen y la evolución del Campo Magnético Terrestre (CMT) que queda registrado en las rocas (volcánicas o sedimentarias) durante su formación. Se basa en tres suposiciones: 1) Dipologeocéntrico axial, 2) los minerales ferromagnéticos en las rocas son capaces de registrar el CMT y 3) La magnetización adquirida por una roca durante su formación que puede permanecer esencialmente invariable en el tiempo (Butler, 1992).

Hasta ahora, para ciertos artefactos arqueológicos, no siempre ha sido posible asignar una edad precisa. Una técnica alternativa para datar ciertos materiales quemados es a través del arqueomagnetismo cuyo objetivo es obtener la datación de artefactos arqueológicos mediante la variación espacio-temporal del CMT midiendo la inclinación, declinación e intensidad magnética de las muestras y así comparar con curvas de variación secular del CMT.

Los materiales arqueológicos que contienen óxidos de hierro preservan un vector magnético (una componente principal, sin variaciones de paleointensidad magnética por alteraciones mineralógicas) y son los ideales para aplicar el método de arqueomagnetismo. El registro del CMT a lo largo del tiempo permite obtener una curva de variación secular que puede ser usada para comparar la dirección e intensidad de un objeto arqueológico y de esta forma estimar la edad.

Los artefactos arqueológicos así como los sedimentos lacustres están constituidos de materiales que presentan características diamagnéticas, paramagnéticas y ferrimagnéticas. Mediante la determinación de los parámetros magnéticos (susceptibilidad, susceptibilidad dependiente de la frecuencia, magnetización remanente isoterma, magnetización remanente isoterma de saturación, entre otros) es posible identificar la concentración y características de estos minerales.

En sedimentos, la variación de tamaño de grano y concentración de minerales magnéticos podrían estar relacionadas con variaciones climáticas, de igual forma, el depósito de minerales ferrimagnéticos en el sedimento son capaces de registrar las variaciones del CMT.

Al combinar el análisis de las propiedades magnéticas con otros indicadores independientes en el depósito sedimentario (composición geoquímica, mineralógica y el contenido de microfósiles) es posible interpretar y hacer reconstrucciones de las condiciones climáticas en el pasado (Sosa-Nájera et al. 2010).

El magnetismo ambiental es una técnica multidisciplinaria, cuyo objetivo es caracterizar la mineralogía de depósitos sedimentarios mediante su comportamiento magnético, y determinar su relación con las variaciones ambientales determinando su tipo, cantidad y tamaño de grano (Lanza et al. , 2009). Los resultados de estos tipos de análisis se pueden interpretar en términos de procesos geológicos lentos como son la erosión de la cuenca y el intemperismo o de perturbaciones telúricas relativamente rápidas, como eventos volcánicos, sísmicos o meteorológicos pero también en termino de relación con las condiciones de formación o conservación dentro de la cuenca de depósito, o si son partículas que se crearon hace poco tiempo o durante un tiempo geológico mayor, por lo que proporcionaría información sobre los últimos sucesos climáticos a los que estuvo expuesto ese material (Martínez-Abarca, 2017) .

Los sedimentos lacustres son muy útiles para hacer reconstrucciones ambientales, debido a que los minerales depositados son sensibles de las variaciones climáticas del entorno y permiten un registro continuo de parámetros físicos, químicos y magnéticos (Martínez-Abarca, 2017, Ortega et al., 2015).

De igual manera, los componentes no minerales (fósiles) dentro del lago (algas, diatomeas, fósiles y otros organismos) también pueden indicar la evolución ambiental a lo largo del tiempo después que el lago se formó.

Por lo que es importante el estudio de los organismos en el sedimentos, ya que de estos se obtiene información continua o semicontinua de las variaciones ambientales (Caballero, 2010).

Partiendo de estos principios, en esta investigación se aplica la técnica de magnetismo ambiental y el registro de diatomeas para hacer un análisis y reconstrucción ambiental en el borde sureste del lago de Cuitzeo usando una sucesión sedimentaria correspondiente al Epiclásico. Por medio de la técnica de arqueomagnetismo, se hizo una datación de artefactos arqueológicos encontrados en la sucesión sedimentaria, para establecer con mayor precisión la secuencia temporal.

# ANTECEDENTES

## Estudios paleoambientales en el Lago de Cuitzeo

El lago de Cuitzeo se formó durante el Mioceno Tardío y ha continuado con su evolución hasta la actualidad, desplazándose hacia el norte durante el Cuaternario ocupando su posición actual. Del Neogeno al inicio del Cuaternario el lago estuvo activo y fue profundo, con desarrollo de diatomitas cuyas formas centrales indican un lago profundo y estable. La actividad tectónica del final de ese periodo desplazó al lago hacia el norte coincidiendo con basculamientos que se observan en la intersección de la autopista Guadalajara con la carretera hacia Tarímbaro.

En esta posición actual del Cuaternario se han obtenido registros sedimentarios de pozos perforados de hasta 130 metros que lo caracterizan como lago somero, interrumpido por episodios de incremento del nivel lacustre, sobre todo en el último Interglacial: El lago ocasionalmente ha presentado eventos de desecación sobre todo en el Holoceno Medio-Tardío (Israde-Alcántara, et al., 2010).

Las investigaciones conducidas por Israde et al. (2010) en un núcleo perforado al depocentro del lago de Cuitzeo y en cuatro trincheras de las zonas proximales expuestas por el retroceso del lago, mostraron que las arcillas, limos y lodos diatomáceos fueron el material predominante en el núcleo, mientras que en las trincheras dominaron facies fluviales intercaladas con depósitos volcanoclásticos retrabajados, depósitos de ceniza, oleadas piroclásticas y tobas de caídas depositados en agua y paleosuelos.

El registro de diatomeas que presentó la secuencia de un núcleo perforado en el depocentro del lago, mostró que *Staurosira spp.* es el taxón más importante desde la base hasta ca. 17.6 ka a.P., mientras que desde 8 ka y hasta el presente

*Discostella meneghiniana* una especie que prefiere condiciones más concentradas iónicamente, se vuelve el taxón dominante.

Durante el Cuaternario tardío se presentaron seis fases de las cuales son húmedas (ca. 100 ka, ca. 50 ka, de 44 ka a 42 ka a.P., de 31 ka a 32 ka y de 20 ka a 14 ka a.P.), inferidas por la presencia de *Stephanodiscus spp.*, *Aulacoseira spp.* y especies del grupo *Fragilaria*, diatomeas que en conjunto indican aguas diluidas y ambientes con tendencia a ser más profundos (Israde et al. 2010).

La primera fase (ca. 130 ka a 90 ka a.P.) de la secuencia muestra la presencia de diatomeas *Nitzschia amphibia*, *Rhopalodia gibba*, y *Epithemia spp.*, *Staurosira cf. construens* siendo esta última dominante en el sector central y que indica una tendencia a aguas diluidas en el lago y un posible aumento en la profundidad que es más evidente en la cima con la aparición de *Stephanodiscus spp.* y *Aulacoseira spp.*

La segunda fase (ca. 98 ka a ca. 93.5 ka a.P.) muestra un detalle mas claro con los palinomorfos, se observaron especies de *Arenaria*, *Myriophyllum*, *Nymphaeaceae* y *Azolla* que sugieren condiciones frías, con una ligera recuperación del nivel lacustre hacia el final de esta zona, de acuerdo con el incremento de *Pediastrum* y *Staurosira cf. construens*, ya que ambos organismos viven en un mayor tirante de agua (Nielsen y Sorensen, 1992; Israde-Alcántara et al., 2002).

En la tercera fase (ca. 93 ka a ca. 53 ka a.P) se registraron las especies *Epithemia spp.*, *Navicula cryptocephala*, *Rhopalodia gibberula* y *R. gibba* que describen una transición al dominio de *Staurosira cf. Construens* que en conjunto con un aumento de *Pediastrum* (ca. 88 ka a.P.) infieren una pequeña fase en la que se incrementan los niveles lacustres. Estas condiciones se asocian a un clima generalmente seco con algunos periodos de disturbio volcánico ( Israde-Alcántara et al., 2002).

La cuarta fase se caracteriza por tener especies planctónicas y ticoplanctónicas como *Aulacoseira granulata*, *Staurosira cf. construens* y la presencia de *Stephanodiscus niagarae*. También algunos niveles contienen especies perifíticas como: *Anomoeoneis sphaeropora* y *Cocconeis placentula* que evidencian lo fluctuante del lago para esa época.

En la cima de la quinta fase (ca 35 ka a 18 ka a.P.) no se tiene una representación completa del registro de diatomeas y de otros proxys debido a que presenta una fase de actividad volcánica que interrumpe el registro. Sin embargo, los autores observaron una mayor concentración de *Anomoeoneis sphaeropora* y se detectó la aparición de *Campilodiscus clypeous*, las cuales, sobre todo esta última requieren condiciones de alta concentración iónica para su desarrollo.

Los registros muestran dos pulsos de humedad entre (ca. 12 ka y 20 ka) y (ca. 31 ka a 33 ka) inferidos por los altos valores de carbono orgánico total (COT) y un incremento de *Staurosira construens* y *Stephanodiscus*. A finales del glacial tardío (ca 35 ka a 18 ka a.P.) la concentración de *Staurosira construens* disminuye abruptamente y es sustituida hacia el Younger Dryas por la breve, pero muy notoria aparición de *Stephanodiscus niagarae*, que representa casi el 80% del total de las diatomeas. Este brusco cambio asociado a un marcado incremento de carbón, micrometeoritos conteniendo nanodiamantes se asocian a un impacto cósmico que cambió las condiciones de la cuenca y de otros sectores de México y el mundo (Israde et al,2012, Israde et al., 2016 /Five YD), Wolbach et.,al 2016).

En la sexta fase (ca 17.5ka al presente) la cuenca adquieren las características actuales y entre (ca. 15 ka y 10 ka), los valores bajos de Carbono inorgánico total (CIT) y de Mg/Al indican que el cuerpo de agua presenta dilución, sugiriendo una tendencia a bajos niveles lacustres que mantiene hasta el Holoceno medio, cuando el lago presenta condiciones similares a las condiciones actuales, con áreas

pantanosas ocupadas por: *Typha* y *Cyperaceae* y *Botryococcus* sugiere aguas ricas en nutrientes, disminuyendo paulatinamente hasta desaparecer del registro hacia la actualidad (Israde et al., 2010).

Durante el Holoceno tardío *Discostella meneghiniana* se incrementa hasta porcentajes de 95%, subrayando el incremento de condiciones de turbidez y concentración iónica; mientras que las diatomeas perifíticas *Nitzschia amphibia*, *Amphora lybica*, *Anomoeoneis sphaerophora* y *Navicula criptocephala* sugieren un descenso del nivel del lago, estas especies incrementan su concentración hacia el Antropoceno (Israde et. al 2010).

El registro de diatomeas obtenido en las trincheras es escaso, lo que sugiere una intensa erosión que no permitió la preservación y estabilidad lacustre en la región del lago, como consecuencia, no hay desarrollo de flora.

En la trinchera de Buenavista, la flora de diatomeas está dominada por: *Cocconeis placentula*, *Gomphonema parvulum*, *Cymbella* spp., *Cyclotella meneghiniana*, *Anomoeoneis sphaeropora*, *Epithemia túrgida*, *Amphora ovalis*, *Campilodiscus clypeus* y *Surirella* spp., con *Eunotia* spp. como especie acompañante, sugiriendo el establecimiento de charcas someras en las zonas proximales del lago. Estas charcas poco profundas se caracterizaron por tener abundante vegetación acuática y presentar un pH de intermedio a bajo. Hay registros de *Campilodiscus clypeous* y *Surirella* spp que indican tendencias de alta concentración iónica en las charcas asociadas a planicies de inundación (Israde et. al 2010).

En las trincheras las diatomeas son muy escasas, muy afines con las del centro del lago de Cuitzeo, indicando una conexión estacional con la zona norte. Los frústulos de algunas diatomeas presentan evidencias de corrosión y retrabajamiento intenso, incluso en *Cymbella* que es un género con una valva robusta que normalmente se preserva en condiciones de alta energía fluvial y aluvial (Israde et al. 2010).

En conclusión los estudios en Lago de Cuitzeo sugieren la presencia de un lago de aguas dulces, alcalinas con constantes variaciones de profundidad, dos pequeñas fases húmedas se encuentren bien marcadas, durante el intervalo de ca. 42 ka a 40 ka a.P. y la segunda ca. 20 ka a 15 ka a.P., caracterizadas por *Stephanodiscus spp.* y *Aulacoseira spp.*, como taxas dominantes (Israde-Alcántara et al., 2002).

Entre 35 ka y 18 ka a.P las evidencias de diatomeas sugieren condiciones con tendencia a secas semejantes a las observadas en las cuencas de Zacapu, Chalco y Lerma, al occidente y al oriente del lago de Cuitzeo (Caballero y Ortega, 1998).

El Holoceno tardío está representado por diatomeas de aguas más concentradas en sales. La desaparición de *Botryococcus* e incremento de *Discostella meneghiniana*, evidencian un nivel del lago somero con un gran aporte de material sólido, aguas turbias y eutróficas condiciones que prevalecen actualmente. En el margen del lago se observan abundantes restos de partículas carbonizadas, cuyas proporciones más altas están ligadas a procesos de flujos piroclásticos y a algunos a incendios.

Existen otros proxys como el análisis polínico que utiliza los granos de polen preservaron en distintos depósitos naturales (sedimentos lacustres, musgos, turberas, etc.) para establecer una reconstrucción ambiental (Hunter, et al., 1988).

Un estudio paralelo en el sector oriente del lago de Cuitzeo, muestra a través del análisis palinológico de un núcleo de dos metros que (Bocanegra, 2010) en la transición Pleistoceno–Holoceno se registraron altos porcentajes de taxa de matorral indicando condiciones secas. Para el Holoceno temprano se presenta la disminución del matorral y aumento del bosque templado y en el Holoceno medio se encontró un evento importante de erosión, mientras que en el Holoceno tardío el clima es muy variable, ya que se presenta bosque templado húmedo y al iniciar el Holoceno terminal, pero se vuelve a presentar aumento de matorral que se atribuye a causas antropogénicas.

## **Estudios arqueomagnéticos y arqueológicos**

Son escasos los estudios arqueológicos y arqueomagnéticos realizados en el área de estudio, por lo que, solo se conoce de forma muy general el desarrollo cultural prehispánico de la cuenca del lago del Cuitzeo.

Durante el Formativo Tardío (500 a.C. - 0 d.C.), el complejo arqueológico más conocido en Michoacán es el de la tradición Chupícuaro, que se ha documentado en la cuenca media del río Lerma, en el sur de Guanajuato, en la cuenca del lago de Cuitzeo y en las inmediaciones de la ciudad de Morelia.

Las comunidades de Chupícuaro convivieron en el entorno de los ambientes lacustres, ubicando sus aldeas en islas entre los pantanos o a lo largo de las márgenes de los ríos; varios sitios Chupícuaro de este tipo en la cuenca del lago de Cuitzeo (Pollard, 1993).

Durante el periodo Clásico (250-950 d.C) el sitio de Tres Cerritos parece haber estado dentro de la influencia de Teotihuacán, ya que ha producido materiales cerámicos como el Anaranjado fino, así como máscaras de alabastro y otros artículos vinculados a ese sistema político del centro de México (Macías Goytia, 1989).

En el Postclásico Tardío (1200-1521 d.C), el sitio de Huandacareo floreció en la parte occidental de la cuenca; fue un importante centro administrativo Tarasco (Macías Goytia, 1990). Zinapecuaro y Araró, dos comunidades dentro del área de estudio fueron importantes centros religiosos para la cultura Tarasca.

Aguilar et. al en 2013 realizaron análisis de carbono-14 ( $^{14}\text{C}$ ) y estudios arqueomagnéticos a tiestos de cerámicas encontrados a escasos metros de la secuencia sedimentaria. El estudio no fue tan detallado y es por ellos que se realizó

este trabajo de tesis. Los autores dividen el registro sedimentario en tres unidades, la primera consiste en un depósito de arcillas rojas plásticas, seguida por una secuencia de carbonatos laminares con fragmentos de carbón vegetal, que vienen erosionados por un depósito masivo rico en carbón y cerámica prehispánica. Se obtuvieron 3 rangos de edad de radiocarbono convencional en el afloramiento:  $1580 \pm 40$  BP en la base,  $1510 \pm 40$  B.P en niveles intermedios y hacia la cima  $1490 \pm 40$  BP.

En cada uno de estos estratos datados, se tomaron muestras de fragmentos cerámicos para dataciones arqueomagnéticas. Estos tiestos con composición aparentemente diferente, obteniendo temporalidades para el Clásico Tardío.

## **OBJETIVO GENERAL**

Realizar un análisis estratigráfico, paleoambiental y arqueomagnético para definir el contexto ambiental y arqueológico en que se desarrollaron las comunidades prehispánicas del margen sur del lago de Cuitzeo.

## **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Realizar la estratigrafía detallada de la sucesión sedimentaria.
- Determinar y comparar los paleoambientes con base al registro de diatomeas y proxies magnéticos.
- Obtener la arqueointensidad de la cerámica para estimar el intervalo de tiempo de elaboración.
- Comparar las estimaciones de edades magnéticas y de radiocarbono en el contexto paleoambiental en el que vivieron las comunidades del sur del lago.

# MARCO TEÓRICO

## Introducción

Se tiene conocimiento que el interés de la humanidad por el magnetismo nació al observar la atracción que posee la magnetita sobre ciertos materiales y aunque no se conoce con precisión cuando se hicieron las primeras observaciones de este fenómeno, se tienen los primeros registros escritos realizados por filósofos griegos cerca del año 800 a.C. Posteriormente, hacia el año 300 a.C.; los Chinos describieron las propiedades de la magnetita y la emplearon para construir una brújula rudimentaria que consistía de un objeto en forma de cuchara la cual se balanceaba y rotaba sobre una superficie plana pulida. No es hasta el año 1000 d.C., cuando se desarrollaron las primeras brújulas a base de agujas pivotadas y suspendidas (Lowrie, 2007).

Para finales del siglo XII en toda Europa se creía que la brújula se alineaba con la estrella polar, sin embargo, en 1216 Roger Bacon cuestiona la universalidad de la dirección norte-sur de la aguja de la brújula y, tiempo después, fue demostrado que en realidad la alineación de la aguja es producida por una propiedad intrínseca de la Tierra (McElhinny et al., 2000).

El académico Pierre Pélerin de Maricourt, en 1269 escribió el primer tratado conocido sobre física experimental, en el cual describe algunas leyes de atracción magnética y define el concepto de polaridad por primera vez en Europa. Para el siglo XIV, los barcos de la marina británica fueron equipados con brújulas, las cuales fueron usadas en conjunto con métodos celestes para navegar y con el paso del tiempo se descubrió que la declinación cambiaba con la posición en el globo terrestre. Durante los siglos XV y XVI se estableció el primer patrón de variación de declinación alrededor del mundo. A finales del siglo XVI, Mercator reconoce que la declinación es la principal causa de error en la elaboración de los mapas de esa época (Lowrie, 2007).

En 1600 el científico inglés William Gilbert publicó *De Magnate*, que consistía en un tratado en el cual se plasmaban todos los conocimientos existentes hasta aquel momento sobre el magnetismo, incluyendo sus propios resultados producto de 17 años de investigación. Lo que Gilbert identificó fue que la Tierra por sí sola se comportaba como un gran imán.

El descubrimiento de que la declinación del Campo Magnético Terrestre (CMT) cambiaba con el tiempo fue hecho de manera formal por Henry Gellibrand, quien notó que en Inglaterra la declinación cambiaba aproximadamente  $7^\circ$  en 54 años, con estas observaciones dedujo lo que ahora es conocido como variación secular (Merrill et al., 1998).

A finales del siglo XVIII muchas características del CMT fueron descritas, en este tiempo por las grandes mentes de la física: Charles Augustin Coulomb, Alessandro Volta, Hans Christian Oersted, Jean-Baptiste Biot, Felix Savart, André Marie Ampère, Michel Faraday, Heinrich Lenz, Carl Friedrich Gauss y James Clerk Maxwell establecieron las bases para poder estudiar el magnetismo de manera cuantitativa e instauraron las relaciones entre las fuerzas eléctricas y magnéticas (Lowrie, 2007).

## **El campo magnético terrestre**

La Tierra es un sistema complejo, el cual puede estudiarse a través de una separación de varios componentes dinámicos, las cuales interaccionan y se correlacionan entre sí, una de estas variables dinámicas es el: Campo Magnético Terrestre (CMT), el cual envuelve la Tierra (Meloni, 2006).

Se ha propuesto que el origen del campo magnético se genera en la parte del interior de la Tierra, entre el núcleo interno y el núcleo externo, en donde las corrientes de convección juegan un rol importante. Siguiendo su análisis de esféricos armónicos del campo magnético Terrestre, en el siglo XIX Gauss pudo demostrar analíticamente que el origen del CMT se ubica en el interior de la Tierra, basado en la observación de la magnetización uniforme de toda la Tierra (McElhinny et al., 2000; Lanza y Meloni, 2006).

El interior de la Tierra tiene diferentes características como: cambios de densidad, de presión, temperatura, entre otras. Los estudios geofísicos permiten inferir que el núcleo de nuestro planeta se encuentra constituido por un núcleo interno sólido que está compuesto de hierro y níquel el cual está envuelto por un núcleo externo líquido a altas temperaturas y presiones.

Estas condiciones hacen posible que se generen procesos electrodinámicos que pueden asumirse como un conductor eléctrico, por el cual circula una corriente eléctrica, la combinación de estas características con el núcleo sólido de Fe producirían un campo magnético (Tauxe, 2005).

Para explicar el campo magnético producido en el interior de la Tierra, se ha propuesto la teoría del dinamo auto excitado, en donde, el núcleo externo líquido de la Tierra puede fungir como un conductor eléctrico, por donde circulan corrientes eléctricas y que envuelve al núcleo interno que es sólido, como resultado se genera un campo magnético.

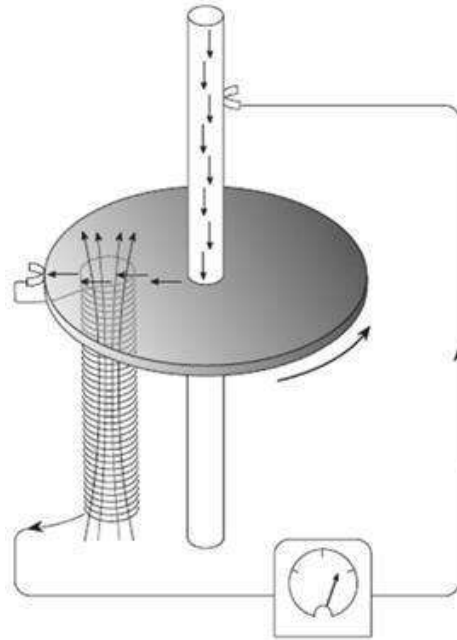
Para la descripción del campo magnético Terrestre, se establece un modelo dipolar sobre el eje de rotación y se coloca en el centro de la Tierra y se le conoce como el campo geomagnético dipolar (Merril et al., 1996; Tauxe, 2020).

El Campo Magnético Terrestre que se observan en la superficie de la Tierra, se describe mediante varias componentes: la componente principal, que es generada en el núcleo y las corticales, que resultan de su interacción con fenómenos externos, como el viento solar (Villalain, 2016).

El campo magnético de la Tierra  $\overrightarrow{B_{Tierra}}$  es el resultante de la suma vectorial del campo dipolar ( $\overrightarrow{B_o}$ ), campo residual ( $\overrightarrow{B_r}$ ), campo cortical ( $\overrightarrow{B_c}$ ) y al campo magnético externo ( $\overrightarrow{B_t}$ ) (Muñiz, 1997).

$$\overrightarrow{B_{Tierra}} = \overrightarrow{B_o} + \overrightarrow{B_r} + \overrightarrow{B_c} + \overrightarrow{B_t} \quad \text{Ec. 1}$$

El  $\overrightarrow{B_o}$  se genera en el núcleo externo líquido de la Tierra; El  $\overrightarrow{B_r}$  se produce por pequeños dipolos que se encuentran en el manto; El campo cortical  $\overrightarrow{B_c}$  o también conocido como campo de anomalías, es el que se produce en la corteza terrestre mientras que  $\overrightarrow{B_t}$ , se produce en el exterior de la Tierra principalmente por actividad solar (Muñiz, 1997). Un modelo de dínamo auto excitado de disco electromecánico simple es un símil del funcionamiento del CMT. En la (Fig.1) se pueden observar los elementos esenciales de un dínamo auto excitado.



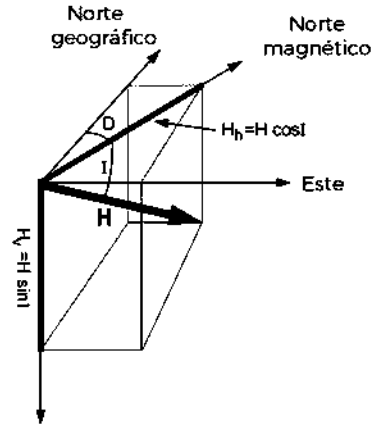
**Figura 1.** Dinamo auto excitado. El disco de cobre gira sobre el eje conductor eléctrico. Las flechas negras indican la dirección de la corriente eléctrica; el campo magnético generado por la bobina, se muestran con flechas finas. (Modificado de Butler,1992).

## **Paleomagnetismo**

El paleomagnetismo es una rama de la geofísica que se encarga de estudiar el comportamiento del antiguo campo magnético terrestre registrado en las rocas al momento de su formación. También analiza procesos geológicos relevantes ocurridos durante o con posterioridad (como el metamorfismo de una roca) (Butler,1992).

Fundamentalmente hablando, el CTM es un campo vectorial que puede descomponerse para su caracterización y puede ser interpretado en un punto sobre la superficie de la tierra como un vector, el cual está definido por los parámetros de declinación, inclinación e intensidad en donde: (1) la declinación (D) es el ángulo medido en grados entre la componente horizontal del campo magnético y norte geográfico, D puede tomar valores entre 0 y 360°; (2) la inclinación (I) es el ángulo medido en grados del vector total con respecto a la proyección en el plano

horizontal,  $I$  puede tomar valores entre  $-90^\circ$  a  $90^\circ$  y (3) la intensidad ( $F$ ) es la magnitud del vector total medido en Teslas (T) o microTelas ( $\mu T$ ). El campo magnético actual oscila entre 30 a 60  $\mu T$ .



**Figura 2.** Componentes para la descripción del CMT.

La dirección del CMT se representa de acuerdo con la Figura 2 donde, la componente vertical ( $H_v$ ) se define positiva en dirección del eje z, como:

$$H_v = H \sin I \text{ Ec.2}$$

La componente horizontal  $H_h$ , está dada por:

$$H_h = H \cos I \text{ Ec.3}$$

Las componentes norte (HN) y este (HE) se calculan como:

$$HN = H \cos I \cos D \text{ Ec.4}$$

$$HE = H \cos I \sin D \text{ Ec.5}$$

La  $I$  y  $D$  son los ángulos de la dirección del campo geomagnético. Si todas las

componentes son conocidas, se puede determinar la intensidad del campo magnético total como:

$$H = \sqrt{H_N^2 + H_E^2 + H_V^2} \text{ Ec.6}$$

## Modelo dipolar geocéntrico

El dipolo axial geocéntrico (GAD) se usa como marco de referencia para el paleomagnetismo, en donde se puede escribir las componentes vectoriales en términos de la latitud geográfica del sitio de estudio ( $\lambda$ ) y la distancia del centro ( $r_e$ ), en donde se ubicaría el dipolo, para este caso las ecuaciones anteriores se rescriben como:

$$H_h = \frac{M \cos \lambda}{r_e^3} \text{ Ec.7}$$

$$H_v = \frac{2M \sin \lambda}{r_e^3} \text{ Ec.8}$$

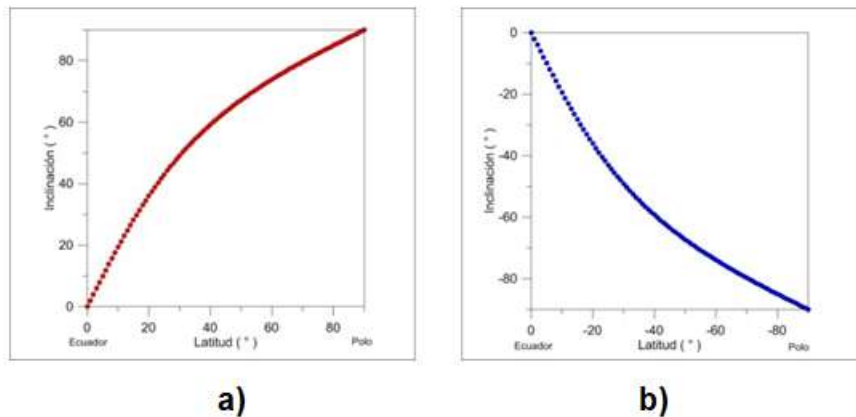
$$H = \frac{M}{r_e^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \lambda} \text{ Ec.9}$$

Donde, la latitud geográfica es  $\lambda$ ; el radio medio de la Tierra es  $r_e$ .

Por lo tanto, la inclinación del campo magnético se puede determinar cómo:

$$\tan I = \left( \frac{H_v}{H_h} \right) = \left( \frac{2 \sin \lambda}{\cos \lambda} \right) = 2 \tan \lambda \text{ Ec.10}$$

De esta forma, se encuentra una relación entre la inclinación con la latitud geográfica. La inclinación se considera positiva desde el hemisferio norte y con dirección hacia abajo, mientras que, para el hemisferio sur se considera hacia arriba y con dirección negativa (Fig. 3).



**Figura 3.** Relación entre la latitud y la inclinación para el hemisferio norte (a) y el hemisferio sur(b).

## Variación secular

El CMT sufre variaciones tanto espaciales como temporales. El cambio temporal del campo en escalas de tiempo, del orden de décadas a varios miles de años, se llama variación secular. Tanto la intensidad como la dirección del campo cambian debido a las variaciones de las componentes dipolares y no dipolares del campo y consecuentemente, estas variaciones son apreciables a nivel global, aunque también hay diferencias regionales significativas (Sternberg, 1990).

Los orígenes de la variación secular se dividen a grandes rasgos en dos contribuciones con periodicidades sobrepuestas: a) cambios en el campo no-

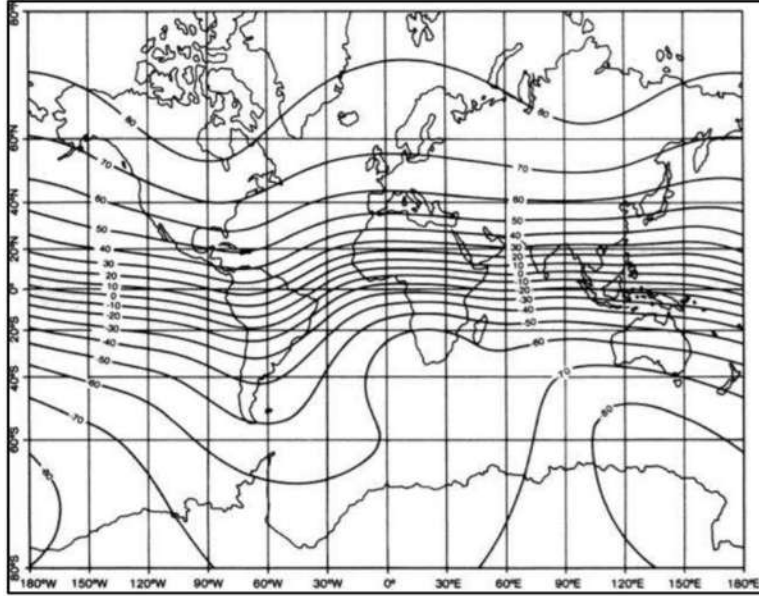
dipolar, dominando los períodos más cortos y 2) cambios en el campo dipolar con períodos largos. Los cambios en el campo no dipolar dominan periodicidades de menos de 3000 años (Butler, 1992).

Durante los últimos 200 años el eje del dipolo se ha mantenido en una inclinación constante de  $11^\circ$  a  $12^\circ$  con respecto al eje de rotación. En la figura 1.4 se ilustra el registro histórico de la variación secular en la dirección del campo geomagnético en el área de Greenwich, Inglaterra. Los patrones de la variación secular son similares en regiones subcontinentales, por ejemplo, el patrón de la variación secular observado en París es similar al de Londres, pero estos son muy distintos los de Centroamérica (Lowrie, 2007).

La distribución de la variación sobre la superficie de la Tierra puede ser representada por mapas de isoclinas de declinación, inclinación o intensidad, las cuales representan zonas con el mismo cambio anual de alguno de estos elementos del campo magnético. Dichos mapas muestran varias regiones en la Tierra en las que las líneas forman curvas cerradas alrededor de focos donde los cambios seculares son más rápidos (Fig.4).

Estos focos no son permanentes, se mueven en la superficie de la Tierra, crecen y decaen con tiempos de vida del orden de 100 años (McElhinny, et al., 2000). En escalas de tiempo más largas que las consideradas anteriormente se han observado cambios en la polaridad (polaridad reversa), durante las cuales el dipolo produce un cambio de  $180^\circ$  en la dirección del campo geomagnético en todos los puntos.

Dos formas de la variación secular aparecen en el registro histórico. El primero es la deriva hacia el oeste del campo no dipolar en un rango de cerca de  $0.2^\circ$  por año. El otro patrón predominante de variación secular es el decrecimiento casi lineal de cerca del 8% en el momento dipolar durante al menos 150 años (Sternberg, 1990).



**Figura 4.** Mapa de isolíneas de la inclinación magnética para 1980.

El estudio de las variaciones espaciales y temporales del CMT y su naturaleza se han mantenido como temas centrales de las investigaciones paleomagnéticas. La base de datos global de direcciones paleomagnéticas es mucho más completa que los datos disponibles de paleointensidades, lo cual dificulta el modelado total del campo vectorial (Conte – Fasano et al., 2006).

### **Susceptibilidad magnética**

Se define la susceptibilidad magnética como la capacidad que tiene un material de magnetizarse en la presencia de un campo magnético.

Los materiales pueden clasificarse de acuerdo con su comportamiento frente a un campo magnético en materiales diamagnéticos, paramagnéticos, ferromagnéticos, ferrimagnéticos y antiferromagnéticos (Soler-Arechalde, 2014).

Los materiales paramagnéticos se caracterizan por presentar una susceptibilidad magnética positiva, pero pequeña; la cual disminuye con la temperatura y proviene

de la existencia de dipolos magnéticos permanentes capaces de orientarse bajo la influencia de un campo externo. A temperaturas ordinarias las vibraciones térmicas en el sólido aseguran una orientación al azar de los dipolos, por lo que la magnetización media es cero, sin embargo, mientras mayor sea el campo magnético aplicado, mayor será el momento magnético neto por unidad de volumen (Soler-Arechalde, 2014). Dentro de los minerales paramagnéticos se incluyen muchos de los principales constituyentes de rocas: piroxenos, anfíboles, micas y minerales arcillosos.

El diamagnetismo surge de los momentos magnéticos negativos inducidos en todos los materiales por aplicación de un campo magnético externo, presenta una susceptibilidad negativa independiente de la temperatura. El momento diamagnético inducido es el mismo cualquiera que sea la orientación de la órbita con respecto al campo, es decir, las vibraciones térmicas no afectan a las susceptibilidades diamagnéticas (Soler-Arechalde, 2014).

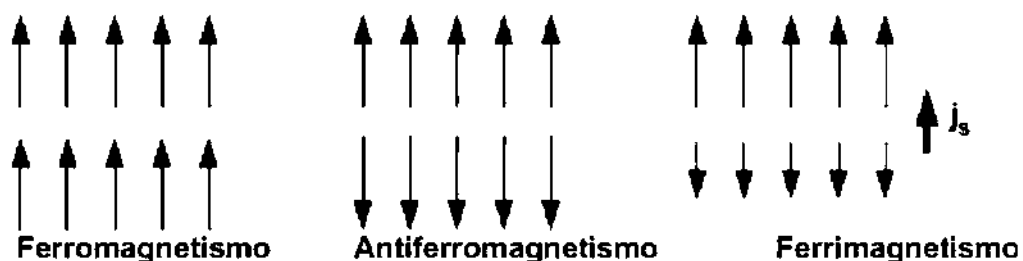
A esta categoría pertenecen algunos de los minerales más comunes, por ejemplo, la calcita y la dolomita dentro de los carbonatos, y el cuarzo y el feldespato de entre los silicatos. Su susceptibilidad está en el orden de  $-10 \mu\text{SI}$  (Lanza et al., 2006).

El efecto magnético que se observa con mayor ocurrencia es el ferromagnetismo y debe el nombre a su presencia en ciertos compuestos del hierro. Esta caracterizado por una susceptibilidad magnética positiva y fuerte. El valor de la susceptibilidad magnética depende del campo aplicado y también de la historia previa de la muestra. En la mayoría de los casos una muestra ferromagnética puede retener su magnetización aun en ausencia de un campo externo, esto debido a que la sustancia presenta una gran tendencia a desdoblarse en dominios (regiones en las que todos los dipolos están alineados) cada uno con una dirección de magnetización distinta, de tal forma que macroscópicamente resulta una magnetización cero.

Lo anterior es el sustento de los imanes permanentes. Los materiales ferromagnéticos presentan interacciones tan fuertes entre espines que les hacen alinearse paralelamente unos a otros (Soler-Arechalde, 2014).

En los materiales antiferromagnéticos unos espines son paralelos a la alineación del campo y otros en dirección contraria a la aplicación de este, donde del acoplamiento entre unos y otros momentos magnéticos resulta una magnetización casi nula. En estas sustancias la susceptibilidad magnética es relativamente baja a temperaturas por debajo del punto de Curie y aumenta conforme se acerca al punto de Curie del material en cuestión. La hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), los óxidos de manganeso, de hierro, cobalto y níquel presentan este comportamiento antiferromagnético (Soler-Arechalde, 2014).

Los materiales ferrimagnéticos cuentan con dos subredes de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente, pero de distinta magnitud, lo que da lugar a un momento resultante distinto de cero, incluso en ausencia de un campo externo. La magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) es el mineral ferrimagnético más importante en contribuir al magnetismo de las rocas (Fig.5) (Soler-Arechalde, 2014).



**Figura 5.** Acoplamiento de los espines de los electrones de acuerdo con el tipo de respuesta del material al magnético.

La aplicación de análisis de susceptibilidad magnética a sedimentos o perfiles de suelos, paleosuelos o de material parental permiten interpretar cambios ambientales

(cambios de drenaje, actividad bacteriana, contaminación, influencia del material parental, la topografía, sedimentos sometidos a fuego, entre otros) así como inferir los procesos y factores que intervinieron en la formación de las secuencias sedimentarias o pirogénicas (Bartel et al., 2005).

Se puede hacer una estimación de la composición mineral dependiendo de qué tan altos o bajos sean los valores de susceptibilidad y cuando la muestra así lo permita, se puede obtener información adicional como el origen de los materiales y las condiciones ambientales asociadas a la mineralogía (Dearing, 1994).

En muestras de suelo los minerales o cristales magnéticos pueden derivar de la roca parental, de procesos pedogenéticos o formarse como resultado de actividad antrópica (Kanu et al., 2014). La presencia de partículas superparamagnéticas (SP) en suelos se puede estimar por la diferencia existente entre Klf y Khf.

Si los valores son iguales no hay partículas SP, pero si los valores tienen una diferencia, hay presencia de partículas SP. A mayor diferencia mayor contenido.

Por tanto, los valores de  $\chi_{fd}\%$  pueden dar una estimación del contenido de partículas SP (Fig.6).

$\chi_{fd}$ (%)	Valor	Interpretación
Bajos $\chi_{fd}$ (%)	< 2.0%	Virtualmente no hay partículas SP
Medianos $\chi_{fd}$ (%)	2.0– 10.0 %	Mezcla de SP and granos grandes no SP o granos SP < 0.005 $\mu$ m
Altos $\chi_{fd}$ (%)	10.0 – 14.0%	Virtualmente todos (> 75%) granos SP
Muy altos $\chi_{fd}$ (%)	>14 %	Valores raros, mediciones erróneas, muestras débiles o contaminadas.

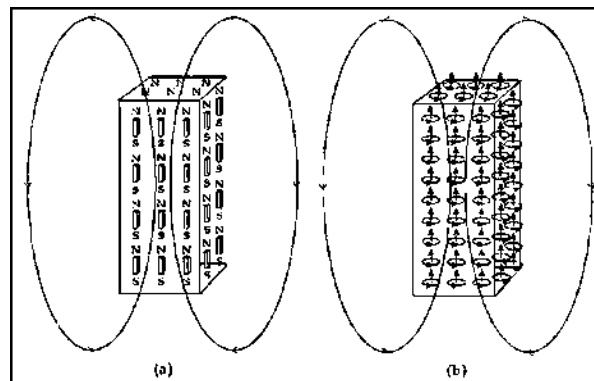
**Figura 6.** Contenido de partículas SP de una muestra de acuerdo con el valor de  $\chi_{fd}\%$  (Dearing, 1999).

## Magnetización

La magnetización de un material se produce debido a una alineación de dipolos pequeños (Figura 1.6a) o de corrientes equivalentes de las espiras (Fig. 7b) (Lowrie, 2007), por lo tanto, la intensidad magnética o magnetización  $J$  de un material es el momento dipolar magnético neto por unidad de volumen. Para calcular la magnetización de un volumen particular, la suma de vectores de los momentos magnéticos es dividida por el volumen que encierra estos momentos magnéticos.

$$J = \frac{\sum_i M_i}{\text{volumen}} \text{ Ec.11}$$

Donde  $M_i$  es la constituyente del campo magnético y la magnetización es medida en Am<sup>-1</sup> (Butler, 1992).



**Figura.7** Representación de la magnetización de un material a) desde la alineación de sus dipolos, b) con la corriente equivalente de las espiras que contiene. Fuente: Lowrie, 2007.

La magnetización de cualquier material esta generalmente compuesta por dos componentes: la magnetización remanente, la cual permanece en ausencia de un campo aplicado constituye el fenómeno conocido como ferromagnetismo; (Tauxe, 2003); y la magnetización inducida que desaparece en cuanto dicho campo se remueve.

## **Dominios magnéticos**

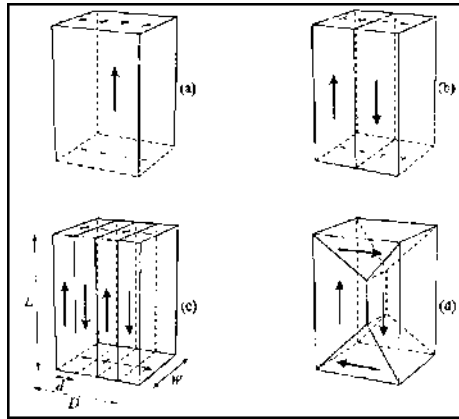
Los dominios magnéticos son pequeñas regiones que se encuentran en los materiales ferromagnéticos y pueden ser considerados como el enlace entre el mundo de los átomos (donde se generan fenómenos magnéticos elementales) y el mundo macroscópico de los cristales, por lo que pueden considerarse como los componentes que determinan las propiedades de una roca.

Un principio básico que permite comprender los dominios magnéticos es que las partículas ferromagnéticas poseen varias energías que controlan su magnetización y sin importar cuán simple o compleja sea la combinación de energías, el grano siempre busca la configuración de la magnetización que minimiza su energía total (Butler, 1992).

Los dominios son separados unos de otros por delgadas regiones (0.1  $\mu\text{m}$  de espesor) denominadas paredes de Bloch (Lowrie, 2007).

Mientras menor sea el tamaño del grano, menor será el número de dominios magnéticos. Llegando así a tener granos tan pequeños que la energía requerida para crear una pared de dominio es mayor que la disminución de la energía magnetostática resultante de dividir el grano en dos dominios, por lo que, para este tamaño de partículas, no es energéticamente favorable subdividir el grano en numerosos dominios quedando conformados por un único dominio, estos granos son referidos como de dominio simple (SD). (Butler, 1992).

Los granos SD son portadores de una fuerte magnetización ya que los momentos de todos sus spins son paralelos (Fig.8 a), además poseen una alta coercitividad y una susceptibilidad magnética relativamente baja, por lo que los granos SD tienden a ser portadores muy eficientes de la magnetización remanente (Lanza, 2006).



**Figura 8.** Subdivisión de un grano ferromagnético en dominios. a) Estructura de un grano de dominio sencillo, sus polos se encuentran ampliamente separados. b) Estructura con dos dominios, la separación de sus polos es menor. c) Estado de cuatro dominios, d) Estado de dos dominios de cierre formados a lo largo de la superficie del grano para minimizar la energía magnetostática. Fuente: McElhinny, 2000.

Cuando se tiene un grano de tamaño grande, la energía magnética asociada con su magnetización aumenta tanto que la magnetización no se puede mantenerse continua, por lo que, para reducir esta energía, se subdivide la magnetización en unidades más pequeñas, uniformemente magnetizadas, dando como resultado granos de dominio múltiple (MD), lo cual reduce a cero la magnetización al mismo tiempo que la energía magnetostática se reduce aproximadamente a la mitad. (fig.8 c y d).

Un gran grano MD puede contener muchas paredes de dominio fácilmente móviles, en consecuencia, es mucho más fácil cambiar la magnetización de un grano multidominio que de un grano de dominio único. Como resultado, los granos multidominio son portadores menos estables de magnetización remanente en comparación con los granos de un solo dominio (Lowrie, 2007).

El cambio de granos SD a MD ocurre parcialmente por medio de un estado denominado pseudo dominio sencillo (PSD), en el que el grano se subdivide en pocos dominios (Fig. 8 b). Para este caso lo que sucede es que la interacción entre las paredes y la superficie del grano limitan la capacidad de movimiento de las paredes por lo que las características magnéticas serán semejantes a las de los granos de SD. Estos granos son importantes para comprender la magnetización de rocas que contienen magnetita o titanomagnetita.

Las distribuciones granulométricas de muchas rocas ígneas y sedimentarias alcanzan un pico dentro del campo de PSD de magnetita, pero tienen solo un pequeño porcentaje de partículas dentro del campo de SD verdadero. En consecuencia, los granos de PSD pueden ser portadores importantes de paleomagnetismo (Butler, 1992).

## **Tipos de magnetización remanente**

**Magnetización Remanente Isotérmica:** La Magnetización Remanente Isotérmica (MRI) es una magnetización remanente adquirida sin la variación de temperatura (Jackson, 2007). Al exponer a una partícula a un gran campo magnético, esto permitirá que las partículas magnéticas cuya coercitividad están por debajo de ese campo muevan sus momentos magnéticos a una dirección con un ángulo más favorable al campo aplicado, dando como resultado una ganancia de remanencia en esta dirección (Tauxe, 2016). Una MRI es fácilmente producida en laboratorio y es utilizada para caracterizar a los minerales ferromagnéticos presentes en una roca (Lanza et al., 2006).

La MRI's de origen natural puede ser formada por rayos, los cuales han sido reconocidos como un mecanismo significativo para la sobreimpresión de remanencia natural, debido principalmente a los fuertes campos magnéticos que generan localmente (Jackson, 2007).

**Magnetización Termoremanente:** Es La remanencia adquirida por una roca durante el enfriamiento desde el punto de Curie (TC) a la temperatura ambiente. Al enfriarse desde una temperatura alta, la magnetización espontánea aparece y esto supone un equilibrio de la magnetización en presencia de un campo aplicado (McElhinny, et al., 2000).

Una mejor explicación es cuando la muestra se encuentra a temperaturas elevadas y desciende su temperatura hasta alcanzar la temperatura de bloqueo o temperatura de Curie, la muestra registra la magnetización inducida por un campo magnético externo que prevalece en ese momento, como ejemplo: la magnetización observada en rocas volcánicas y cerámicas son de este tipo.

**Magnetización Remanente Viscosa (VRM):** La magnetización remanente corresponde a un estado ordenado que dura con el tiempo ya que está limitado por barreras de energía, sin embargo, existe la probabilidad de que las barreras sean superadas, los dominios magnéticos cambien su disposición y por tanto, la magnetización cambia gradualmente con el tiempo. En el caso de las rocas, la nueva magnetización tiende a orientarse en la dirección que presenta en ese momento el campo magnético Terrestre, a este tipo de remagnetización se le conoce como Magnetización Remanente Viscosa (VRM) (Lanza et al., 2006).

**Magnetización Remanente Química (CRM):** Un mineral ferromagnético que se forma por debajo de su punto de Curie adquiere una Magnetización Remanente conocida como Química o de Cristalización (CRM). Los procesos que generan este tipo de magnetización pueden ser la nucleación y/o el crecimiento de una nueva fase ferromagnética, por ejemplo, tenemos la formación de un cementante de hematita en un sedimento o la alteración de una fase preexistente, como la oxidación de magnetita a hematita (Lanza et al., 2006).

**Magnetización Remanente Detrítica:** La magnetización remanente detrítica (MRD) se adquiere durante el proceso de sedimentación. En un medio acuoso y la presencia de un campo magnético externo, provoca que los granos magnéticos al precipitarse se van posicionando y orientando en la dirección del campo actuante.

**Magnetización Remanente Anhisterética:** La magnetización remanente anhisterética (ARM) se adquiere en presencia de dos campos magnéticos, un campo alterno y uno de campo directo, durante esta magnetización inducida, se orientan los momentos magnético-específicos de un mineral magnético, mientras que los otros se orientan de forma aleatoria.

## Temperatura de Curie

La temperatura de Curie ( $T_c$ ) es la temperatura a la cual un material pierde la capacidad de retener el magnetismo, es decir, cambia de una condición ferromagnética o ferrimagnética a una paramagnética. Por debajo de dicha temperatura los átomos interactúan de manera que sus momentos magnéticos se acoplan y actúan en forma colectiva en la dirección del campo magnético aplicado. La temperatura de Curie para la mayoría de las rocas es menor a los 600 °C y el punto análogo para los materiales antiferromagnéticos es el punto de Néel (Fig.9) (Soler-Arechalde, 2014).

Mineral	$T_c$ [°C]
Magnetita ( $Fe_3O_4$ )	575
Maghemita ( $Fe_3O_4$ )	590-675
Hematita ( $Fe_2O_4$ )	675
Goetita ( $FeOOH$ )	60-130
Greigita ( $Fe_3S_4$ )	330

**Figura 9.** Temperaturas de Curie de diferentes minerales magnéticos (Tomada de Pacheco, 2024).

## Arqueomagnetismo

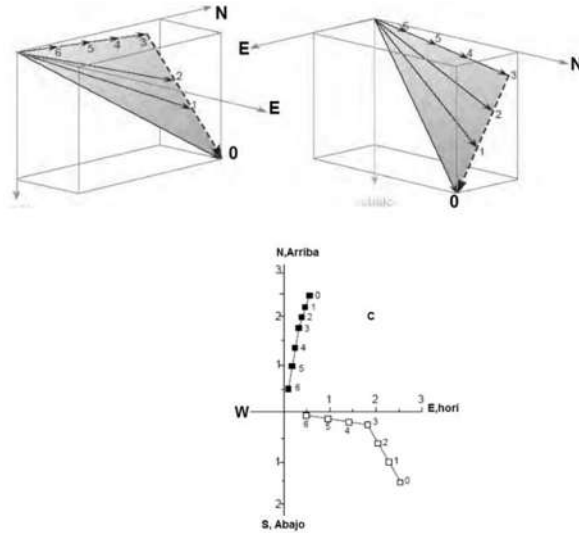
El arqueomagnetismo es una ciencia interdisciplinaria que conjuga dos ramas científicas: Las Ciencias de la Tierra (principalmente Geomagnetismo y Paleomagnetismo) y la Arqueología. Su objetivo es obtener la datación de artefactos arqueológicos mediante la variación espacio-temporal del Campo Magnético Terrestre (CMT), que permita establecer una datación más precisa, con la cual se pueda establecer un mejor contexto histórico del material arqueológico. Los materiales arqueológicos, como suelos o arcillas quemadas, presentan óxidos de hierro como la magnetita, hematita o maghemita. Estos materiales al ser expuestos a procesos de calentamientos intensos por encima de la temperatura de Curie de sus minerales portadores de la magnetización registran el CMT.

Este registro puede ser reescrito si el material nuevamente es expuesto a algún proceso de calentamiento intenso, por lo que el registro magnético puede estar asociado al momento de fabricación o último uso del artefacto arqueológico. (Carrancho et al. 2022).

Cuando los artefactos no han cambiado de posición desde la última adquisición de su magnetización son conocidas como muestras orientadas. Estas pueden ser sometidas a procesos de desmagnetización progresiva, por medio de temperatura o campos magnéticos alternos, en el que durante cada paso de desmagnetización se obtiene un vector de la magnetización restante de la muestra. Los diagramas ortogonales o de Zijderveld permiten observar las componentes del vector magnético mediante cambios en la dirección del vector magnético.

Los diagramas de Zijderveld DZ, combinan la intensidad y cambios en la dirección magnética de cada proceso de desmagnetización.

El punto final del vector de desmagnetización es proyectado como dos puntos en dos planos ortogonales, el plano horizontal y el vertical (fig.10).



**Figura 10.** Diagrama de Zijderveld DZ de un espécimen desmagnetizado en 6 pasos. (modificado de Butler,1992).

En el DZ de la (fig.10) la distancia al origen es proporcional a la intensidad, por lo que en el proceso de desmagnetización se formaran trayectorias sobre los dos planos de acuerdo con los cambios en declinación, inclinación e intensidad. Las proyecciones sobre el plano horizontal se representan comúnmente por puntos y sobre el plano vertical por cruces o círculos no rellenos.

## Determinación de arqueointensidad

La determinación de la arqueointensidad es un proceso más complejo debido a que los materiales adquieren únicamente una magnetización proporcional a la del CMT. Es decir, un material adquiere una magnetización  $M_{NMR}$  que es proporcional  $V_{ANC}$  al CMT del pasado  $B_{ANC}$  (Tauxe, 2010; García Redondo, 2023).

$$M_{NRM} = V_{ANC} B_{ANC} \text{ Ec.12}$$

Tauxe (2010) explica que en principio es posible determinar el valor del CMT antiguo debido a que los mecanismos de magnetización están relacionados linealmente. Por lo que sí a la muestra es expuesta a un campo magnético de laboratorio conocido ( $B_{LAB}$ ) adquirirá una magnetización ( $M_{LAB}$ ) que será proporcional ( $V_{LAB}$ ) al campo aplicado.

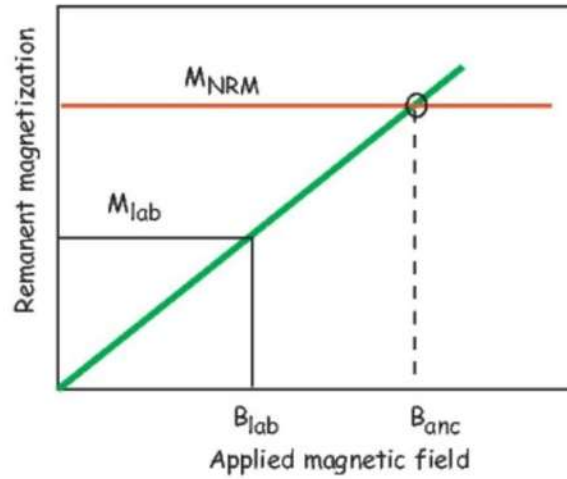
$$M_{LAB} = V_{LAB} B_{LAB} \text{ Ec.13}$$

Estas constantes de proporcionalidad  $V_{ANC}$  y  $V_{LAB}$  en principio son iguales por lo que combinando las ecuaciones 12 y 13 se observa que únicamente se necesita medir la  $M_{NMR}$  y la  $M_{LAB}$ .

$$M_{NMR} = V_{ANC} B_{ANC} \text{ Ec.14}$$

$$M_{LAB} = V_{LAB} B_{LAB} \text{ Ec.15}$$

$$V_{ANC} = V_{LAB} \rightarrow B_{ANC} = \frac{M_{NMR}}{M_{LAB}} B_{LAB} \text{ Ec.16}$$



**Figura 11.** Principios de la estimación de la arqueointensidad ( $B_{ANC}$ ). La  $M_{NMR}$  es proporcional al  $B_{ANC}$ . La línea verde representa la constante de proporcionalidad  $V$  que puede calcularse conociendo el  $B_{LAB}$  y la  $M_{LAB}$  lo que permite estimar el valor del  $B_{ANC}$  (Tomado de Tauxe ,2010).

## Diatomeas

La primera cita de una diatomea se realizó en 1709, describiéndola como algo que estaba adherido a la lenteja de agua (*Lemna sp*), compuesta por rectángulos oblongos y esquinas perfectas (Round,1990). En 1783 y 1786, se hacen descripciones en latín y se le asigna género y especie, clasificándolas en *Vibrio* y colocándolas con los dinoflagelados y amebas.

En 1844 Kützing en su monografía, considera las diatomeas como plantas. Entre 1844 y 1990 las investigaciones sobre las diatomeas incrementaron debido a la mejora de los microscopios ópticos, y para el siglo XX aparecen monografías de Grunow y Cleve que incluyen un gran número de géneros de diatomeas. A mediados de siglo XX, se reflejó la importancia de las diatomeas como bioindicadores en trabajos de limnología, por la relación que presenta su crecimiento con condiciones biológicas, ambientales, factores físicos-químicos donde se desarrollan.

Las diatomeas son algas silíceas microscópicas unicelulares que pertenecen a la división Chrysophyta, en la cual se encuentra la clase Bacillariophyceae (diatomeas). Son las más numerosas de toda la división Chrysophyta. Actualmente se cuenta con alrededor de 20,000 especies (Gasse, 1980, Albert et al, ,2018).

Las diatomeas colonizan gran cantidad de ambientes, es suficiente un cuerpo de agua con cierta cantidad de sílice y en general todo tipo de ambientes húmedos. Ellas habitan en medios con aguas dulces, salobres y marinas, y muchas de ellas están especializadas y adaptadas a hábitats como suelos húmedos, ambientes gélidos y pantanos. Otras son las pelágicas y libres flotantes, las hay también adheridas a plantas acuáticas, estas últimas son de las más comunes, además de las especies centrales que generalmente son formas planctónicas etc.

Algunas de ellas están especializadas en uno o más hábitats de acuerdo a las condiciones físico-químicas ya sea de salinidad, temperatura, pH, nutrientes, luz,

contenido de materia orgánica entre otros. Debido a que sedimentan generalmente in situ aportan un excelente registro bioestratigráfico y paleoecológico sea en ambientes marinos como en ambientes lacustres. Su principal aportación en los ambientes fósiles es que son excelentes indicadores de la química del agua y pueden ser usadas para demostrar los cambios de salinidad, alcalinidad y pH, así como los cambios de la composición aniónica como en la energía de las corrientes.

Estos atributos son usados por paleoecologistas en estudios de eutroficación, acidificación, cambios en el nivel de lagos actuales o ya secos y especialmente en investigaciones paleolimnológicas del Cuaternario que permiten reconstruir el pasado para poder realizar previsiones hacia el futuro, con base al comportamiento del registro sedimentario en núcleos extraídos tanto de medios marinos como de medios lacustres (Israde et al., 1999).

Sus aplicaciones son muy variadas tanto en medicina legal como excelentes insecticidas ecológicos, en la industria farmacéutica, en la industria de filtración en general y como soporte de pinturas, entre otros. Ha sido también utilizada para entender contextos de modo de vida de las comunidades prehistóricas en numerosos sitios del mundo (Albert et al., 2018).

## **Morfología y Estructura**

Son organismos unicelulares o coloniales, presentan una pared silíceo, compuesta de dos valvas que embonan como si fuesen una caja de petri. Se diferencian de las otras crisófitas, ya que sus células vegetativas son diploides y no haploides.

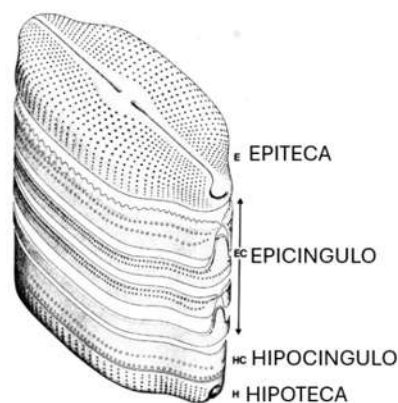
La célula perteneciente a esta clase tiene una vacuola central y uno o más cloroplastos de diversas formas, estos contienen clorofilas a y c, beta-caroteno y alfa caroteno, fucoxantina, neofucoxantina, diatoxantina y diadinoxantina.

Pocas son las especies que carecen de cloroplastos y viven como saprofitas.

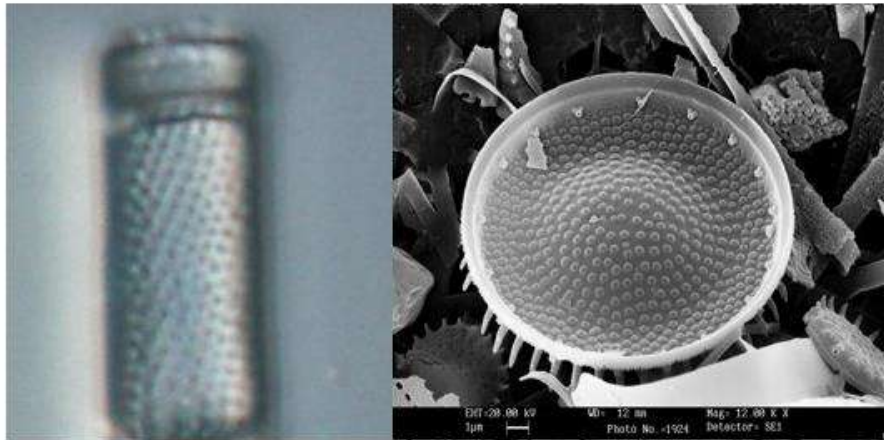
Las reservas alimenticias son principalmente grasas y a menudo crisolaminaria. Su pared celular es muy compleja, la mitad externa de las dos mitades embonadas de la pared se llama epiteca y la interna hipoteca. Cada mitad presenta una placa convexa llamada valva, banda de conexión o cíngulo.

Desde el punto de vista morfológico las diatomeas se dividen en dos categorías:

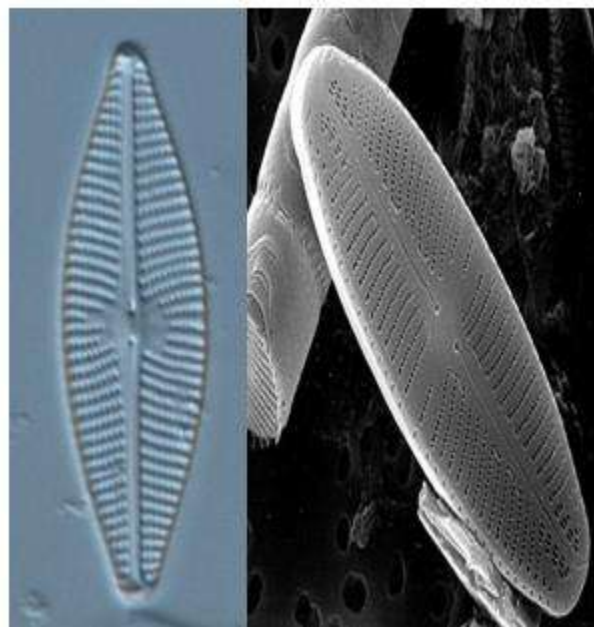
- a) Centrales: valvas con un patrón concéntrico, con simetría radial; cloroplastos por lo regular numerosos, células vegetativas inmóviles, oógamas donde los gametos masculinos flagelados, resaltan por su número las formas marinas.
- b) Pennales: valvas con un patrón de simetría bilateral, bipartidas longitudinalmente, con uno o dos cloroplastos, células vegetativas con frecuencia móviles, isogámicas o anisogámicas; los gametos no son flagelados, abundantes en aguas dulces y menos frecuentes en aguas marinas.



**Figura 12.** Planos que componen una frústula. Conexión de las valvas por angostos cinturones llamados epiteca (superior), hipoteca (inferior) y cinturones conectivos (epicingulo e hipocingulo) Tomada de Round (1990).



**Figura 13.** Diatomeas centrales vistas al microscopio óptico y microscopio electrónico. Tomada de Round (1990).



**Figura 14.** Diatomeas pennales vistas al microscopio óptico y microscopio electrónico. Tomada de round (1990).

## **Dataciones por radiocarbono**

El  $^{14}\text{C}$  es un isótopo de carbono débilmente radioactivo; también se conoce como radiocarbono y es un cronómetro isotópico. La datación por radiocarbono solamente se puede aplicar a materiales orgánicos y a algunos materiales inorgánicos. El recuento proporcional de gas, el recuento de centelleo líquido y la espectrometría de masas con aceleradores son los tres principales métodos de datación por radiocarbono.

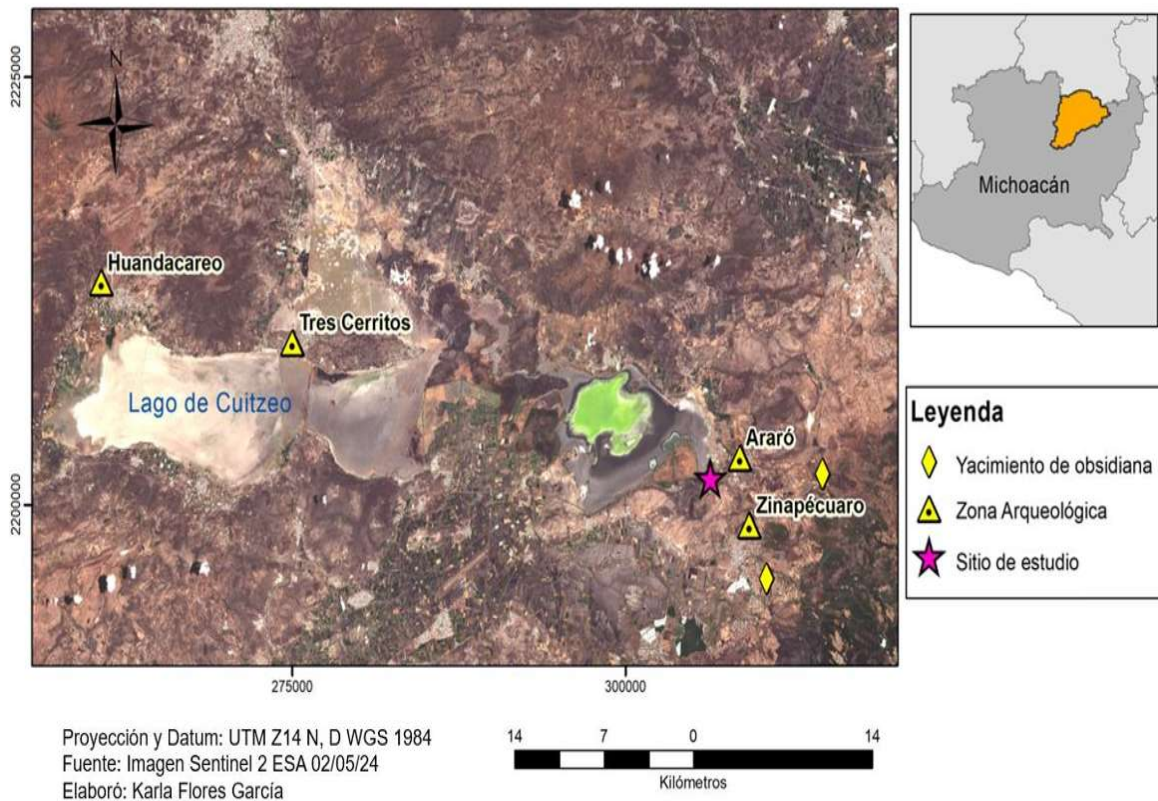
El impacto que ha tenido esta técnica en el hombre moderno la ha convertido en uno de los descubrimientos más significativos del siglo XX. En la arqueología y otras ciencias, se utiliza la datación por radiocarbono para probar o refutar teorías. Con los años, la datación por  $^{14}\text{C}$  también ha encontrado aplicaciones en geología, hidrología, geofísica, ciencia atmosférica, oceanografía, paleo-climatología, arqueología e incluso en biomédica (Hernández Pérez, 2019).

Uno de los principios básicos de la técnica de datación por radiocarbono es comprender que el radiocarbono o  $^{14}\text{C}$ , es un isótopo del elemento carbono que es inestable y débilmente radioactivo, en comparación con los isótopos de  $^{12}\text{C}$  y el  $^{13}\text{C}$  que son estables. El  $^{14}\text{C}$  se forma continuamente en la atmósfera superior por el efecto de los neutrones de rayos cósmicos sobre los átomos de nitrógeno-14, oxidándose rápidamente en el aire para formar dióxido de carbono y entrar en el ciclo global del carbono (Casado, 2019).

Las plantas y los animales asimilan el  $^{14}\text{C}$  a partir del dióxido de carbono durante toda su vida. Cuando mueren, dejan de intercambiar carbono con la biósfera y su contenido de  $^{14}\text{C}$  empieza a disminuir a una tasa determinada por la ley del decaimiento radioactivo. La datación por radiocarbono es, básicamente, un método diseñado para medir la radioactividad residual.

# ÁREA DE ESTUDIO

El lago de Cuitzeo se localiza entre los paralelos 19°53'15" y 20°04'30" de latitud norte y los meridianos 100°50'20" y 101°19'30" de longitud oeste, en los límites de los estados de Michoacán y Guanajuato, a una altitud aproximada de 1,830 msnm. Se encuentra dentro de la porción central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), el cual es un arco magmático continental relacionado con la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Demets y Stein, 1990; Ferrari, 2000; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).



**Figura 15.** Modelo digital de terreno. Mapa de localización del sitio.

La cuenca del lago de Cuitzeo es una cuenca cerrada de 4,000 km<sup>2</sup> que comenzó a desarrollarse en el Mioceno Medio ( $\leq 12$  Ma) debido a estructuras tectónicas regionales de E-O y vulcanismo (Israde Alcántara; Garduño Monroy, 1999; Garduño Monroy et al., 2009). Esta cuenca se presenta en un régimen tectónico extensional con orientación N-O (Suter et al., 2001), donde el espesor de la corteza es de 35 km (Urrutia Fucugauchi y Flores Ruiz, 1996).

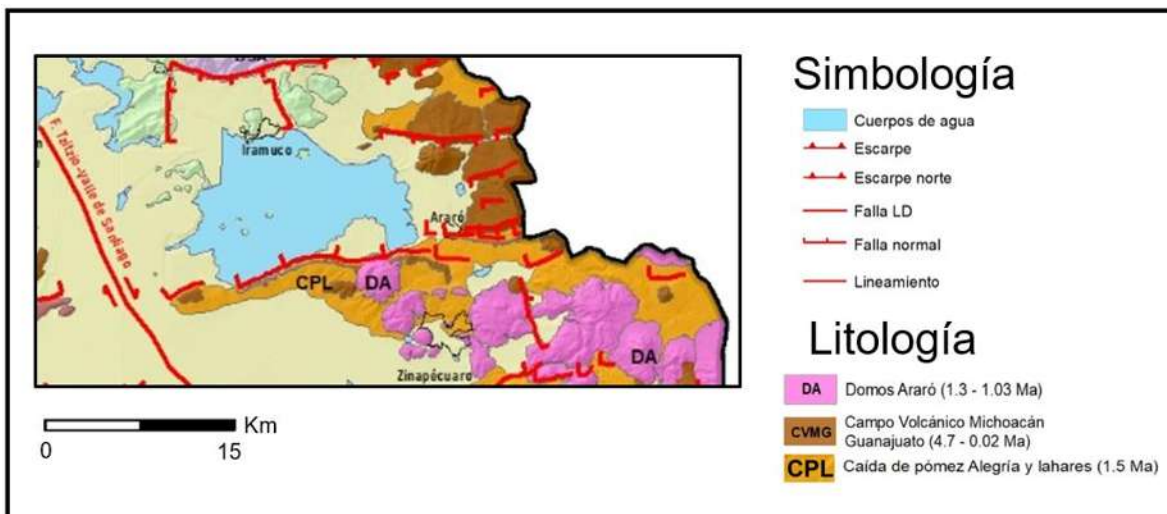
Gómez-Vasconcelos *et al.* (2020) indican que la actividad volcánica en la cuenca inicio en el Mioceno Temprano y se ha mantenido hasta la actualidad, debido a esto es que se tienen más de 50 estructuras volcánicas con una amplia variedad de formas, que incluyen: conos de escoria, domos de lava, pequeños volcanes en escudo y flujos de lava fisúrales. Aquí, los volcanes coinciden espacialmente con tres sistemas de fallas activas regionales, la falla principal de uno de estos sistemas es la falla Tzitzio Valle de Santiago con rumbo NNO, que es una estructura cortical importante con un conjunto de fallas dextral en échelon con rumbo NNO y buzamiento en el ENE.

La falla Tzitzio Valle de Santiago secciona en dos partes al lago de Cuitzeo en: graben y semi graben de Cuitzeo. Tanto el graben como el semi graben tienen una orientación de 85° y están limitados por fallas normales con orientación ENE. Por otro lado, el graben de Cuitzeo en el lado Este de la cuenca, es una depresión tectónica de 20 km de ancho x 20 km de largo que alberga el lago de Cuitzeo y el paleo lago. Hacia el oeste, la cuenca se convierte en un semi graben de 35 km de largo x 30 km de ancho que muestra fallas lítrica normales con buzamiento al NNO (Israde-Alcantara et al., 2010).

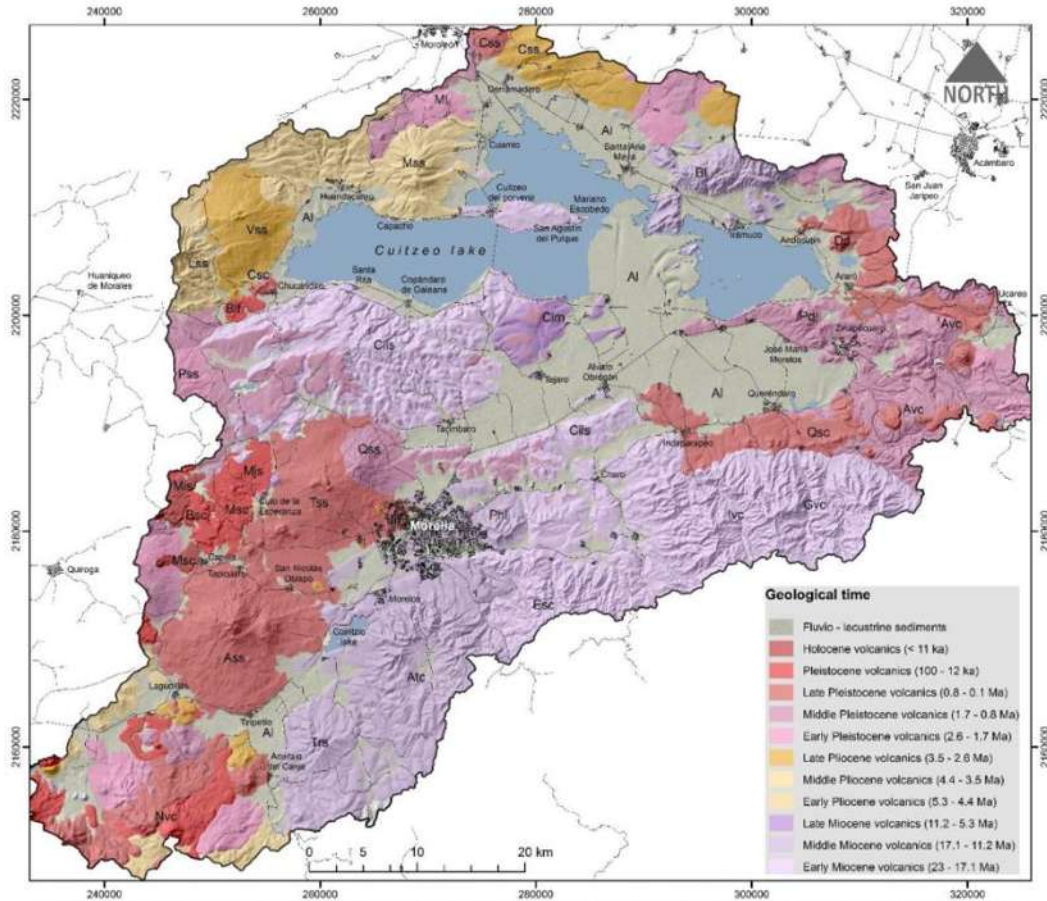
## Geología

La cuenca del lago de Cuitzeo está comprendida por una serie de lomeríos alargados que se encuentran limitados por fallas con dirección este- oeste, las cuales corresponden a bloques de depósitos de rocas volcánicas fracturadas, estas se encuentran conformadas por las siguientes secuencias:

- Secuencia andesítica de Cuitzeo
- Secuencia andesítica y andesítica alterada de la caldera de Atècuaro
- Secuencia andesítica del Mioceno-Plioceno
- Secuencia piroclástica y andesítica de La Escalera
- Secuencia de Charo del Mioceno-Plioceno
- Secuencia del lago histórico de Cuitzeo
- Secuencia piroclástica de Cuitzeo
- Secuencia piroclástica de la caldera de Atècuaro
- Secuencia volcánica andesítica de Mil Cumbres-Cuitzeo



**Figura 16.** Mapa geológico de la parte sureste del lago de Cuitzeo. (Tomado de Israde et al., en elaboración).



**Figura 17.** Mapa geológico del lago de Cuitzeo (Tomado de Gómez-Vasconcelos, 2021).

Las anteriores secuencias delimitan la región norte y sur del lago, también se encuentran unidades de flujos piroclásticos de tonalidad rosa mejor conocida como la “Cantera rosa de Morelia”, estos flujos piroclásticos están subyaciendo por secuencias de materiales terrígenos de origen lacustre o fluvio-lacustre (secuencia de Charo) que se formaron durante el Mioceno-Pleistoceno. Este grupo de fallas provocaron un hundimiento hacia el norte, lo que ocasionó que las lomas de rocas volcánicas y las secuencias lacustres se encuentren inclinadas hacia el sur (Israde-Alcantara y Garduño -Monroy 1999).

En Morelia se encuentra una falla geológica meridional denominada “La Paloma” la cual es una estructura que va desde el sur del lago de Pátzcuaro hasta la región de Acambay en el estado de México, esta falla es de tipo normal y presenta un hundimiento hacia la dirección norte de 200 m, la importancia de esta falla es debido a que generó la formación de las depresiones lacustres en Maravatío y Cuitzeo y se encuentra asociado con el vulcanismo tipo Paricutín de la zona sur de Cuitzeo.

Esta estructura es el límite de 2 dominios geológicos que fueron definidos por (Garduño Monroy et al., 2010) definidos en la zona: el Dominio de la sierra de mil cumbres del Oligoceno-Mioceno y el Dominio del Cinturón Volcánico Mexicano del Pliocuatnario los cuales se describen a continuación:

**El dominio de la sierra de Mil Cumbres:** Se puede observar al sur de la cuenca de Cuitzeo, esta secuencia está conformada de rocas volcánicas y por estructuras de estrato volcanes constituidos de andesitas, dacitas y riolitas, las cuales dieron origen a estructuras de calderas que al mismo tiempo conformaron los flujos piroclásticos riolíticos de la antes mencionada “cantera rosa de Morelia”.

Las fallas y su morfología actual definen una elevación de tipo Horts que se encuentra delimitada al sur por la falla La Escalera, la cual proporciona una vista hacia la conocida “Tierra Caliente” y, por otro lado, con dirección al norte la falla La Paloma que produjo la depresión de Morelia. Estas fallas forman parte del sistema Este-Oeste Morelia-Acambay, las secuencias de este tipo se ven representados en bloques basculados e inclinados hacia el sur de Tarímbaro-Copándaro, Álvaro obregón y el norte de Morelia.

**Dominio del Cinturón Volcánico Mexicano (CVTM):** Pertenciente al Pliocuatnario, se encuentra representada al norte por la falla La Paloma, en el que se diferencian morfologías asociadas a la geodinámica del (CVTM) de las que se pueden distinguir 4 zonas morfológicas:

**1.-Zona de lomeríos bajos y valles.** En esta zona afloran los lomeríos bajos que se encuentran conformados por bloques basculados compuestos de andesitas e ignimbritas de la sierra de Mil Cumbres del Mioceno medio superior, donde resaltan los bloques de Tarímbaro-Copándaro junto con un fuerte fallamiento Noreste-Suroeste. Las secuencias volcánicas que se presentan en la zona de Charo se encuentran subyaciendo por aproximadamente 40 m de depósitos fluvio-lacustres del Mioceno-Pleistoceno. Dentro de esta secuencia (secuencia de Charo) se han encontrado restos de équidos, proboscidios, roedores, camellos, entre otros (Carranza Castañeda, 1976).

Un estudio sucesivo, contempla 8 millones de años de historia ambiental donde se detecta un lago extenso que abarcaba desde Morelia hasta Indaparapeo. Este lago viene cerrado hace dos millones de años por actividad de las fallas que basculan y recorren el lago hacia el norte en su posición actual.

**2.- Valles y Planicies:** Se encuentran ocupadas por secuencias lacustres y fluvio-lacustres de hasta 100 m de espesor. Algunos estudios gravimétricos y de geología del subsuelo indican que existen cerca de más de 500 m de depósitos terrígenos de este tipo. Como se mencionó anteriormente la depresión del lago tiene dos estilos, que se representan como un semigraben y un graben; ambos separados por la falla Tzitzio-Valle de Santiago.

**3.-Vulcanismo del CVTM:** El afloramiento del vulcanismo del CVTM se destaca al oeste y norte del lago de Cuitzeo, así como al oeste de Morelia en el que se pueden observar los volcanes semiescudo de El Aguila y Quinceo-Las Tetillas, los cuales están constituidos por alternancias de productos efusivos y explosivos producidos por un ciclo eruptivo. En su morfología se pueden observar pendientes muy suaves y con bases de más de 10 km; le sobreyacen la formación de conos paracitos derivados de una actividad tipo estromboliana que dio origen a las tetillas, en él se pueden apreciar rocas tipo andesítico basálticas. También se puede observar el vulcanismo monogenético del Corredor Tarasco que se caracteriza por morfologías

más bajas, pero con pequeñas elevaciones y que se componen de domos: conos cineríticos, conos de lava y derrames.

Sobre la cuenca se destacan los pequeños conos de Queréndaro que se originaron hace 700 mil años aproximadamente. Del mismo modo se puede observar hacia el poniente el vulcanismo de Càpula perteneciente al Holoceno. La actividad volcánica en la parte sur concluye con una emisión de pómez, la cual termina con el paleo lago de charo y con lavas pertenecientes del Quinceo-Las Tetillas. El conjunto de estos productos se encuentra interdigitalizados o sobreyaciendo con las secuencias lacustres y fluvio lacustres del Pleistoceno-Holoceno del lago de Cuitzeo.

**4.- Productos volcánicos de la caldera de los Azufres:** El oriente del lago de Cuitzeo está conformada por domos andesíticos, domo dacíticos y riolíticos, flujos piroclásticos y volcanes del Pleistoceno-Holoceno, los cuales se pueden agrupar en 6 unidades que se describen a continuación:

- Unidad 1: Esta unidad está constituida por una secuencia andesítica alterada y altamente fracturada, forma parte de la sierra Mil Cumbres formada en el Mioceno, su espesor es indefinible, aunque se cuentan con estudios de pozos geotérmicos en los que se ha llegado a perforar hasta 2000 m de profundidad sin haber llegado a su base.
- Unidad 2: Se puede apreciar en la sierra de Santa Inés, se encuentra formada por productos piroclásticos e ignimbritas y tiene una edad de 4 millones de años.

- Unidad 3: Está constituida por domos riolíticos de aproximadamente 1 millón de años, se ubica en la región de Ucareo y Zinapécuaro, donde se pueden observar depósitos de obsidiana y flujos piroclásticos. También son conocidos como los domos de Agua Fría.
- Unidad 4: Se encuentra formada por domos dacíticos y vulcanismo monogenético producido hace 700 mil años, que dio origen a los volcanes El Mozo y San Andrés.

Unidad 5: Unidad conformada por domos riolíticos de la Hierbabuena de 300 mil años.

- Unidad 6: Durante el Pleistoceno-Holoceno se reactiva la actividad volcánica, emitiendo productos piroclásticos con eventuales inyecciones de obsidiana que se observan en los productos piroclásticos y epiclásticos (materiales volcánicos retrabajados) que están intercalados con las secuencias terrígenas de la cuenca de Cuitzeo incluido el material detrítico del interior del lago.

## **Estratigrafía**

Cuitzeo ha sido estudiado a detalle desde el Mioceno hasta el Reciente por (Israde-Alcantara y Garduño-monroy, 1999; Israde-Alcántara et al., 2002) quienes describen un núcleo de 27 metros de longitud (Fig. 20) obtenido en el centro del lago, con un registro cronológico que incluye un tercio del núcleo y su fechamiento más antiguo se sitúa a los 42,000 años A.P; estimando una edad en la base del núcleo de 120,000 años. También se presenta un hiatus entre los 8000 y 17000 años que demuestra condiciones de erosión importantes que interrumpen el registro biológico y terrígeno.

(Israde-Alcantara et. al.,2002), definieron que el núcleo está constituido por una serie de sedimentos color gris a gris verdoso, de textura suave, en los que sobresalen las arcillas plásticas, sobreyaciendo limos y limos arenosos que se intercalan con diatomitas y cenizas volcánicas, así como episodios de influencia volcánica y depósitos epiclásticos (Fig.19).

Los sedimentos extraídos se subdividen en 3 tres fases lacustres que en su mayoría son separados por la ausencia de diatomeas e incremento de material terrígeno y que se describen a continuación:

### **Primera fase**

**De 27.30 m a 22.60 m (después de 100,000 años a.p):** Litológicamente la base está conformada por arcillas de color negro, seguido por niveles epiclásticos, sobreyaciendole material limo arcilloso con contenido abundante de ostrácodos, gasterópodos y diatomeas, llegando a la cima con material limo-arenoso de color verdoso.

**De 22.60 m a 21.30 m (ca. 90,000 años a.p):** Se caracteriza por material arcilloso rico en diatomeas, seguido por un nivel de erosión y sobreyaciendole material epiclástico.

**De 21.30 m a 11.60 m (entre 90,000 a ca. 50,000 años a.p):** Este intervalo se determina por limos arcillosos e intercalaciones de limos arenosos con presencia de gasterópodos y ostrácodos, continuando con material limo arcilloso sin contenido de diatomeas, seguido por niveles de ceniza volcánica retrabajada.

## **Segunda fase**

**De 11.60 m a 8.30 m (ca. 50,000 años a.p a ca. 41,000 a.p):** Esta fase se caracteriza por diferentes facies litológicas, con arcillas finas, continuando con limos arcillosos, seguido de arcillas limosas observando horizontes oxidados indicando posibles periodos de emersión, y le sobreyacen niveles de material limo arenoso en la cima.

**De 8.30 m a 6.90 m (ca. 35,000 años a.p):** Sucesivo de la anterior zona, se reconoce otro nivel con ausencia de diatomeas, dominado por sedimentos epiclásticos que llegan a formar espesores en la base de 60 cm, seguido por sedimentos limo-arenosos.

**De 6.90 m a 5.40 m (ca. 30,000 años a.p):** Está constituido por arcillas finas y con contribuciones de diatomeas, seguido de un nivel con material retrabajado e intercalaciones de ceniza volcánica.

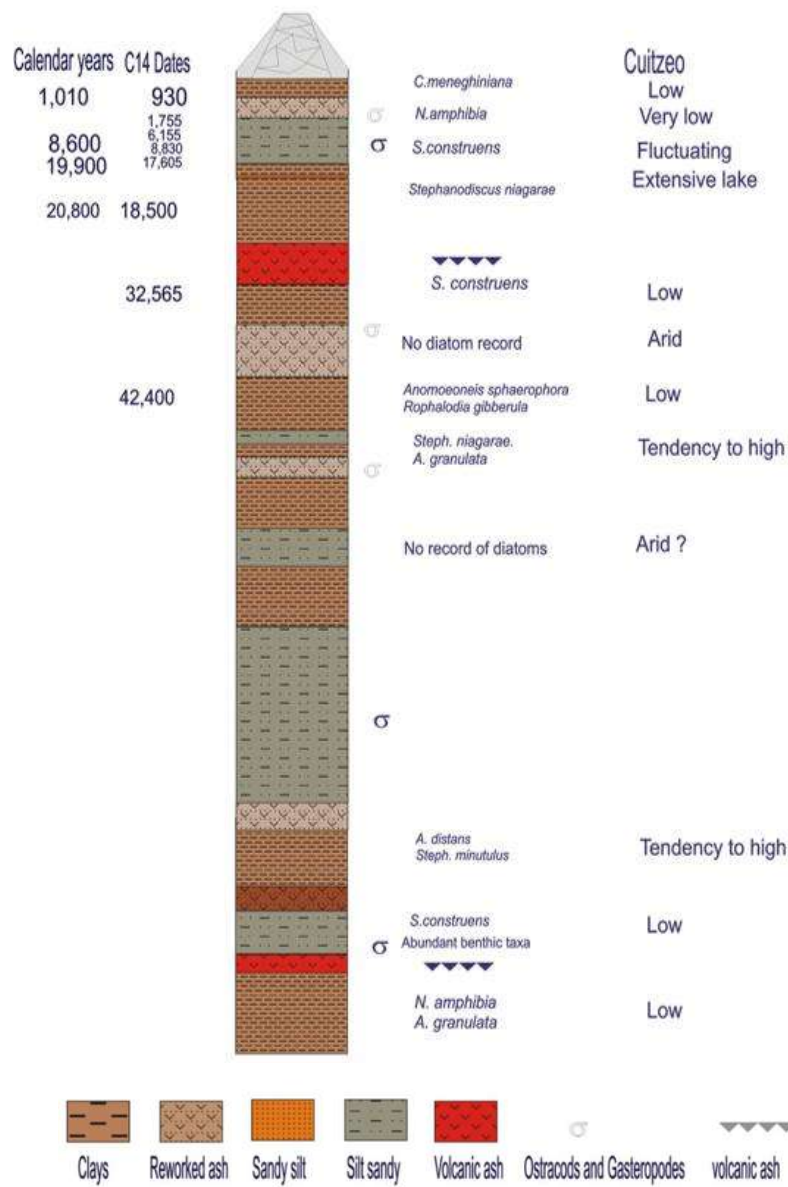
**De 5.40 m a 4.70 m (ca. 25,000 años a.p):** Se caracteriza por la interrupción de la depositación de diatomeas ocasionado por una actividad volcánica que se ve reflejada en la secuencia lacustre con un depósito de ceniza volcánica de 70 cm de espesor.

**De 4.10 m a 2.60 m (ca. 20,000 a ca. 18,500 a.p):** Se destaca por estructuras laminares constituidas por arcillas de color negro, siendo muy plástica hacia la cima. Se manifiesta nuevamente la presencia de diatomeas.

## **Tercera Fase**

**De 2.60 m a 0 m (ca. 17,605 años a.p al reciente):** Se constituye de arcillas seguido de limos arcillosos y material epiclástico, figurando gasterópodos, ostrácodos y diatomeas. Considerando las tasas de sedimentación en la parte sobreyacente y

subyacente de este lapso se observa una anomalía en el patrón de la sedimentación lo que infiere un importante hiatus, que se puede asociar con la nula observación de suelos o niveles oxidados, lo que sugiere que no hubo una emersión en el fondo del lago.



**Figura 18.** Estratigrafía del núcleo extraído en el lago de Cuitzeo. (Tomada de Israde et. al 2002).

Estudios posteriores realizados por (Israde et. al.,2012) a un núcleo extraído del depocentro del lago de Cuitzeo, discuten la estratigrafía de los intervalos de 4 m a 2 m de profundidad (Fig.21) del núcleo que se detallan a continuación:

**De 4.00 m a 3.78 m:** Se encuentra cubierto por una fina capa de epiclástica (sedimento volcánico retrabajado) de 22 cm de espesor.

**De 3.78 m a 3.40 m:** Se caracteriza por material limo arcilloso, laminándose en la parte superior y con abundantes restos de gasterópodos.

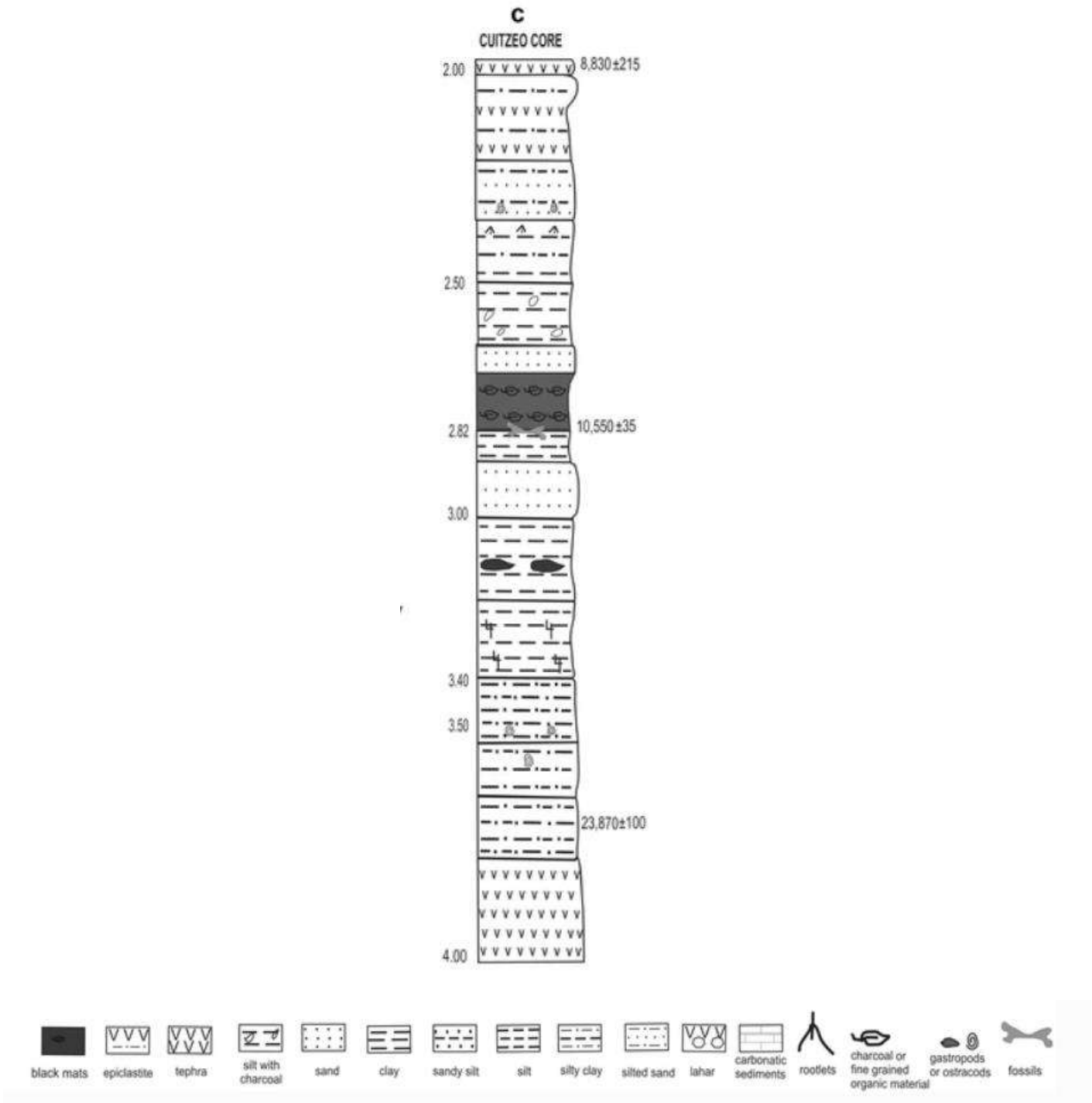
**De 3.40 m a 3.03 m:** Este estrato está conformado por laminas finas de arcilla color negra, recubierta por una arcilla limosa de 17 cm de espesor.

**De 3.03 m a 2.90 m:** La arcilla limosa presente cambia a arena fina de color oscuro, con clastos de feldespato, halloysita y montmorillonita.

**De 2.90 m a 2.85 m:** Está compuesta de arcilla plástica marrón, con abundancia de materia orgánica y de clastos de arcilla color beige de tamaño milimétrico acompañado de vetas blancas. Le sobreyace a este estrato arena fina con una textura madura.

**De 2.85 m a 2.50 m:** Este estrato se compone de arcilla negra masiva con capas de arena fina gris intercalado. También se encuentran fragmentos de macrocarbón vegetal que se vuelven mucho más abundantes. El número de macropartículas de carbón vegetal alcanza una abundancia de  $8 \times 10^4$  por kg de sedimento, así como una abundancia máxima de microesférulas a 2055 msphs por kg.

**De 2.50 m y 2.00 m:** Consiste en una arcilla verde grisácea que se vuelve más finamente laminada y orgánica hacia la parte superior. Arenas limosas cubiertas por material volcánico retrabajado le sobreyacen a este estrato.



**Figura 19.** Estratigrafía del núcleo de Cuitzeo de 4.00 a 2.00 m. (Tomado de Israde et. al 2012).

## CONTEXTO ARQUEOLÓGICO

La arqueología estudia a las sociedades humanas, sus transformaciones a través del tiempo y su influencia sobre el medio. Reconstruye la información funcional, cronológica y espacial para obtener una explicación coherente del comportamiento de una sociedad en un determinado momento de su historia, e inicia con un estudio regional del sitio, la prospección y una excavación estratigráfica para establecer una correlación entre la cronología, el análisis de los materiales, dataciones y niveles de ocupación.

En una excavación donde se hacen correlaciones horizontales de varios contextos, el principio básico es el de la asociación: los utensilios y los deshechos cercanos entre sí y ubicados dentro de espacios concretos tienen significados funcionales específicos. Algunos contextos que el arqueólogo puede reconocer mediante una excavación minuciosa y un registro acertado son, por ejemplo, zonas de molienda y de consumo de alimentos, talleres y sectores de destazamiento de fauna, canales, entierros, ofrendas, basureros, etc. [Manzanilla y Barba, 1995].

El occidente de México es la subárea de Mesoamérica de la que se tiene menos información sobre la historia cultural prehispánica. Sin embargo, recientes investigaciones han demostrado que el occidente de México fue un espacio cultural de gran importancia en la época prehispánica, cuyo papel en la historia cultural de Mesoamérica apenas empieza a entenderse.

El occidente ocupa varias zonas geológicas como: partes de la mesa central y norte, eje Neovolcánico, Sierra Madre Occidental y de las tierras bajas del Pacífico. Los antiguos habitantes de este territorio ocupaban los actuales estados de Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán y partes de Guanajuato y Guerrero. Los vestigios más antiguos han sido encontrados, principalmente, en asentamientos aislados de Michoacán y Jalisco, que se remontan hasta el 1800 a.C (West, 1964).

En este capítulo se mostrarán los sitios arqueológicos que se han reportado para los periodos Clásico-epiclásico relacionados con el área de estudio y regiones cercanas como el Bajío, Jalisco y Guerrero.

## Cuenca de Pátzcuaro

Esta cuenca tuvo una larga ocupación desde principios de nuestra era hasta la conquista. Las investigaciones conducidas por Helen Pollard, reportan asentamientos de la fase Loma Alta en Jarácuaro, Pareo, Urichu y Erongarícuaro, mediante tipos cerámicos encontrados en estos sitios que son los mismos encontrados en Zacapu y que estableció Patricia Carot para la fase Loma Alta: los policromos finos de los grupos Agropecuaria, Tres Palos y Loma Alta Pulido, y los monocromos, Zacapu Café y Zacapu Rojo (Fig 20.). El análisis en la cerámica reveló que la loza era local. Otras de las evidencias que se encontró en Pátzcuaro al igual que en Zacapu son los bajareques quemados y la construcción de una plataforma con patio hundido. Además de la presencia de cerámica estucada estilo “Cherán”, Anaranjado Delgado y navajillas de obsidiana verde, proveniente de la Sierra de las Navajas.



**Figura 20.** Cerámica de Pátzcuaro en la fase Loma Alta. A) Agropecuaria B) Tres Palos C) Loma Alta Pulido D) Zacapu Café. (Tomado de Pollard 2007).

También en Urichu, debajo del área residencial se descubrió una tumba sellada en la que se encontraron 10 entierros y 87 objetos ofrendados entre ellos: concha marina, turquesa, hematita, navajillas prismáticas y cerámica policroma que muy probable fue importada de Jalisco o Zacatecas (Pollard, 1996; 2004; 2005; 2015). Asimismo, se reportó evidencia de una ocupación en Loma Alta en Tzintzuntzan, basada en la presencia de tipos cerámicos como Agropecuaria y Tres Palos en los rellenos del Posclásico Tardío (Carot, 2001, Pollard, 2004).

Estudios arqueomagnéticos recientes realizados a un piso quemado y una muestra de cerámica excavados en la base oriental de la Yácata 3 de Tzintzuntzan fueron fechadas para el Epiclásico, entre el 800-950 d.C. (Morales et al. 2011, 2012).

Al suroeste del lado de Pátzcuaro también se reportan sitios para el Epiclásico como: Tócuaro, La Carcacha y Cerro Chendanas, que podrían pertenecer a los de Urichu y Jarácuaro. Hay evidencia de que en la cuenca de Pátzcuaro hubo una serie de sequías durante el Epiclásico y Posclásico temprano (750-1000 d.C.), lo que pudo haber reducido el nivel del lago entre cuatro y cinco metros (Méndez et al. 1997, 2002). Al suroeste de Urichu, se encontraron lo que pudieron ser campos de cultivo antiguos, con evidencia de riego y de posibles “campos levantados” o “chinampas”, lo que indica que la agricultura aumentó drásticamente, mientras que los recursos lacustres se vieron reducidos. Cambios similares se han sugerido para la cuenca de Zacapu (Pollard, 1996).

<b>PERIODO</b>	<b>FASES LOCALES</b>
Posclásico Tardío	<b>Tariácuri</b> (1350-1525 d.C)
Posclásico Medio	<b>Urichu Tardío</b> (1000/1100-1350 d.C)
Posclásico Temprano	<b>Urichu Temprano</b> (9900-1000/1100 d.C)
Epiclásico	<b>Lupe-La Joya</b> (600/700-900 d.C)
Clásico	<b>Loma Alta III</b> (250/350-550/600 d.C)
	<b>Loma Alta II</b> (0-250/350 d.C)
Preclásico Tardío	<b>Loma Alta I</b> (100 a.C/0)

**Tabla 1.** Fases de la cuenca de Pátzcuaro (Modificada de Pollard, 2004).

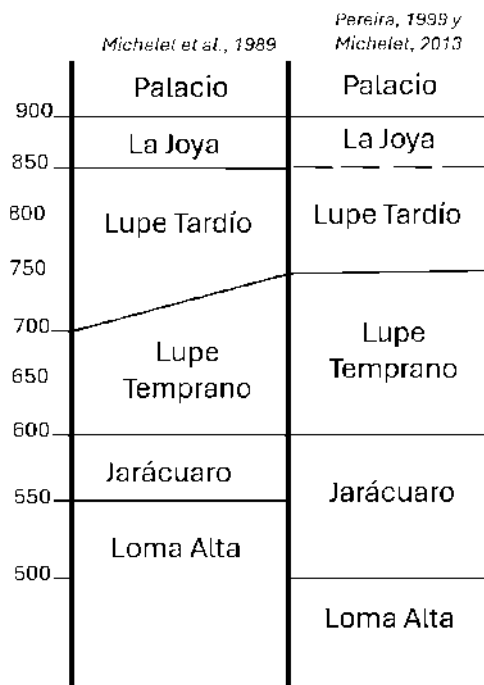
## Cuenca de Zacapu

La cuenca de Zacapu es una de las más estudiadas en el occidente de México y tuvo una secuencia ocupacional extensa desde el Preclásico Terminal hasta el Postclásico. Durante el Clásico-Epiclásico la cuenca fue habitada por las Lomas, que comprenden los sitios de Loma Alta, El Moral, Jarácuaro y Guadalupe (Fig.1.2), siendo en las Lomas donde se logró determinar dos fases ocupacionales: Loma Alta (100 a.C.- 550 d. C.), dividida en tres etapas:

- Loma Alta I (100 a.C.-0)
- Loma Alta II (0-250/350 d.C.)
- Loma Alta III (250/350-550/600 d.C)

Además de una interfase de transición Jarácuaro (550-600 d.C.), y la fase Lupe (600-850 d.C.), (Arnauld et al, 1993; Carot, 2001). La interfase La Joya (850-900 d.C.) que marca la transición de la fase Lupe a la fase El Palacio (900- 1200 d.C.) y fase Milpilllas (1200-1500 d.C.), son importantes para otras zonas de la cuenca de Zacapu, pero que no están presentes en la Lomas, a excepción de la última, que se logró identificar una pequeña ocupación esporádica en Loma Alta. Además, se establecieron varios complejos cerámicos que identifican a cada una de las fases (Fig.22) (Arnauld et al, 1993; Carot, 2001; Michelet, 2013).

La tradición Loma Alta se caracteriza por una cerámica policroma de muy alta calidad y un verdadero lenguaje iconográfico de símbolos y mensajes. Se han registrado 40 motivos pictóricos geométricos, antropomorfos, y zoomorfos, que al parecer estos motivos tienen raíz en la cerámica Chupícuaro y Morales (Carot, 2005).



**Figura 21.** Cronología de Zacapu. Modificado de (Michelet, 2013).

A continuación, se describirán las fases de Loma Alta:

Fase Loma Alta 1 (100 a.C.- 0): Marca el inicio de la construcción de la loma y el origen del complejo cerámico Loma Alta. Los tipos cerámicos más predominantes son: Loma Grande Molcajete Agropecuaria Blanco/Rojo, Agropecuaria Tricromo Negro Negativo y Urumbécuaro Rojo Mate, y con menos frecuencia Loma Alta Pulido (Arnauld et al, 1993; Carot, 2001).

Fase Loma Alta 2 (0-350 d.C.): Se distingue por el apogeo del complejo Loma Alta, caracterizado por una cerámica policroma decorada con una abundante representación iconográfica. En esta etapa aparecen nuevos tipos Tres Palos Rojo/Crema y Negativo, el Tres Palos Tricromo y los Loma Alta Incisos, Rayados y Acanalados. Los Agropecuarios siguen apareciendo al principio de la etapa, pero al final desaparecen (Arnauld et al, 1993; Carot, 2001).

Fase Loma Alta 3 y fase Jarácuaro (350-600 d.C.). Es la etapa final de la fase, los tipos Tricromos el Agropecuaria y Tres Palos desaparecen al inicio de esta, excepto el Tres Palos Rojo/Crema y Negativo, que sigue apareciendo en casi toda la secuencia.

Los monocromos negruzcos y café del grupo Loma Alta son muy numerosos. Loma Alta Incisos, Rayado y Acanalado aumentan su presencia, y aparecen nuevos tipos como el Zacapu Café y Zacapu Rojo que son toscos (Arnauld et al, 1993; Carot, 2001).

Interfase Jarácuaro (550-600 d.C.). Se estableció que hay un periodo de transición gracias a las excavaciones realizadas en la loma de Jarácuaro. Los decorados característicos de la fase Loma Alta, prácticamente desaparecen. Los monocromos negruzcos y cafés de pasta fina aumentan su densidad en casi todos los niveles. Hay una evolución en los incisos, rayados y acanalados y aparecen los Ciénega Rojo y Joya Rojo, característicos de la fase Lupe (Arnauld et al, 1993).

Fase y Complejo Lupe (600-850 d.C.). El nombre de esta fase de lo da el sitio Guadalupe, donde la cerámica fina y elaborada disminuye notablemente. La cerámica que predomina son los monocromos finos o finos/medianos y las ollas sencillas de tamaño medio con engobe rojo. También aparecen nuevos grupos cerámicos como: el Grupo Lupe, Grupo Ciénega, Grupo Carupo y Grupo la Joya.

Estos grupos están divididos en tipos:

- Lupe Pulido: Pulido menos regular y de otro color, comparado al Loma Alta Pulido.
- Lupe Incisos: Corresponde al tipo anterior, pero con decoración incisa ligera en los bordes exteriores

- Lupe Acanalado/Punzonado: Son cazuelas similares al Lupe Pulido pero con decoración en forma de acanaladuras lineales angostas y poco ondas.
- Lupe Cucharas: Cucharas con mango más o menos plano de pasta fina y superficie natural
- Ciénega Rojo: Cuencos punzonados con engobe rojo
- Ciénega Rojo y Negro Negativo: Copas con pedestal decoradas con un motivo ondulante sobre un eje horizontal al interior y al exterior
- Carupo Rojo: Cuencos trípodes o de base anular con engobe rojo
- Carupo Rojo y Negro Negativo: Muy a fines al Ciénega Rojo y Negro Negativo
- La Joya Rojo: Una pasta menos fina y un rojo más oscuro respecto a los tipos anteriores descritos. Tiene huellas “de palillo” en la superficie como evidencia del pulido.

Hay vestigios que el inicio de la ocupación fue en Loma Alta 3 (Pereira: 1997). Aunque hay transformaciones en la cerámica de un complejo a otro, se muestra una continuidad desde la fase final de Loma Alta hasta principios de Posclásico, lo que nos indica una permanencia cultural regional (Arnauld et al, 1993, Michelet, 2013).

Adicionalmente se encontraron 2 tipos de cerámicas con una presencia abundante y considerada “foránea” en la fase Loma Alta. Más de 56 tiestos con el Anaranjado Delgado, que plantea la posibilidad de una interacción con Teotihuacan o con la región de Tlaxcala- Puebla; y el otro con menos densidad pero más antiguo, el tipo Morales Rojo sobre Negro, característico de la fase Morales en Guanajuato (Carot, 2001).

Gracias a estas investigaciones la tradición Loma Alta ha sido reconocida en otros sitios como: la cuenca de Pátzcuaro, Cuitzeo (Queréndaro, Zinapécuaro, Huandacareo, Tres Cerritos, Loma Santa María), Ario de Rosales, y recientes investigaciones revelaron que también en Tingambato (Carot, 2013; Pollard, 2007; Punzo Díaz et al., 2016; García, 2017; Castañón Suárez et al., 2017).

## Cuenca de Cuitzeo

La cuenca de Cuitzeo cuenta con evidencia (Fig.22) de una ocupación de inicios del preclásico (500 a.C- 300 d.C) hasta la conquista. En el Preclásico Terminal y el Clásico existe muy poca evidencia, sin embargo, en el Epiclásico (600-900 d.C) hay un aumento en los asentamientos y en los tipos cerámicos.



**Figura 22.** Cerámica Chupícuaro (Tomado de Filini, 2004).

En la cuenca existen 79 sitios reportados de los cuales solo 19 tienen estructuras y plazas (Pulido Méndez et al, 1995). Este incremento en el número de sitios y aparentemente de población que inicio en el Clásico Medio y que terminó en el Epiclásico, demuestra un control estratificado, sistemático y organizado de los recursos.

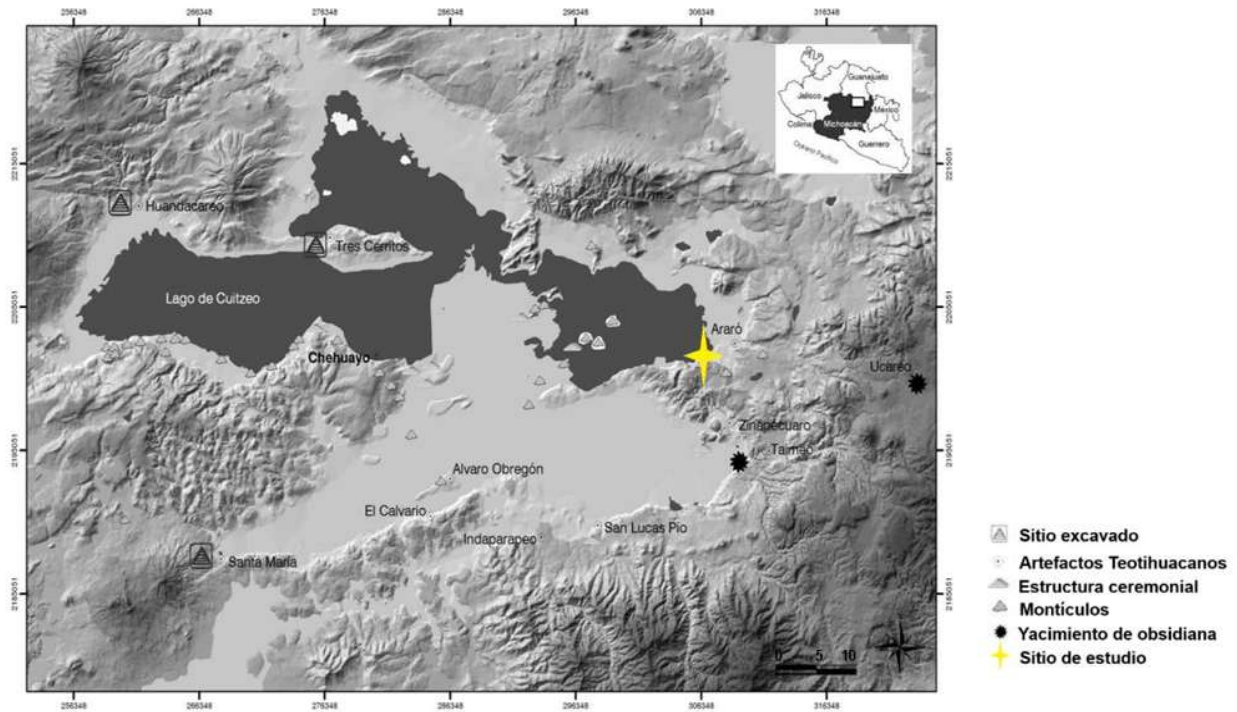
La distribución espacial de los sitios mayores pudo ser probablemente determinada por el acceso a las fuentes de obsidiana de Zinapécuaro y Ucareo, las cuales fueron explotadas durante los periodos Preclásico y Epiclásico, como lo demuestra los artefactos hechos con esa obsidiana en diversas regiones de Mesoamérica (Fig.23) (Healan, 1997; Filini, 2004).



**Figura 23.** Navaja de obsidiana encontrada al borde sur del lago de Cuitzeo.

Entre los sitios más importantes están: Tres Cerritos, Huandacareo, Loma Santa María, Cuitzeo y Piedra Grande. Sin embargo, solo Tres Cerritos, Huandacareo y Loma Santa María (Fig.24) han sido excavados y en todos ellos han encontrado elementos relacionados con Teotihuacán como: la cerámica Anaranjado Delgado, la iconografía en la cerámica estucada, obsidiana verde y el sistema constructivo talud-tablero.

Estas evidencias teotihuacanas en la cuenca se consideran del periodo Epiclásico, aunque no se tiene fechamientos absolutos que lo afirmen, es muy probable que estos artefactos no llegaran directamente de Teotihuacán a la cuenca de Cuitzeo, si no que fueron transportados por el Bajío o el valle de Toluca (Filini,2004).



**Figura 24.** Mapa cultural de la cuenca del lago de Cuitzeo. (Modificado de Filini, 2013).

Al sur del lago de Cuitzeo se realizó un estudio a una serie de vasijas procedentes de la región de Queréndaro en el que se logró identificar un complejo local denominado Cuitzeo o “Tradición Queréndaro”, donde la principal característica de este complejo es la cerámica estucada conocida como “Cherán” y la decoración al negativo y otros tipos locales como: los monocromos utilitarios, Anaranjado, Negro (pulido e inciso), Café, Café Claro, Café Claro Incisos Rojo y Gris; los policromos, Rojo Sobre Bayo, Rojo Sobre Bayo con Negativo, Rojo Pulido y Rojo con Negro sobre Anaranjado Estucado (Molina et al, 1974; Carot, 2013, Filini, 2004, 2007).

Algunos investigadores han considerado que la cerámica estucada y pintada al seco, es imitación de la cerámica pseudocloisonné de Teotihuacán, y ha sido identificada en diferentes sitios con varios nombres como: “Cherán” por Holien (1977), “Queréndaro” por Molina et al (1974) y de manera más genérica al fresco o pseudocloisoneé. Pero se ha demostrado que la cerámica de “Tradición Queréndaro” es diferente a la de Teotihuacán (Filini, 2014).

La cerámica de Queréndaro tiene una técnica decorativa que consiste en una o varias capas de arcilla sobre engobe, después se trazan los motivos para posteriormente “recortarlos”. El juego entre el contraste de las capas subyacentes hace que los motivos resalten. Esta técnica presenta colores decorativos como el rojo, rosado, amarillo, azul-verde y blanco (Molina et al., 1974).

Análisis PIXE y de difracción de rayos X realizados por (Filini et al., 2007) han demostrado que la manufactura es local, pero que tuvo una distribución amplia. Esta técnica decorativa es muy característica del Occidente y Norte de México para el Clásico-Epiclásico. En el centro de Jalisco, la región de Bolaños y la Cultura Chalchihuites también tiene una presencia importante. Al parecer la técnica tuvo una distribución por todas estas regiones, ya que se han identificado algunas variantes (Cabrero G, 2012). La presencia en Tingambato de esta técnica se relaciona más con la cuenca de Zacapu (Punzo Díaz et al., 2016; García García, 2017; Castañón Suárez et al., 2017).

En la región de Zinapécuaro y Ucareo los sitios que han sido reportados estuvieron relacionados con sitios de Querétaro, el Bajío y cuenca de Zacapu. Existe evidencia del complejo Mixtlán (100-400 d.C) de Guanajuato, el Tres Palos y Agropecuaria de Zacapu, el Anaranjado Delgado, sellos y figurillas de estilo Teotihuacano muy semejantes a las encontradas en Zacapu y Loma de Santa María.

La cerámica estilo “Cheran” presente en Zinapécuaro se encuentra en los estratos profundos y medios. Por lo tanto, la evidencia más temprana de esta técnica decorativa data de inicios de nuestra era, coexistiendo muy probablemente con el complejo Chupícuaro en el periodo Clásico, donde la presencia de este estilo y el negativo aumenta y aparecen los esgrafiados (Moedano, 1993).

En la ciudad de Morelia en el sitio de Loma Santa María, también se encontró evidencia de cerámica Anaranjado Delgado, el tipo Queréndaro, navajillas prismáticas de obsidiana verde igual a la reportada en el lago de Cuitzeo.

Además, juego de pelota, patio hundido y talud-tablero (Cárdenas, 1999). Se considera que el 98% de la cerámica descubierta es de producción local, sin embargo, no se hallaron talleres de cerámica. Manzanilla (1984) sugiere que el sitio estuvo relacionado con grupos de Apatzingán y Colima.

En la parte oriental de la cuenta de Cuitzeo existen depósitos naturales de sal y manantiales termales con un alto contenido mineral, en este mismo lugar se encuentra Araró un pueblo que ha sido famoso por la alta calidad de su sal desde el siglo XVI. A principios del período colonial se estaba pagando sal de Araró como tributo y además se estaba transportando a otras partes de México, para usarse en las minas de plata o para el consumo humano.

La fuente conocida como Anónimo de Visitas o “Manuscrito 2800” de la Biblioteca Nacional de Madrid menciona lo siguiente: “Araró. hay una laguna en que ay mucho pescado y hay salinas de sal. Zinapécuaro. Este pueblo son dos cabeceras. Dan de tributo quinientas hanegas de maíz y treinta cargas de sal.” (Escobar, 1984).

La búsqueda arqueológica en el sitio de salinas de Araró mostro la existencia de grandes sitios arqueológicos como Tierras blancas que fue una gran plataforma prehispánica, con grandes muros de retención y bastantes cimientos visibles en la superficie, así como un numeroso material de cerámica y obsidiana, esta área se encuentra sobre un promontorio natural limitado a un lado por una barranca y fue estratégica para controlar el acceso a la zona de salinas.

Existe otra región que se ubica en una ladera frente a las salinas, Simirao, en una loma que domina toda la zona y que cuenta con terrazas y el material cerámico que se encuentra es muy abundante.



**Figura 25.** Vasijas para medir sal del sitio de Araró.

Otro sitio donde se ha encontrado cuantioso material prehispánico principalmente cerámicas (Fig.25) y obsidiana es en la superficie de los balnearios y de salinas abandonadas lo que sugiere que esta zona también tuvo una importante ocupación prehispánica.

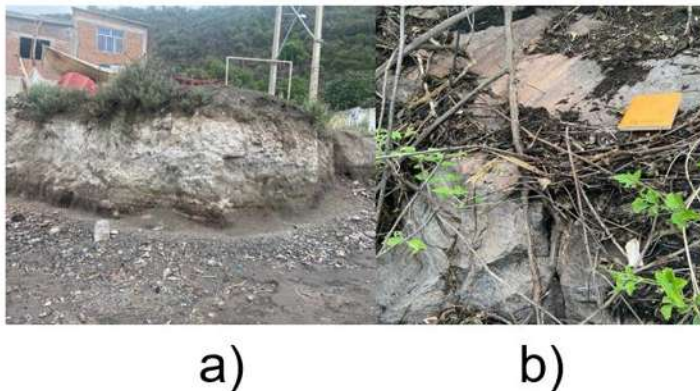
Estos sitios y otros encontrados durante la prospección en la zona de salinas constituyeron un contexto para la producción y comercialización de sal durante la época prehispánica los periodos Formativo tardío, Clásico y Postclásico y están representados por evidencia cerámica (Williams, 2005).

Es muy previsible que en estas regiones se desarrollara un grupo cultural propio puesto que se encuentran relacionadas con áreas cercanas como la cuenca de Pátzcuaro, Zacapu, el Bajío, Jalisco y el altiplano central.

# METODOLOGÍA

## Trabajo de campo

Geología del sitio: La secuencia estratigráfica de origen sedimentario lacustre analizada, está ubicada en las cercanías de la localidad de San Bartolomé Coro, en las coordenadas  $19^{\circ} 54' 2.67''\text{N}$  y  $100^{\circ} 50' 59.08''\text{O}$ , perteneciente al municipio de Zinapécuaro. La zona esta caracterizada al Oriente por una secuencia volcánica asociada a un domo denominado Domo de Araró con edades de 1.3 a 1.03 Ma. Este domo presenta fallamiento normal con evidentes estrías dentro del domo, estas estrías presentan muy bajo angulo y posiblemente están asociadas a la reactivación del domo durante el Cuaternario. Cabe señalar que sedimentos similares se encontraron 1.5 km al Occidente en la población de Coro (Fig.26 a), estos están levantados 23 metros sobre el margen del lago (Fig. 26).



**Figura 26.** Sucesión lacustre levantada 23 metros por encima de la autopista Morelia-México. En la (Fig. 28 b) se observan las estrías de fallas normales del domo de Araró. (Tomado de Israde-Alcantara et., al en preparación).



**Figura 27.** Perfil del afloramiento de estudio.

Se encontraron 12 piezas arqueológicas que incluyen trozos de cerámica (vasijas y platos). Los artefactos tenían diversos tamaños, los cuales iban de 2.5 a 10 cm de longitud; de 2 a 10 cm de ancho. Algunos objetos cerámicos presentaron decorados en color rojo, marrón, gris y negro. Considerando las características distintivas de cada una de las muestras se determinaron 12 grupos de cerámicas (Fig. 28).



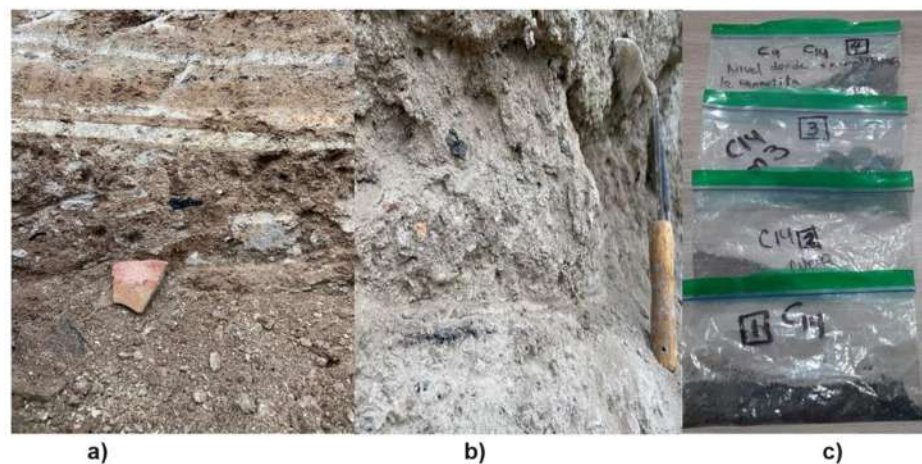
**Figura 28.** Fotografías representativas de los artefactos arqueológicos encontrados en el afloramiento.

Se extrajeron 28 muestras de sedimentos lacustres a cada 10 cm, de aproximadamente 500 gr cada una, También se obtuvieron muestras in situ de sedimento encapsulado en cubos de acrílico e identificándolas según corresponda (Fig.29).



**Figura 29.** Preparación del perfil.

En el perfil se encontraron trozos de carbono (Fig. 30 b) en algunos niveles donde se localizaban muestras de cerámica (Fig. 30 a), por lo que se resguardaron 4 muestras de carbón (1,2,3 y 4 Fig.30 c).

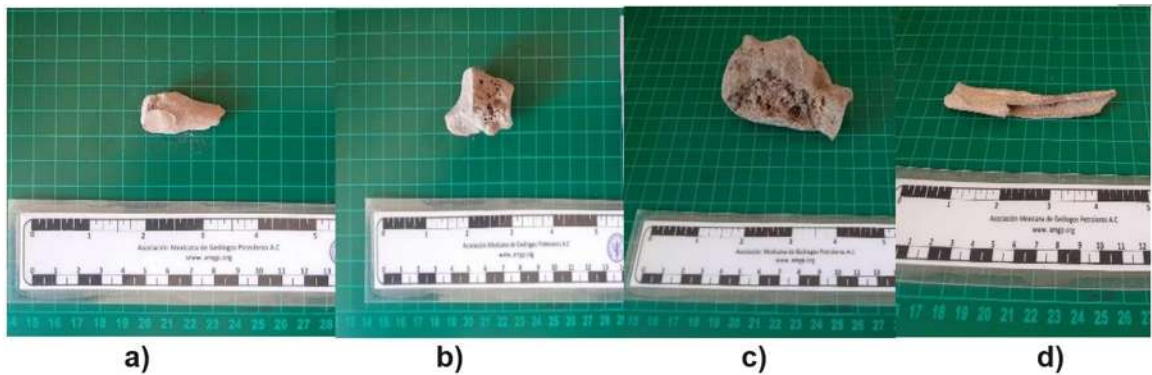


**Figura 30.** Toma de muestras e identificación de carbono presentes en los estratos.

Posteriormente, en el nivel C2 a 50 cm de la base del perfil (Fig.31), se hizo el hallazgo de algunos restos óseos de origen humano y animal, por lo que se extrajeron 4 restos óseos, identificando 3 de ellos como: metatarso (Fig. 32 a), cuboide (Fig. 32 b) y calcáneo derecho (Fig. 32 c), y 1 como posible resto óseo de origen animal no identificado (Fig. 32 d).



**Figura 31.** Superficie de localización de los restos óseos.



**Figura 32.** a) Muestra de los restos óseos metatarso, b) cuboide, c) calcáneo y d) restos óseo de origen animal.

## Preparación de las muestras

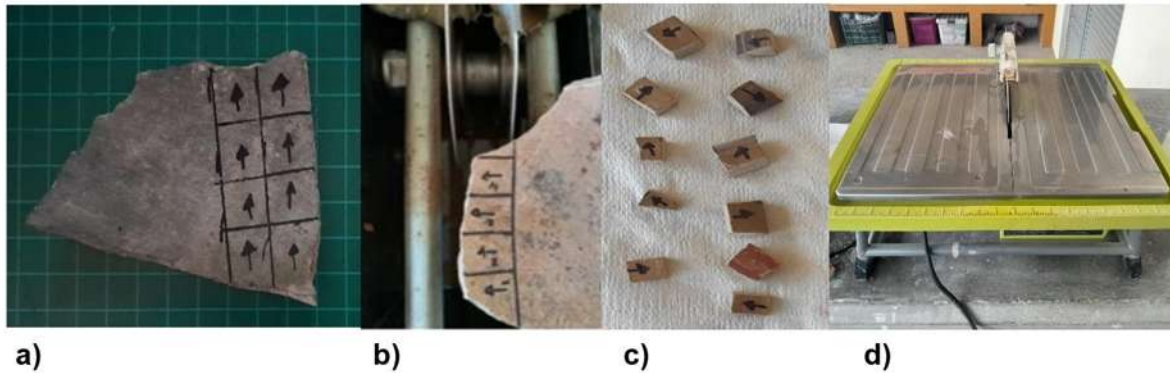
A la llegada de las muestras del sitio de estudio al laboratorio, se les realizó un inventario fotográfico de lado frontal y reverso (Fig. 33).



**Figura 33.** Inventario fotográfico de muestras.

Las muestras arqueológicas fueron preparadas para estudios arqueomagnéticos para ello, se hizo una fragmentación en piezas de  $1 \text{ cm}^2$  con una orientación (Fig. 34 a), con el fin de obtener pequeñas sub-muestras, denominadas especímenes (Fig. 34c).

La extracción de cada espécimen (Fig. 34 b) fue obtenida con el apoyo de una sierra eléctrica (Fig. 34 d). De cada muestra se obtuvieron 8 especímenes para hacer pruebas de desmagnetización de campos alternos, curvas termomagnéticas (Curvas kT) y paleointensidad.



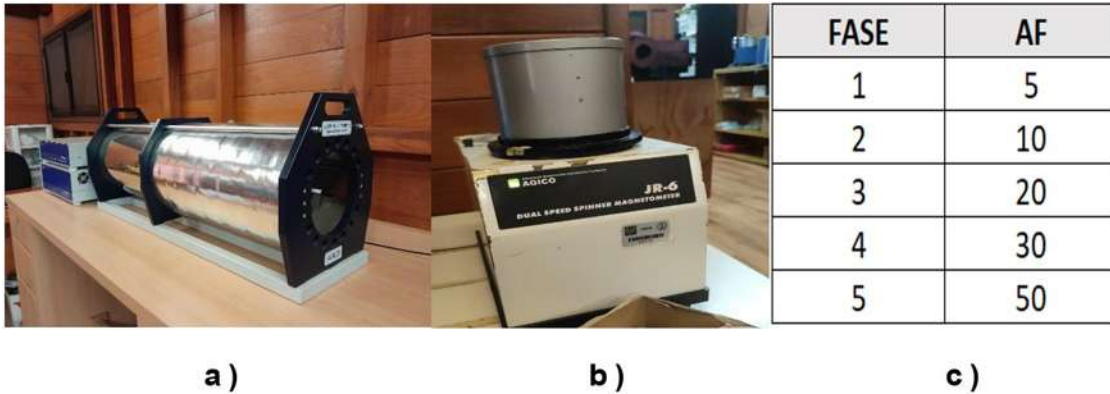
**Figura 34.** a) división y marcaje de la orientación de las muestras b) proceso de corte de los especímenes c) agrupación de los especímenes y d) sierra eléctrica para corte de muestras.

Los especímenes fueron subdivididos en dos grupos, el primer grupo (2 especímenes por cada muestra) fueron usadas para pruebas de desmagnetización de campos alternos y curvas kT, mientras que el segundo grupo (6 especímenes), se usó para pruebas de paleointensidad.

## Trabajo de gabinete

### Desmagnetización por campos alternos

El objetivo de la desmagnetización magnética por campos alternos (AF) es determinar la estabilidad del vector magnético (declinación e inclinación) de cada uno de los especímenes y obtener las componentes primarias de la magnetización. Los AF se aplicaron en fase progresiva a partir de 5 mT y hasta 50 mT. En cada fase se mide la magnetización remanente. Para la aplicación de AF se usó una desmagnetizador LDA3 (Fig. 35 a) y la medición de la magnetización remanente se hizo con un magnetómetro JR6A (Fig. 35 b) ambos de marca AGICO.

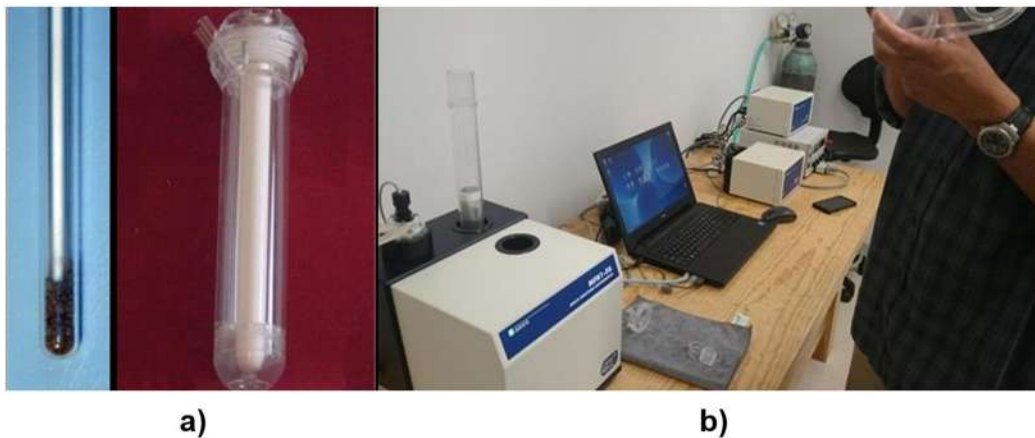


**Figura 35.** Equipo de desmagnetización LDA3 (a), magnetómetro JR6 (b) y tabla con los valores de campos alternos aplicados a los especímenes (c).

### Curvas termomagnéticas (k-T)

La determinación de la composición de la mineralogía magnética se hizo a partir de la variación de la susceptibilidad en función de la temperatura, en donde los cambios de fase se asocian a diferentes minerales magnéticos.

Para este método Se usó 1 g de muestra (cerámica y sedimento) pulverizada en mortero de ágata y tamizada con una malla del No. 30 ASTM para obtener un material fino. El material tamizado se colocó dentro de un porta muestras de cuarzo para introducirlo en el medidor de susceptibilidad magnética marca AGICO modelo MFK1-FA con horno y controlador de temperaturas integrados. (Fig.36).



**Figura 36.** Muestra tamizada dentro del portamuestra (a) y medidor de susceptibilidad MFK1-FA para obtención de curvas termomagnéticas (b).

El registro de la susceptibilidad magnética se obtuvo con una razón de cambio de 11 °C/min desde la temperatura ambiente y hasta un máximo de 600° C, la razón de enfriamiento se mantuvo en la misma proporción. Los resultados obtenidos fueron corregidos y visualizados con la ayuda del software Cureval8. La determinación de los puntos de Curie asociados a la mineralogía magnética fue obtenido bajo el criterio de la segunda derivada (Tauxe, 2019).

$$\left(\frac{d^2 k}{dT^2}\right) \text{ Ec.16}$$

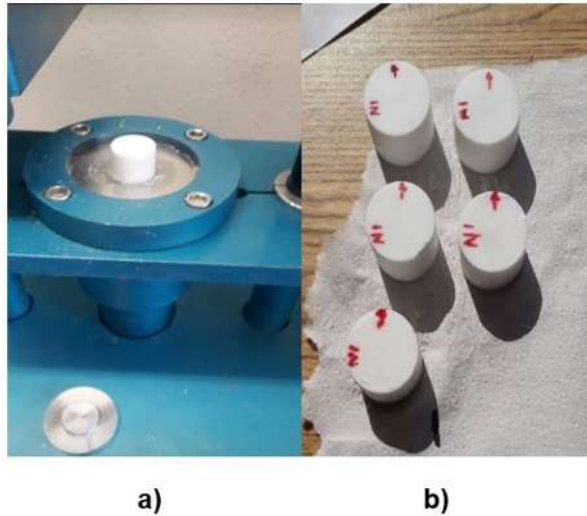
Para establecer si los especímenes son aptos para el proceso de determinación de intensidad magnética, deben de satisfacer dos condiciones: 1) tener una componente primaria estable, es decir que no presente cambios en la declinación e inclinación durante el proceso de desmagnetización, y 2) mostrar una curva de susceptibilidad magnética reversible o cuasi-reversible. Las muestras que presentan especímenes que satisfacen estas condiciones son empleados para el método de determinación de arqueointensidades.

### **Arqueointensidades**

La preparación de muestras para esta técnica consiste en tomar 6 especímenes de cada una de las muestras seleccionadas los cuales fueron colocadas dentro de una capsula de NaCl, se utiliza este material por sus propiedades magnéticas y que no contribuyen de manera significativa a las mediciones de intensidad magnética. En este estudio, se seleccionaron 12 muestras, obteniendo un total de 72 especímenes.

Para la elaboración de cada capsula, se utilizó un método de apastillado en frio, un montaje con cavidad cilíndrica de 2.5 cm de diámetro (Fig. 39 a) y 2.2 cm de longitud, dentro se colocó 20g de NaCl y el espécimen orientado. El apastillado se hace a una presión de 20 toneladas por 5 min.

Durante el encapsulamiento, los especímenes son orientados en 6 direcciones diferentes: +X, -X, +Y, -Y, +Z, -Z (Fig. 37 b).



**Figura 37.** a) Preparación de capsulas de NaCl. b) Especímenes orientados para estudios de paleointensidad.

### Susceptibilidad magnética

Las mediciones de susceptibilidad magnética se hicieron con el equipo Batington MS2 (Fig.38). Las muestras de sedimento fueron colocadas en cubos de acrílico de 8 cm<sup>3</sup> (Fig.38).



**Figura 38.** Equipo para medición de susceptibilidad magnética y muestras de sedimentos en cubos de acrílico.

Las mediciones de susceptibilidad magnética ( $\kappa$ ) se hicieron a baja frecuencia (480 kHz) y a alta frecuencia (4800 kHz) por triplicado, donde se reporta el valor medio. Las mediciones se realizaron tres veces para cada muestra en baja y alta frecuencia y se obtuvo un promedio de todas ellas. Se determinó los parámetros magnéticos: porcentaje de la susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia ( $x_{df}\%$ ) para estimar la contribución de material superparamagnético y ultra fino (<50 nm) y la susceptibilidad específica ( $x_{lf}$ ) proporciona información de la concentración, composición y tamaño de granos magnéticos (Dearing, 1999; Evans and Heller, 2013).

### **Mediciones Magnéticas**

Magnetización remanente anhisterética (ARM) se obtuvo de la aplicación de un campo directo constante de 50  $\mu$ T, sobre impuesto a un campo alterno decreciente. La magnetización remanente isothermal (IRM) se adquirió aplicando pulsos magnéticos con un magnetizador ASC Scientific, en campos directos e inversos y la magnetización remanente isothermal de saturación (SIRM) se adquirió en un campo directo de 1 tesla. Las remanencias artificiales se midieron con un magnetómetro, y a partir de estas remanencias se calcularon las coercitividads de la magnetización remanente, los factores S-300 y la magnetización remanente isothermal adquirida en campos altos >300 mT.

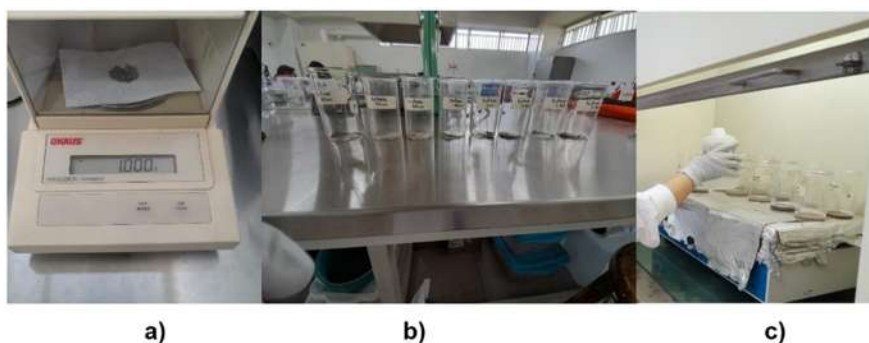
### **Procesamiento de diatomeas**

En la actualidad, las diatomeas constituyen un bioindicador aceptado de la calidad del agua y son empleadas para la reconstrucción ambiental en depósitos lacustres. Un ejemplo de esto son los horizontes con contenido de materia orgánica, la existencia de polen que señala el tipo de vegetación que predominó en el lugar, así como si se identifican lúticos que podrían correlacionarse con un episodio erosivo en la cuenca, por lo que una razón de que se realice un reconocimiento del material previo a la limpieza es porque muchos de ellos se pierden en esta etapa.

### Limpieza de las muestras

Se observó la estratificación de la columna sedimentaria y se extrajeron 500 g de muestra para la identificación de diatomeas, seleccionando 28 muestras representativas a lo largo del perfil.

La limpieza de las muestras se llevó a cabo con base al método empleado por Gasse en 1980, al contener las muestras materia orgánica e inorgánica es imposible observar el conjunto de diatomeas, por lo que es necesario hacer una homogeneización de ellas. Este método inicio con una eliminación de carbonatos, el cual consistió en pesar 1 g de una muestra seca en una balanza de precisión estándar (OHAUS) (Fig. 39 a) posteriormente el material fue colocado en un vaso de precipitados de 300 ml (Fig.39 b), luego se le agregó 30 ml de agua destilada y 50 ml de HCl diluido al 30% (Fig.39 c).



**Figura 39.** a) Toma del peso de la muestra, b) Colocación de la muestra en vaso de precipitados, c) Muestras con agua destilada y HCl.

Después la solución fue calentada a una temperatura entre 70 a 100°C en una campana de extracción, por aproximadamente 8 horas o hasta evaporarse el contenido a 50 ml. Es importante que la solución no alcance el punto de ebullición, ya que la frústula de la diatomea puede fracturarse (Fig.40).



**Figura 40.** Calentamiento de las muestras en parrilla de laboratorio.

Una vez obtenido el volumen requerido, la solución es enfriada y aforada con 300 ml de agua destilada, para continuar con la decantación de la muestra por 24 hrs. En este último proceso se realizaron cambios de agua destilada consecutivos hasta que se llegó a neutralizar el pH de la muestra (Fig.41).



**Figura 41.** Proceso de decantación de las muestras.

Para la eliminación de materia orgánica e impurezas, se retiró el contenido de agua destilada, teniendo cuidado de no perder la muestra al vaciarla. Después se le agregaron 50 ml de agua destilada y 50 ml de H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> diluido al 30%. Siguiendo el procedimiento anteriormente descrito para el HCl, se sometió a la evaporación;

después las muestras se decantaron y se realizaron sucesivos cambios de agua destilada a cada 24 hrs., hasta que se logró obtener un pH 7 (neutro), el cual se obtuvo 7 días después del primer cambio.

Una vez logrado el pH neutro las muestras se colocaron en frascos de plástico donde se pueden resguardar por tiempo indefinido para estudios posteriores (Fig.42).



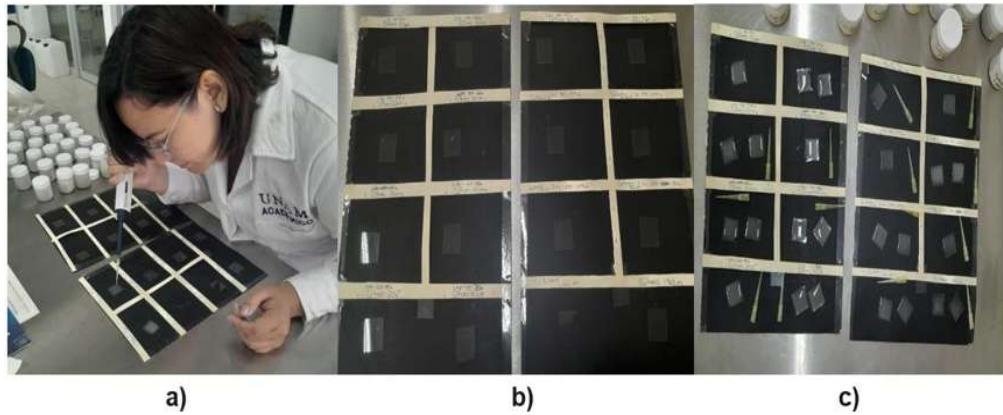
**Figura 42.** Proceso de decantación de las muestras.

### **Montaje de las muestras**

Para realizar el análisis microscópico de las muestras fue necesario homogeneizar muestra dentro de los botes en el que se almacenaron con la ayuda de un agitador el cual se estuvo limpiando entre cada agitación. Después se tomó una gota (200 microlitros) con el apoyo de una micropipeta de puntas intercambiables para evitar una contaminación entre las muestras. Es importante obtener la gota de la mitad del bote ya que aquí se encuentran las valvas.

Posteriormente el contenido de la micropipeta se vació sobre un cubreobjetos limpio (Fig. 43 a), el cual fue previamente colocado en una superficie plana, nivelada (para evitar la concentración de las valvas en el centro o en uno de los lados del cubreobjetos) e identificada con el nombre de la muestra (Fig. 43 b) Posteriormente

se dejaron secar los cubre objetos, colocándolas en un desecador por un día para que las diatomeas precipitaran a lo largo de la superficie del cubre objetos evitando área con corrientes de aire que los pudieran contaminar (Fig. 43 c).



**Figura 43.** a) Colocación de la gota de la muestra en el cubre-objetos, b) Tabla con superficie plana, nivelada e identificada para los cubre objetos, c) Área de reposo para los cubre-objetos libre de corrientes de aire.

Para fijar la muestra al portaobjetos, se utilizó una parrilla eléctrica donde los portaobjetos previamente fueron etiquetados y calentados a una temperatura menor a los 105°C por 7 minutos. Después se agregó una gota de nafrax (resina con un índice de refracción de 1.73, comparada con el bálsamo de Canadá con índice de refracción de 1.50). Previamente derretida para permitir con facilidad la fijación de la muestra (Fig.44).



**Figura 44.** Calentamiento y fijación de la resina en el portaobjetos.

Para finalizar, el cubreobjetos con la muestra se colocó sobre el portaobjetos con el nafrax y se dio un instante para permitir que la resina derretida ocupe toda el área del cubreobjetos. Al realizar este paso se debe aplicar presión sobre el cubreobjetos para eliminar las burbujas que se forman al montar las muestras (Fig.45).



**Figura 45.** Muestras colocadas en el portaobjetos.

### **Análisis de tamaño de partícula**

Se hizo el análisis de tamaño de partícula a las 28 muestras de sedimentos en el laboratorio de análisis químicos de metalurgia de la UMICH, con el equipo determinador de tamaño de partícula marca Coulter modelo LS 100 Q (Fig.46), el cual utiliza un rayo láser con una longitud de onda de 750nm, detectando el diámetro de partículas desde 0.4 a 900  $\mu\text{m}$ . Su funcionamiento se basa en la dispersión de la

luz por las partículas que constituyen la muestra, a esta dispersión se le llama difracción que es la intensidad de la luz dispersada como una función del ángulo, la cual es característica de cada tamaño de partícula.



**Figura 46.** Equipo de determinación de tamaño de partícula.

Previo al análisis de tamaño de partícula, se realizó a las muestras un tamizaje y una relación de las muestras, registrando su peso inicial y el peso de cada uno de los tamizajes obtenidos a través de los tamices correspondientes a 16, 30, 60, 120, 500 micras (Fig.47 a), para después resguardarlos en sus frascos identificadores (Fig.47 b).

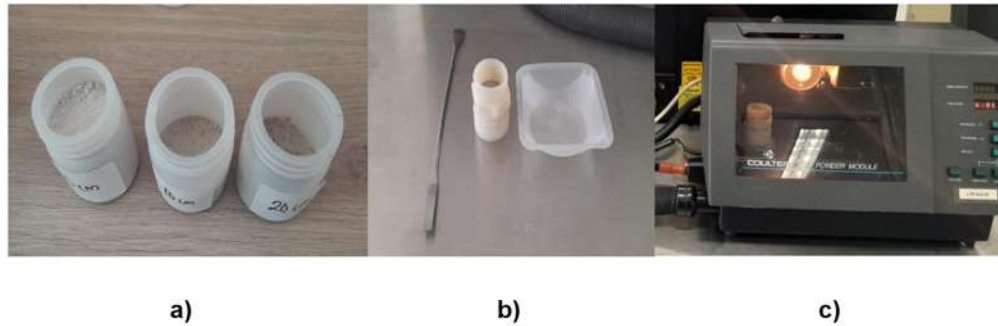


**a)**

**b)**

**Figura 47.** a) Tamices utilizados para el tamizaje de las muestras y b) sedimentos tamizados en sus frascos identificadores.

Posteriormente se colocó una porción del sedimento tamizada (Fig.48 a) en el porta muestra del equipo de determinación de tamaño de partícula con la ayuda de una espátula (Fig.48 b), para después continuar con la medición en el equipo (Fig.48 c).



**Figura 48.** a) Muestras tamizadas, b) portamuestras y espátula, c) muestra dentro del equipo de determinación de tamaño de partícula.

# RESULTADOS

## Estratigrafía

Se llevó a cabo el registro estratigráfico a un perfil sedimentario de espesor de 270 cm que se encuentra cinco metros por encima del nivel actual del lago de Cuitzeo y que se considera fue levantado por una falla geológica asociada a la reactivación de un domo o bien a la subsidencia del lago. En él se pudieron observar tres unidades constituidos principalmente por arcillas, limos finos y arenosos además de dos niveles Polimícticos a lo largo de la columna. De esta se lograron extraer 4 muestras de carbono para fechamientos por  $^{14}\text{C}$  y 12 muestras de vestigios arqueológicos a lo largo de toda la secuencia, los cuales serán descritos a continuación:

- 1.- Deposito de diatomita laminar de color café oscuro con textura homogénea, con poca presencia de carbón y tiestos de cerámica (Muestra 1 de carbón y muestra C1).
- 2.- 10 cm de material limo arenoso de color café claro y con madurez textural alta.
- 3.- 5 cm de material diatomáceo laminar color café y con textura homogénea.
- 4.- 25 cm de limos color café a café rojizo (intercalaciones de tiestos cerámica) de los cuales 2 cm son de color gris blanquecino con estratificación laminar (Muestra C2).
- 5.- 13 cm de limos porosos laminados de color gris claro con intercalaciones de carbón y restos óseos humanos (Muestra 2 de carbono).

6.- 12 cm de arcilla café seguido por 5 cm de limo beige claro con clastos de color rojizo y beige de 1 cm de diámetro y madurez textural alta.

7.- 15 cm de arcilla color café, alta madurez textural y paleocanales. Lecho con diversidad de piezas cerámica (Muestra C3).

8.- 7 cm de limo color gris homogéneo con intercalaciones de tiestos cerámicos en tonalidad oscura, seguido por 15 cm de limo color gris oscuro con estratificación laminar y abundantes concreciones con clastos en tonalidad anaranjado (Muestra C4 y C5).

9.- 10 cm de limo arenoso fino color gris-beige masivo, le subyacen 8 cm de limo arenoso color beige claro e intercalaciones de piezas cerámica (Muestra C6 y C7).

10.- 10 cm de limo arenoso con tonalidad anaranjada y con concreciones rojizas clastos de pómez. Este es el primer marcador en la secuencia. (Fig. 49)

11.- 30 cm de limo arenoso blanco con intercalaciones de clastos en color gris blanquecino, con niveles masivos de carbón y cerámicas. Hacia la cima del estrato se encuentra una discordancia erosiva (Muestra 3 y C8).

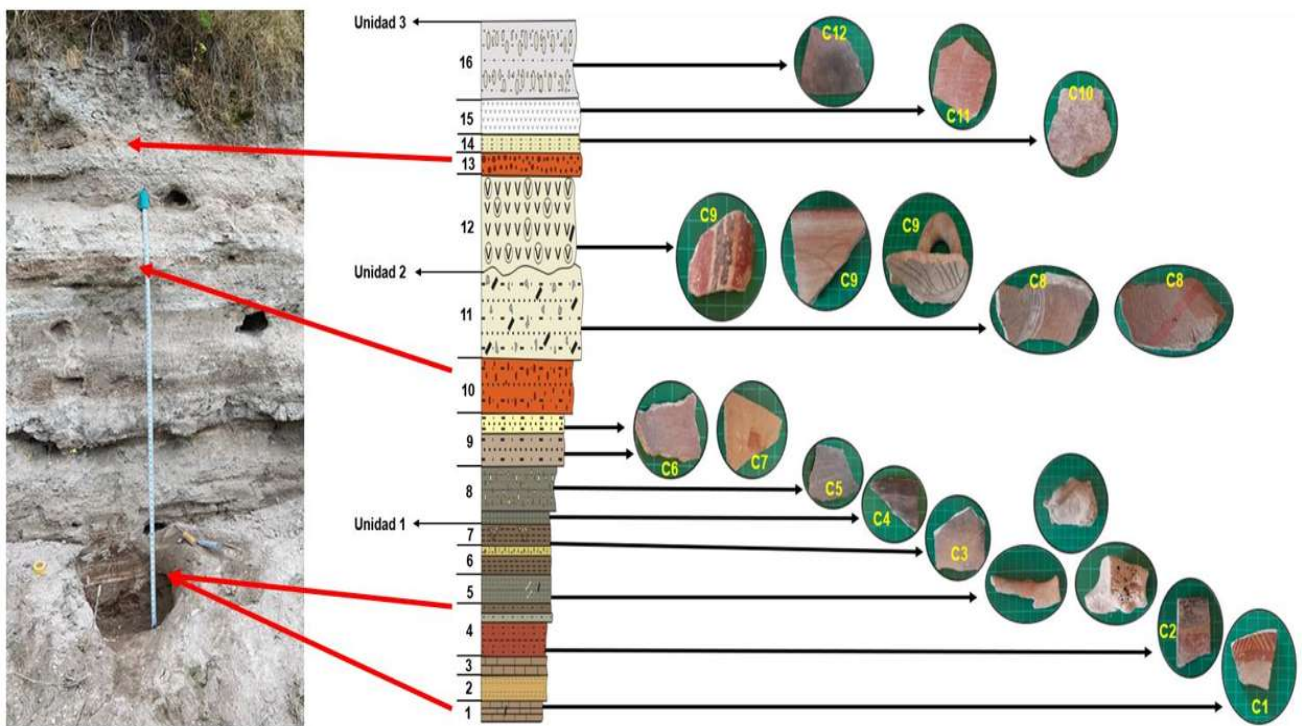
12.- Depósito de 38 cm de espesor de ceniza volcánica deleznable con pómez blancas en matriz de ceniza que va de 0.5-2 cm e intercalaciones de carbón, en el contacto con la discordancia erosiva de encuentra un nivel de abundantes tiestos cerámicos. (Muestra 4 y C9).

13.- 6 cm de limo anaranjado con concreciones aislados en tonalidad rojiza y material Polimíctico. Este es el segundo nivel marcador a lo largo de la columna (Fig.49).

14.- 9 cm de limo fino con tonalidad beige claro, homogéneo y escasas intercalaciones de cerámicas (Muestra C10).

15.- Deposito de 15 cm de espesor de ceniza volcánica fina color blanquecino con escasas piezas cerámicas (Muestra C11).

16.- 30 cm de limo color gris con concreciones en tonos gris blanquecino, continuando hacia la cima del tercer paquete con desarrollo de suelo (Muestra C12).

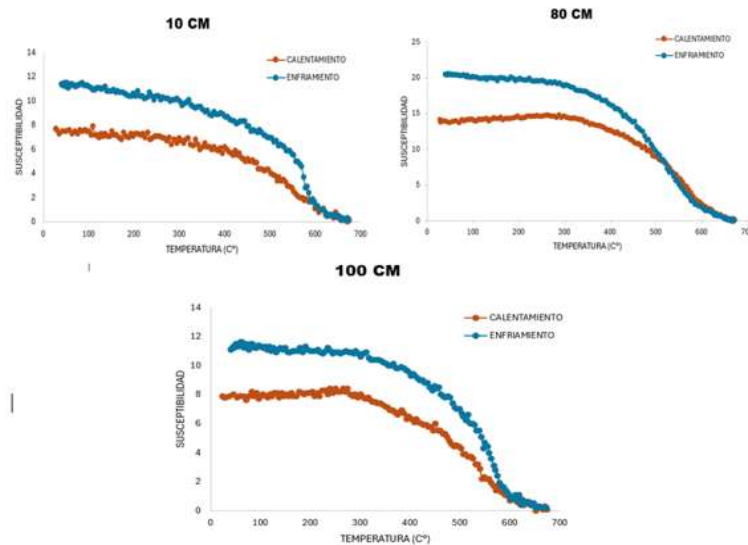


**Figura 49.** Estratigrafía y tiestos cerámicos localizados en el perfil.

## Mineralogía magnética de los sedimentos

Se obtuvieron curvas de magnetización termomagnéticas (curvas k-T) de 14 muestras de sedimentos a lo largo de la secuencia, donde 6 de éstas mostraron un comportamiento cuasi reversible, 7 de comportamiento no reversible y solo 1 con un comportamiento reversible. En las gráficas, la línea roja corresponde al calentamiento, mientras que la línea azul pertenece al enfriamiento.

Las muestras analizadas corresponden a los 10, 80, 100, 260 y 270 cm (Fig.50 y 51) y presentaron un comportamiento cuasi reversible. Las fases mineralógicas encontradas (300-570°C) corresponden tentativamente a greigita y titanomagnetita pobre en Ti en diferentes posiciones. Adicionalmente hay indicios de la presencia de granos de hematita o miembros extremos de la solución sólida de ilmenohematitas juzgando de sus temperaturas de Curie (Tabla 2).

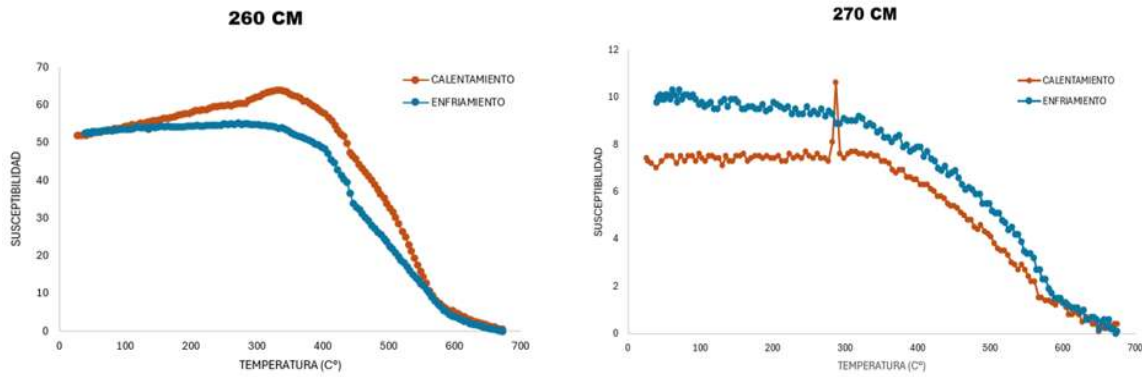


**Figura 50.** Curvas termomagnéticas de las muestras 10, 80 y 100 cm.

Muestra	Calentamiento (°C)	Enfriamiento (°C)
10 CM	570	630
40 CM	330	430
	400	560
	575	
60 CM	450	540
	587	
80 CM	300	350
	540	
100 CM	330	570
	540	
120 CM	570	575
	640	
130 CM	590	551
	635	639
140 CM	560	575
	640	625
170 CM	350	340
	560	554
	628	646
190 CM	120	529
	560	639
	630	
200 CM	336	543
	550	638
	640	
220 CM	540	586
	637	633
260 CM	570	500
	640	623
270 CM	560	506
	646	638

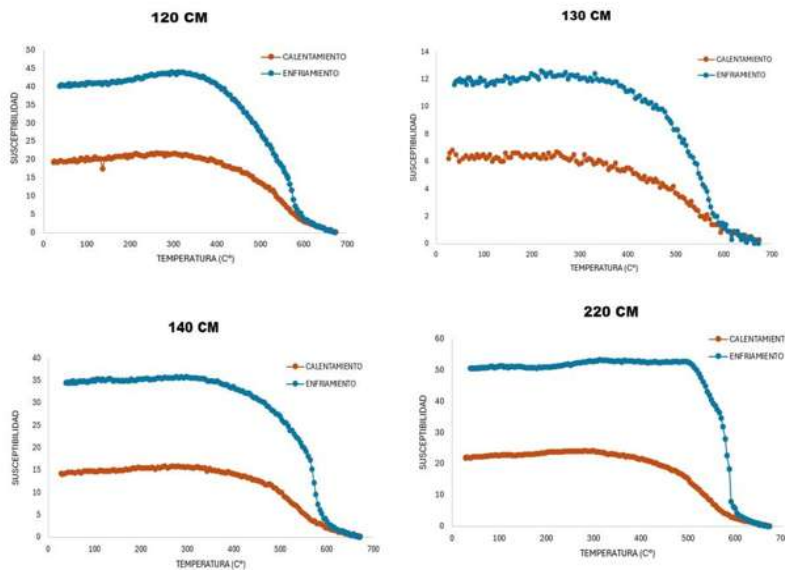
**Tabla 2.** Ubicación de las muestras en la columna sedimentaria y la temperaturas donde se presentan las fases mineralógicas (temperatura de Curie).

En las muestras obtenidas entre 260 y 270 cm, mostraron fases entre 560-640°C, lo que indican presencia de titanomagnetitas pobres en Ti y el titanohematitas (Fig.51).



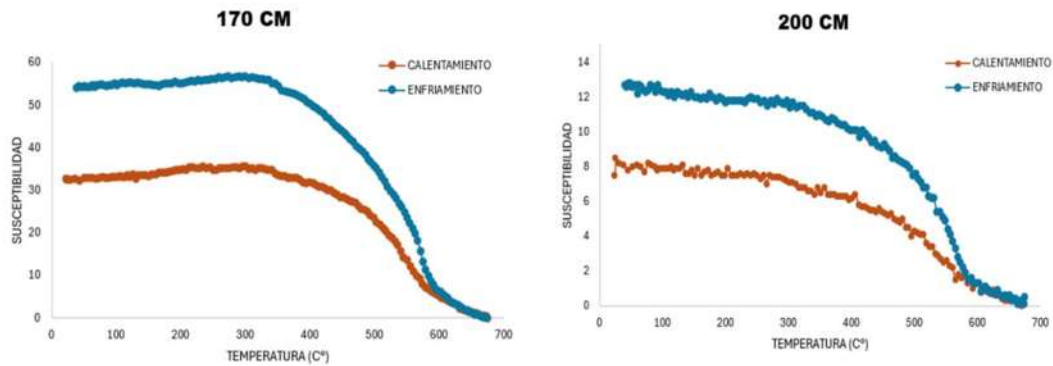
**Figura 51.** Curvas termomagnéticas de las muestras 260 y 270 cm.

Las curvas termomagnéticas de las muestras correspondientes a 120, 130, 140, 170, 190, 200 y 220 cm, mostraron un comportamiento no reversible. Se presentaron fases mineralógicas asociadas a la titanomagnetitas pobres en Ti y titanohematitas en las muestras 120, 130, 140 y 220 cm (Fig. 52).

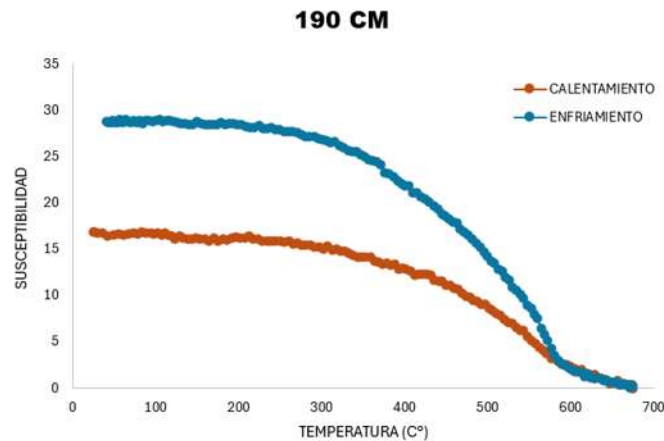


**Figura 52.** Curvas termomagnéticas de las muestras 120,130,140 y 220 cm.

Las muestras 170 y 200 cm presentaron 3 fases mineralógicas entre los 330 y 630°C relacionado con la griegita, titanomagnetita pobre en Ti y titanohematitas (Fig. 53). La muestra 190 cm mostró varias fases mineralógicas (entre los 120 y 630°C), asociada a la goetitha, griegita, titanomagnetita pobre en Ti y titanohematitas (Fig. 54).



**Figura 53.** Curvas termomagnéticas de las muestras 170 y 200 cm.



**Figura 54.** Curvas termomagnéticas de la muestra 190 cm.

## **Análisis de tamaño de partícula**

Se determinó el tamaño de partícula de 28 muestras del perfil sedimentario recolectadas a cada 10 cm. Los resultados de los análisis mostraron que una constitución de arcillas, limos y arenas con concentraciones variables.

A continuación, se describe las gráficas de cada uno de los tamaños de partícula (arcillas, limos y arenas) (Fig.55). Las muestras se encuentran numeradas del 0 al 270 que corresponden a la profundidad (cm) (Tabla 3). Los valores fueron medidos en micras ( $\mu\text{m}$ ), y clasificados en phi.

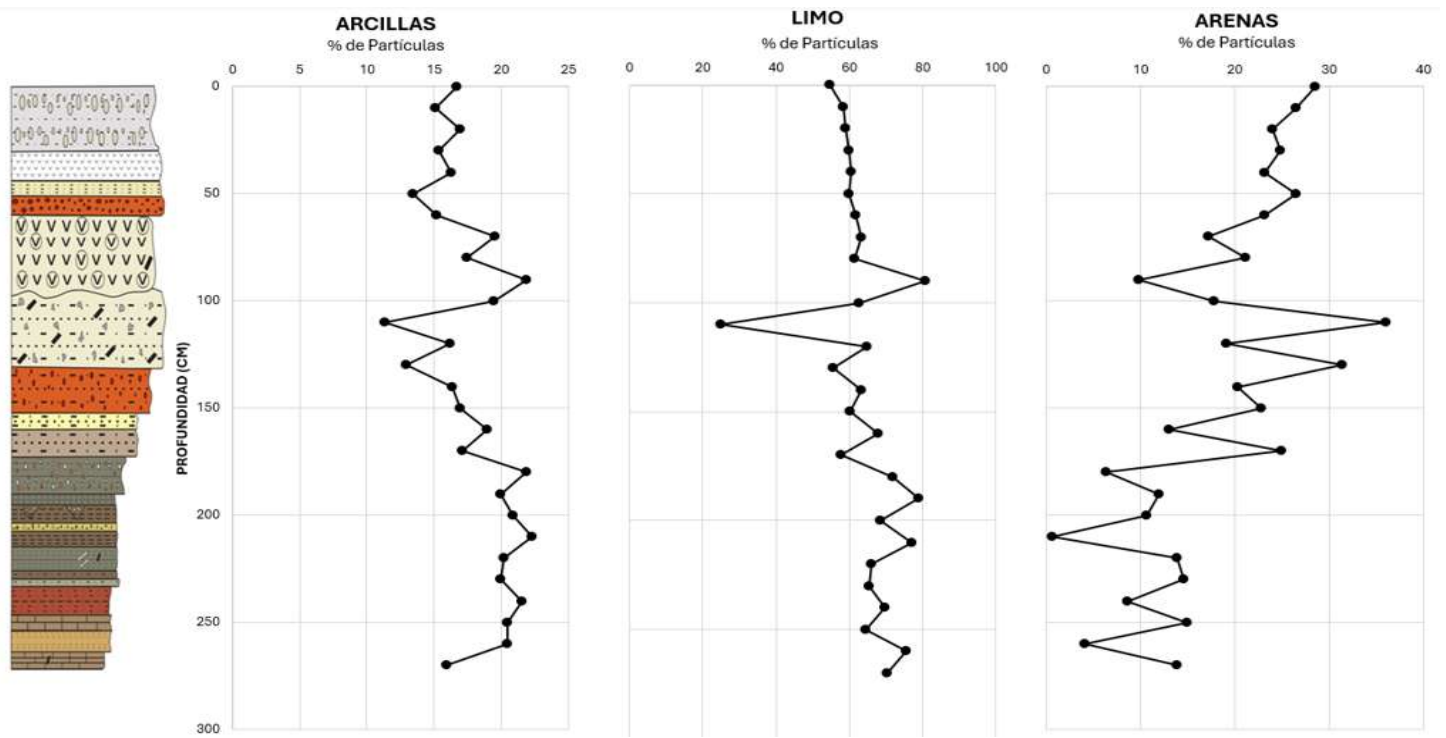
En la gráfica de las arcillas, el porcentaje más alto (22.30%) se presentó a una profundidad de 210 cm. Tres muestras (90, 180 y 240 cm) presentaron un porcentaje de arcillas entre 21.55 a 21.84, estos valores representan los picos más sobresalientes en la gráfica. A 110 cm de profundidad se tiene el menor porcentaje de arcillas obtenido con un 11.37%. También se tienen intervalos de 15.13-16.94% que van de 0-10 cm de profundidad, por lo que se puede determinar que desde la base de la columna a niveles intermedios existe un incremento en los porcentajes, al llegar a los estratos intermedios hay decrementos e incrementos de ellas, en tanto que al llegar a la cima hay una ligera disminución en los porcentajes de arcillas.

En los resultados de los limos, se muestra que el mayor porcentaje es de 80.61% y se tiene a 90 cm, y el menor porcentaje se obtuvo a 110 cm con un valor de 25.08%. En las gráficas se observa que los valores más altos se encuentran en la base de la columna entre los 180-270 cm y que oscilan entre los 64.6-77.11%, en cambio entre los 0-80 cm profundidad se tienen valores muy constantes que van de 54.82-63.21%.

En las arenas la profundidad con el mayor porcentaje fue a 110 cm con un valor de 36.05% y el menor porcentaje se obtuvo a 210 cm con 0.58%. En la cima de columna entre los 0-70 cm se obtuvieron valores que van de 17.24-28.49%, en la parte intermedia se obtuvieron valores de entre 13.03-28.49% por lo que las arenas se incrementaron entre los 80-170 cm de profundidad. Hacia la base decaen los valores, dando porcentajes entre 0-14.92%, por lo que se puede apreciar una considerable disminución de arcillas.

ARCILLAS		LIMOS		ARENAS	
Muestra	% de Partículas	Muestra	% de Partículas	Muestra	% de Partículas
0	16.69	0	54.82	0	28.50
10	15.13	10	58.32	10	26.55
20	16.94	20	59.05	20	24.03
30	15.34	30	59.82	30	24.86
40	16.3	40	60.53	40	23.15
50	13.41	50	60.04	50	26.55
60	15.15	60	61.69	60	23.19
70	19.53	70	63.23	70	17.24
80	17.42	80	61.44	80	21.16
90	21.87	90	80.61	90	9.844
100	19.46	100	62.73	100	17.81
110	11.37	110	25.08	110	36.05
120	16.19	120	64.68	120	19.16
130	12.93	130	55.69	130	31.42
140	16.37	140	63.3	140	20.36
150	16.93	150	60.33	150	22.76
160	18.95	160	68.01	160	13.04
170	17.14	170	57.9	170	24.94
180	21.84	180	71.81	180	6.37
190	19.91	190	79.06	190	11.97
200	20.89	200	68.45	200	10.66
210	22.3	210	77.11	210	0.59
220	20.22	220	65.91	220	13.86
230	19.91	230	65.42	230	14.63
240	21.55	240	69.85	240	8.58
250	20.49	250	64.6	250	14.93
260	20.42	260	75.52	260	4.06
270	15.95	270	70.2	270	13.86

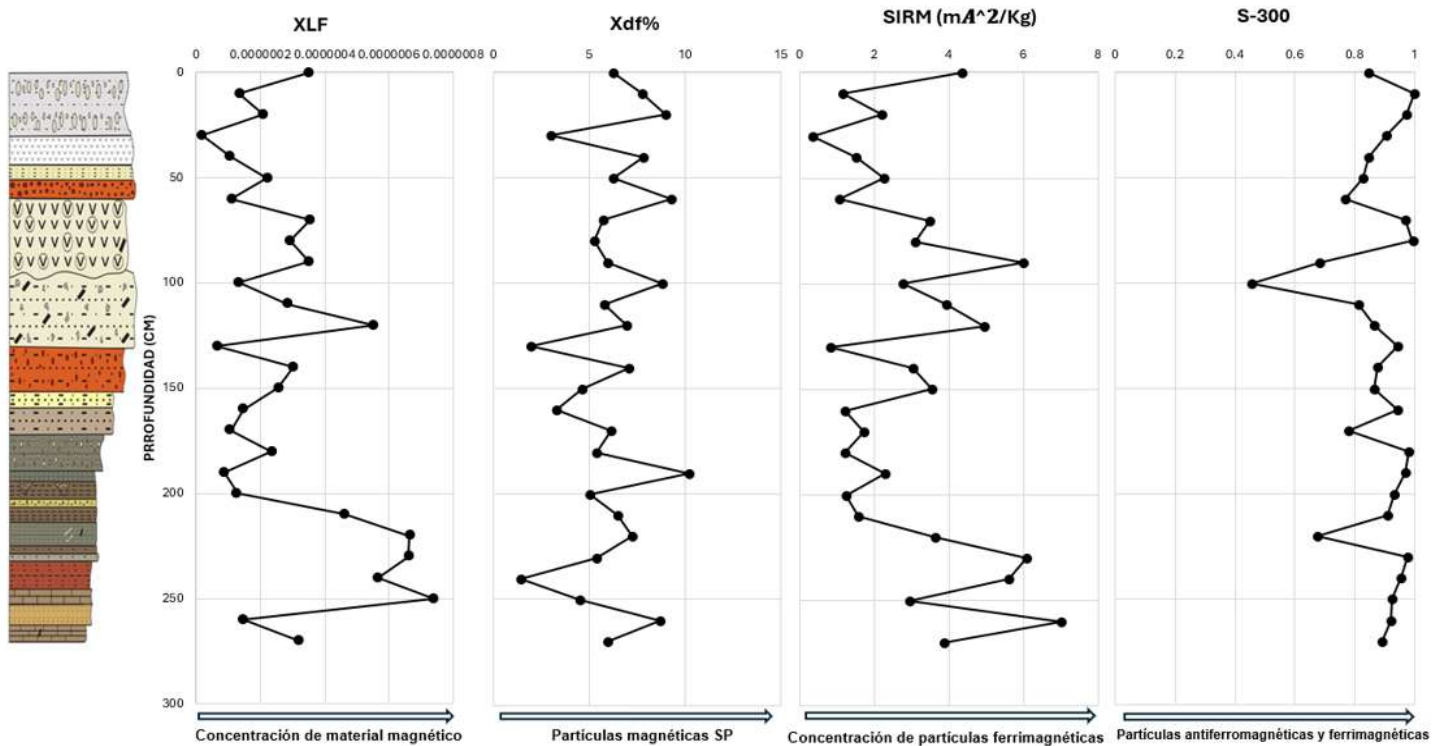
**Tabla 3.** Resultados del porcentaje de partículas de arcillas, limos y arenas.



**Figura 55.** Columna estratigráfica y gráficas de los porcentajes de tamaño de partícula de arcillas, limos y arenas versus la profundidad del perfil.

## Parámetros magnéticos

Los parámetros magnéticos permitieron inferir la composición, concentración y distribución de los tamaños de partícula de los minerales magnéticos presentes en la secuencia estratigráfica.



**Figura 56.** Parámetros magnéticos analizados en la secuencia estratigráfica.

Los resultados de los parámetros magnéticos se presentan en función de la profundidad (Fig.56). Los valores de susceptibilidad específica presentan variación con la profundidad, oscilando entre  $1.03 \times 10^{-7}$  a  $3.35 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Esta variación indica cambios de concentración mineralógica en los diferentes estratos del perfil sedimentario. Se observa en la base del perfil (270 a 200 cm) los valores más altos de susceptibilidad y un valor alto en la parte central del perfil (190 a 100 cm).

Entre estos valores destacan algunas profundidades con incrementos o decrementos en los aportes de material magnético. Los decrementos más significativos en la secuencia se tienen a 30 cm con  $1.71 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , 130 cm con  $6.28 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , 190 cm con un valor de  $8.6 \times 10^{-8}$  y  $1.47 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$  a 260 cm. Los incrementos más destacados son a 120 cm con  $5.50 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ , 220 cm con un valor de  $6.64 \times 10^{-7}$  y  $7.38 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$  a 250 cm de profundidad.

En la curva relacionada con los parámetros de distribución del tamaño de partícula ( $x_{df}\%$ ), es decir, partículas superparamagnéticas (SP  $<0.01 \mu\text{m}$ ), en la cima de la curva entre 0-90 cm de profundidad se presentan valores 3.00 a 9.27 %, en la parte central se presentan algunas variaciones entre los valores, que oscilan entre 1.96-10.19% y hacia la base entre 200 y 270 cm un comportamiento muy similar al de la parte central con valores entre 1.43-8.70%. Los porcentajes de partículas superparamagnéticas disminuyen a 30 cm con un valor de 3.00%, 130 cm con 1.96% y a 240 cm un valor de 1.43%, mientras que los porcentajes aumentan a 20 cm con 8.96%, 60 cm con 9.27%, 190 cm con 10.19% y 8.70% a 260 cm de profundidad.

La curva obtenida para una estimación indirecta de concentración de partículas ferrimagnéticas (SIRM), registra entre los 0-90 cm de profundidad valores que oscilan de  $0.36-5.98 \text{ mA}^2/\text{kg}$ , entre los 100-190 cm valores de  $0.83-4.94 \text{ mA}^2/\text{kg}$  y de  $1.23-7.00 \text{ mA}^2/\text{kg}$  en los intervalos de 200 y 270 cm de profundidad en la secuencia. También presenta decrementos en sus valores a 30,130,250 y 270 cm con valores que van de 0.36 a  $3.8700 \text{ mA}^2/\text{kg}$  e incrementos a 90,120,230 y 260 cm entre los 4.94 y  $7.07 \text{ mA}^2/\text{kg}$ .

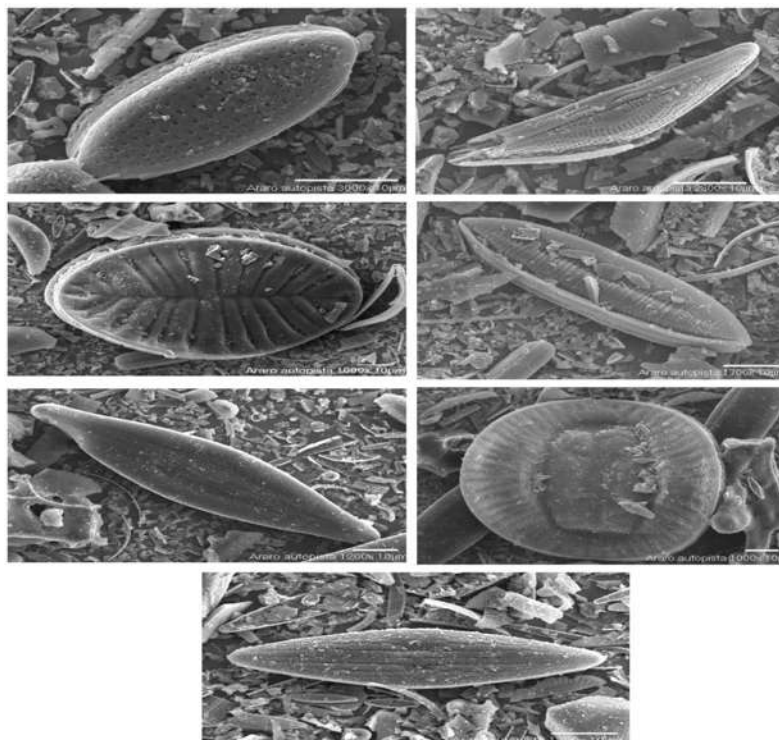
En la secuencia, la curva de S-300 que representa los materiales antiferrimagnéticos y ferrimagnéticos registra en la cima valores de 0.68 a 1%, en la parte central de 0.45 a 0.98% y hacia la base sus valores oscilan entre 0.67 y 0.97%.

Tambien resaltan dos profundidades con incrementos de material antiferromagnético, a 100 cm con 0.45% y 220 cm con 0.67%, mientras que los valores más altos de aporte de material ferrimagnético se obtuvieron a 10, 80,180,230 cm en un intervalo de 0.97 a 1%.

## Registro de diatomeas

A continuación se presentan los resultados obtenidos del registro de diatomeas, el cual se llevo a cabo a cada 10 cm del perfil estratigráfico. En general, las diatomeas recuperadas de la secuencia se observaron en buen estado de preservación, es decir frústulas enteras y se contabilizaron un total de 3,208 diatomeas.

En cuanto a la abundancia, todas las muestras recuperadas de la secuencia fueron poco abundantes en cuanto al contenido (se contabilizaron menos de 550 valvas ejemplares por muestra). La muestra más abundante fue la muestra C-50 a una profundidad de 50 cm en donde se contabilizaron 512 diatomeas, seguida por la muestra C-210 con 482 diatomeas a una profundidad de 210 cm. La muestra menos abundante fue la muestra C-170 con 174 diatomeas a una profundidad de 170 cm. En cuanto a la diversidad de especies, se registraron un total de 19 taxa de diatomeas (Fig. 57).



**Figura 57.** Fotografías de las diatomeas observadas en el perfil estratigráfico mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM).

En la unidad 1 (Fig. 58), a 270-230 cm no se observaron taxas de diatomeas, mientras que a 220 cm se observaron *Rhopalodia gibberula* y *Cocconeis placentula*. El estrato que mayor diversidad de especies registro en toda la secuencia fue a 210 cm de profundidad con: *Pseudostaurosira brevistriata*, *Rhopalodia gibberula*, *Denticula valida*, *Pinnularia viridis*, *Diploneis ovalis*, *Nitzschia granulata*, *Campyludiscus clypeus*, *Denticula thermalis* y *Amphora lybica*. Hacia la cima de la unidad 1 entre 200-190 cm no se encontro registro de diatomeas.

Dentro de la unidad 2 (Fig. 58), a 180 cm se observo los taxas de *Staurosirella pinnata*, *Fragilaria brevistriata* y *Nitzschia anfibia*. A 170 cm no se observaron taxones, sin embargo a 160 cm se registraron *Pseudostaurosira brevistriata*, *Rhopadolia gibberula* y *Denticula valida*, siendo la primera de estas la especie dominante.

A 150 cm solo se mostraron 2 especies *Denticula valida* y *Ephithemia adnata*. Entre 140-100 cm se observaron las taxas de *Pseudostaurosira brevistriata*, *Rhopadolia gibberula*, *Nitzschia anfibia*, *Nitzschia granulata*, *Denticula valida*, *Pinnularia viridis* y *Navícula criptonella*.

En la unidad 3 (Fig. 58) se registraron a 90 cm *Rhopalodia gibberula*, *Denticula valida* y *Pinnularia viridis*. Entre 80-60 cm no se mostró registro de diatomeas. A 50 cm se observó *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosirella pinnata*, *Rhopalodia gibberula*, *Staurosira construens* (siendo las de mayor abundancia) seguidas por *Cocconeis placentula* y *Campyludiscus clypeus*. Entre 40-20 cm se observó *Denticula valida*, *Epithemia turgida*, *Rhopadolia gibberula* y *Cyclotella meneghiniana* (siendo las dos últimas las taxas dominantes).

Hacia la cima del perfil entre 10- 0 cm no se observó registro de diatomeas. A lo largo de la secuencia los taxa con mayor representatividad fue *Rhopalodia gibberula* seguida por *Denticula valida*.

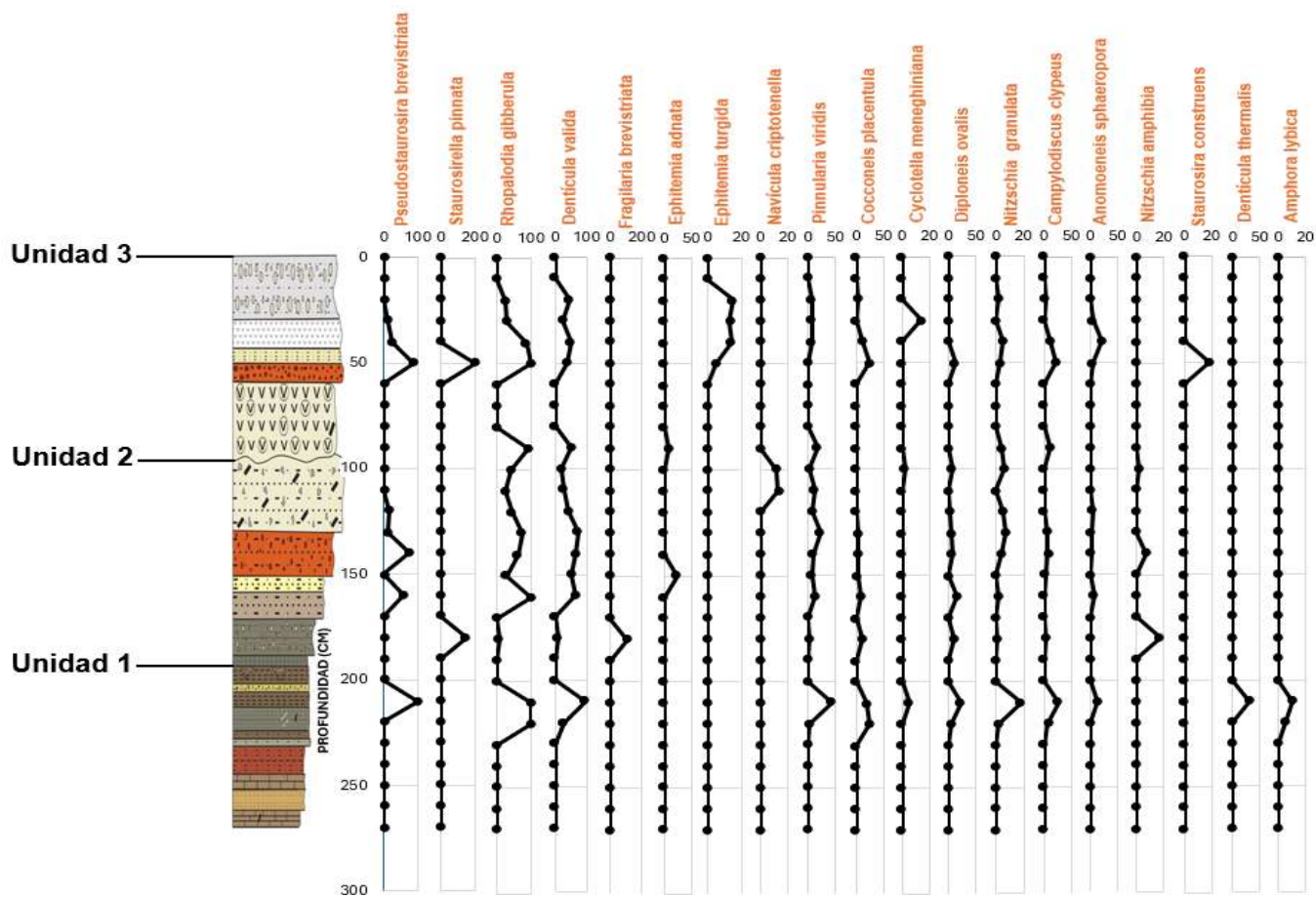
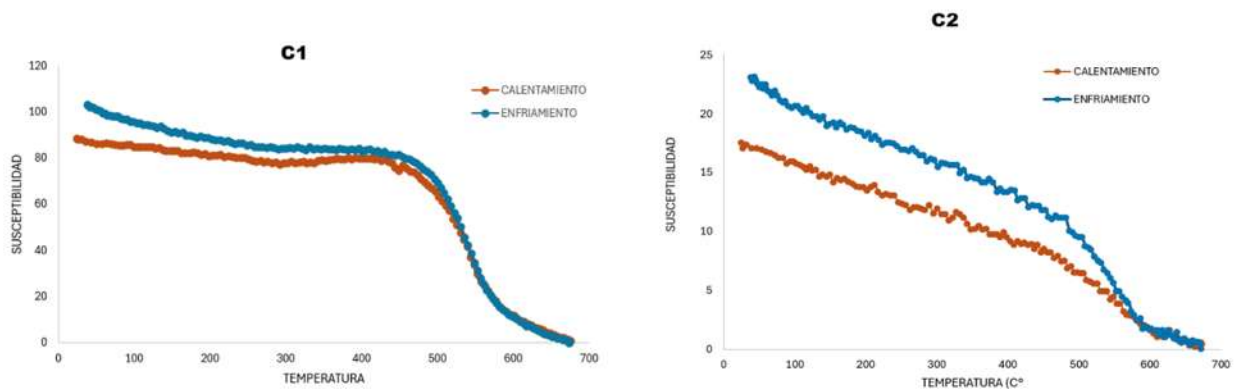


Figura 58. Perfil estratigráfico y registro de diatomeas.

## Mineralogía magnética de los artefactos arqueológicos

Se obtuvieron curvas de magnetización termomagnéticas de 12 muestras de tiestos arqueológicos que se encontraban estratificadas a lo largo del perfil. A continuación, se describirá el comportamiento de las curvas y la mineralogía magnética que obtuvieron durante el experimento, así como una tabla con las temperaturas de calentamiento y enfriamiento observadas (Tabla 4).

La muestra C1 presentó 3 fases mineralógicas en la curva de calentamiento y un comportamiento cuasi reversible. Sus fases entre 330-620°C están asociados a la griegita, titanomagnetita pobre en Ti y titanohematita (Fig. 59). La muestra C2 mostró una curva cuasi reversible y 3 fases, la primera de 0-300°C asociados a titanomagnetita intermedias, seguidas por titanomagnetita pobres en Ti a 580°C y finalizando con titanohematitas (casi hematita) a 640°C (Fig. 59).

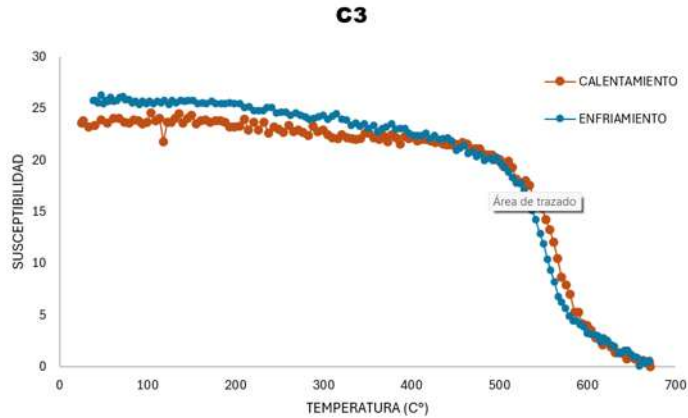


**Figura 59.** Curvas termomagnéticas de las muestras C1 Y C2.

Muestra	Calentamiento (°C)	Enfriamiento (°C)
C1	330 580 620	580 630
C2	0-300 580 640	0-300 560 620
C3	330 583 630	550 630
C4	120 580 620	550 630
C5	586 640	560 620
C6	580 630	568 630
C7	320 580	320 585
C8	120 580 640	560 630
C9	120 580 620	583 640
C10	120 580	585 620
C11	400 600	430 620
C12	120 300 560 620	550 620

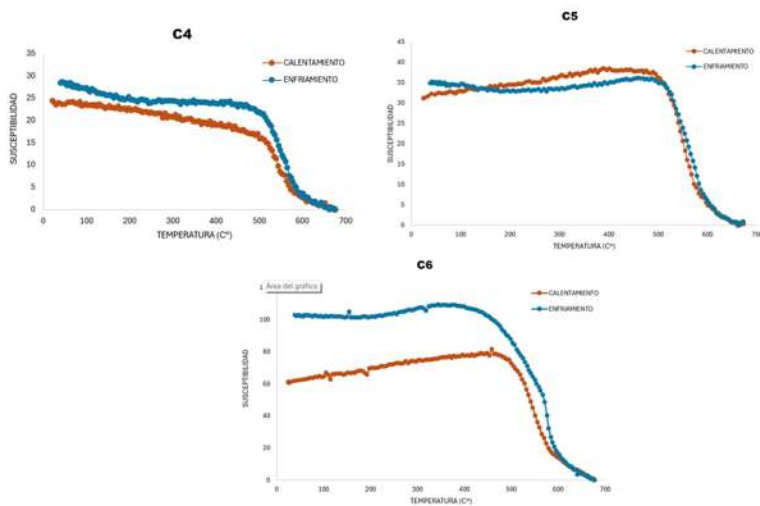
**Tabla 4.** Temperaturas de Curie obtenidas en los tiestos de cerámica.

En la muestra C3 se aprecia una curva reversible y 3 fases en la curva de calentamiento, entre los 330-640°C que corresponden a la greigita, titanomagnetita pobre en Ti y Titanohematitas (Fig. 60).



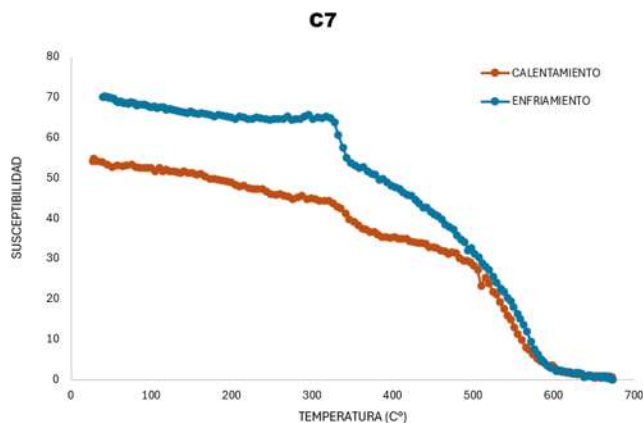
**Figura 60 .** Curva termomagnética de la muestra C3.

En las muestras C4 y C5 se observó un comportamiento cuasi reversible y 2 fases mineralógicas entre los intervalos de 580-640°C asociados a las titanomagnetita pobres en Ti y titanohematitas. En C6 se mostraron las mismas fases que en las muestras anteriores con la diferencia que el comportamiento de su curva no fue reversible (Fig.61).



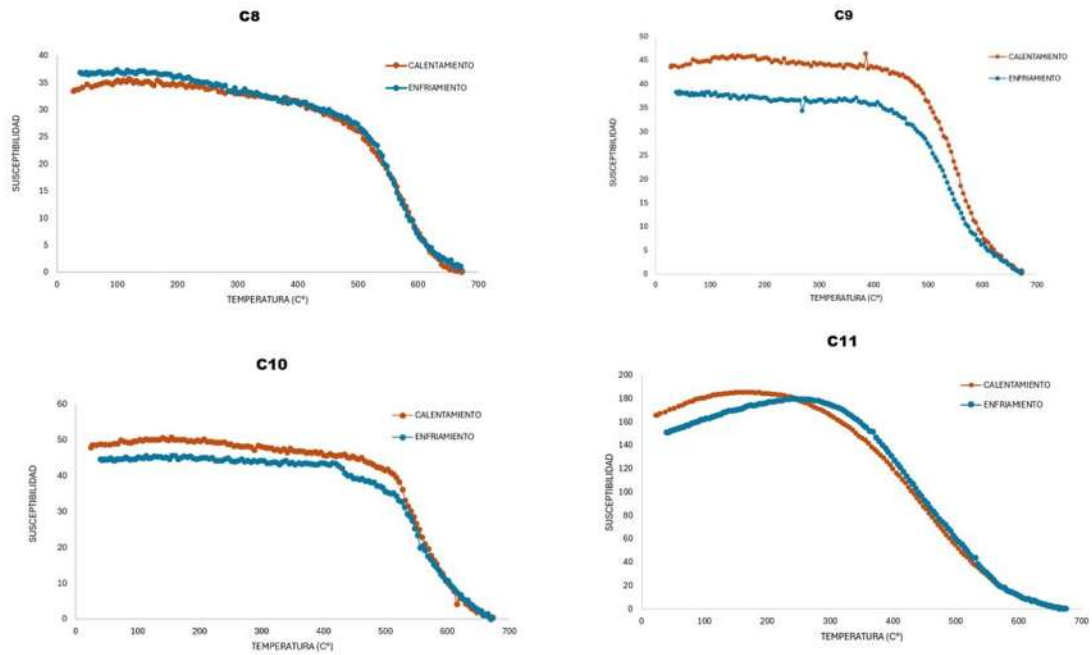
**Figura 61.** Curvas termomagnéticas de las muestras C4, C5 y C6.

La muestra C7 (Fig. 62) también presentó un comportamiento no reversible y 2 fases, una a 320°C con la grieguita y la segunda a 580°C con titanomagnetita pobres en Ti, al igual que en su curva de enfriamiento.



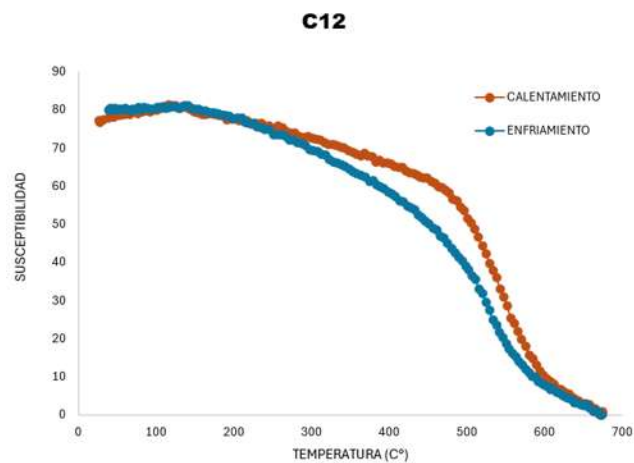
**Figura 62.** Curva termomagnética de la muestra C7.

Las curvas de calentamiento de las muestras C8 y C9 mostraron 3 fases, entre los 120-640°C relacionados con la goethita, titanomagnetita pobres en Ti y titanohematitas, el comportamiento de la curva en C8 fue reversible a diferencia de C9 que mostró una curva cuasi reversible (Fig.63). En la C10 se aprecian 2 fases en el calentamiento, a 120°C la goethita y a 580°C titanomagnetitas pobres en Ti, presentó una curva cuasi reversible. En la muestra C11 también se observaron 2 fases, en el intervalo de 400-600°C asociados a las titanomagnetita intermedias y titanohematitas, la curva tuvo un comportamiento cuasi reversible (Fig.63).



**Figura 63.** Curvas termomagneticas de las muestra C8,C9, C10 y C11.

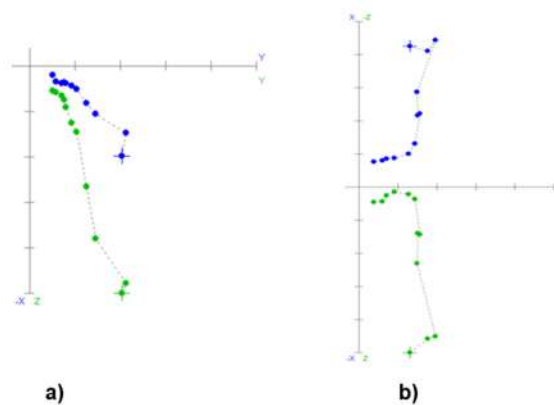
La muestra C12 es la única que mostro 4 fases mineralógicas la primera a 120°C con la goetitha, la segunda a 300°C con titanomagnetita intermedias, la tercera a 560°C con las titanomagnetita pobres en Ti y la cuarta con titano hematitas a 620°C, la curva presento un comportamiento cuasi reversible (Fig.64)



**Figura 64.** Curva termomagnetica de la muestra C12.

## Desmagnetización por campos alternos

El proceso de desmagnetización de los 72 fragmentos obtenidos muestran, que la mayoría tienen componentes magnéticas secundarias y 19 de ellos presentaron una sola componente magnética, que corresponde a las muestras C3, C4, C8 y C9 las cuales cumplen con los parámetros de calidad. Las muestras se desmagnetizaron entre los campos de 10 mT y 100 mT. En los diagramas de Zijderveld que se muestran a continuación se puede observar un ejemplo con una sola componente magnética y otra con componentes secundarias. (Fig. 65).



**Figura 65.** Diagramas de de Zijderveld a) con una componente magnética y B) con componentes magnéticas secundarias.

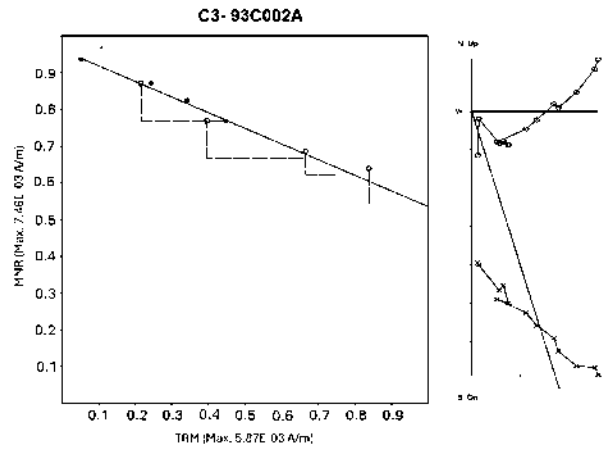
## Arqueointensidades

Después de analizar las curvas k-T de las 12 muestras de tiestos ceramicos, se realizo el experimento de Thellier (Thellier, 1959) de doble calentamiento modificado por (Coe et al., 1967,1978) en los 72 especímenes encapsulados en NaCl. Sin embargo de los 72 especimes procesados, solo 19 tuvieron determinaciones aceptables que corresponden a las muestras C3, C4, C8 y C9 (Tabla 5).

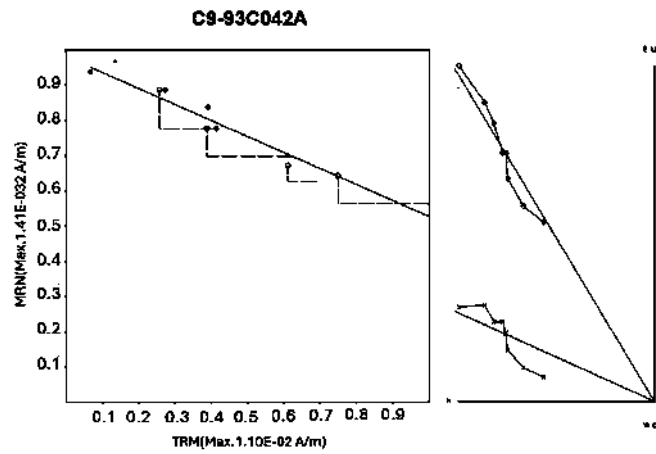
Muestra	Especimen	T-min-Tmax °C	N	f	g	q	B ± σB(μT)
<b>C3</b>	93C001A	400-540	8	0.16	0.37	4.86	36.6±2.1
	93C002A	400-540	4	0.16	0.54	0.33	24.0±6.3
	93C003A	350-515	6	0.18	0.53	0.45	25.1±5.3
	93C004A	400-540	6	0.30	0.76	1.50	23.4±3.6
	93C006A	300-540	4	0.28	0.60	1.75	23.1±2.2
<b>C4</b>	93C008A	400-560	4	0.41	0.55	1.67	17.9±2.4
	93C011A	200-560	8	0.73	0.79	3.94	26.8±3.9
	93C012A	300-540	4	0.45	0.64	4.34	18.2±1.2
<b>C8</b>	93C032A	250-560	8	0.68	0.79	7.55	35.0±2.4
	93C033A	200-560	11	0.82	0.87	9.99	32.8±2.3
	93C034A	200-560	11	0.80	0.86	10.29	34.7±2.3
	93C035A	300-560	8	0.25	0.78	1.68	25.3±3.0
	93C036A	300-560	8	0.28	0.79	2.00	24.5±2.6
<b>C9</b>	93C037A	300-540	13	0.41	0.87	5.25	37.9±2.5
	93C038A	300-540	13	0.35	0.85	3.70	34.4±2.7
	93C039A	150-560	7	0.42	0.67	3.07	33.5±3.1
	93C040A	200-560	7	0.43	0.78	3.50	36.7±3.4
	93C041A	400-560	6	0.27	0.67	1.09	23.7±3.9
	93C042A	250-560	7	0.36	0.78	1.40	26.8±5.4

**Tabla 5.** Datos de paleointensidad de Thellier donde: (N) es el número de puntos calculados, (f) la fracción de NRM, (g) el factor de espaciamento y (q) el factor de calidad.

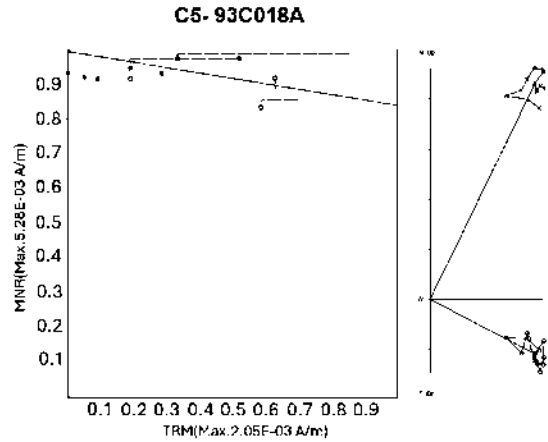
A continuación, se muestran los diagramas de Arai y diagramas ortogonales de algunos especímenes aceptados ( Fig.66 y 67 ) y un ejemplo de un espécimen rechazado ( Fig.68).



**Figura 66.** Especímenen de la muestra C3 aprobado después del experimento de paleointensidades.



**Figura 67.** Especímenen de la muestra C9 aprobado después del experimento de paleointensidades.



**Figura 68.** Especimen de la muestra C5 no aprobado después del experimento de paleointensidades.

En la (Tabla 5) se muestran los parametros de calidad de Coe (1978) para cada uno de los especímenes, donde la fracción de NMR (f) tiene intervalos de 0.16-0.82, el factor de espaciamento (g) valores entre 0.37-0.87, el factor de calidad (q) varía entre 0.33-10.29 y los valores de paleointensidades oscilan de 17.9 a 37 ( $\mu\text{T}$ ).

Los promedios de paleointensidades obtenidos de las muestras C3, C4, C8 Y C9 se muestran en la siguiente tabla:

<b>Muestra</b>	<b>n/N</b>	<b>Paleointensidad (<math>\mu\text{T}</math>)</b>
C3	5/6	26.4+-5.7
C4	3/6	20.9+-5.0
C8	5/6	30.4+-5.1
C9	6/6	32.1+-5.6

**Tabla 6.** Promedio de paleointensidades de las muestras C3, C4, C8 y C9.

## Estimaciones de intervalos de edades

Se realizó la datación arqueomagnética de 4 muestras para obtener los intervalos de tiempo y posteriormente hacer la interpretación arqueológica.

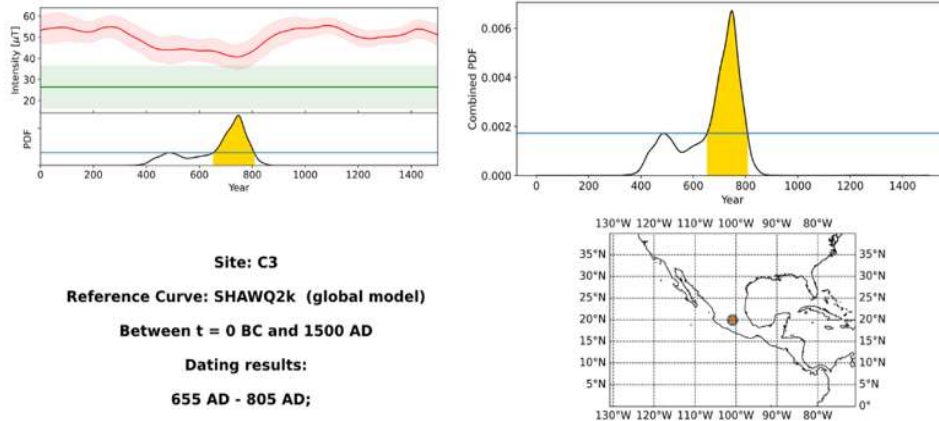
Para obtener las dataciones se utilizó el modelo geomagnético SHAWQ2k, sus iniciales SHA indican la técnica de modelado matemático de Análisis Armónicos Esféricos ( Spherical Harmonic Analyses), WQ indica que el modelo se calcula con un esquema de análisis relacionado con la clasificación de datos de entrada y el 2k que corresponde al intervalo de tiempo que utiliza el modelo, el cual es desde 1000 a.C a 1900 d.C. (Pavón-Carrasco et al., 2011; Campuzano et al., 2019,).

Posteriormente, se utilizó la plataforma de datación arqueomagnética de (Serrano et al., 2024), que contiene datos actualizados hasta febrero del 2024, y trata de una curva de referencia sintética con datos locales y modelos geomagnéticos actualizados. El intervalo utilizado para este modelo fue de 0 a 1500 d.C (Tabla 7).

<b>MUESTRA</b>	<b>INTERVALO DE EDAD Periodo (0 al 1500 d.C)</b>
C3	655-805 d.C
C4	680-800 d.C
C8	460-500 d.C 645-810 d.C
C9	460-510 d.C 635-810 d.C

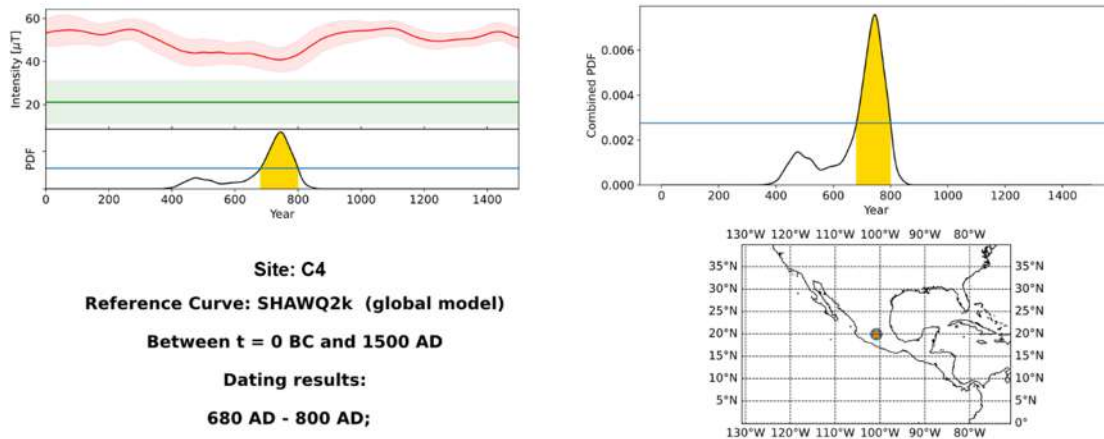
**Tabla 7.** Intervalos de tiempo obtenidos por la técnica de datación arqueomagnética usando el modelo SHAWQ2k para el periodo de 0 al 1500 d.C.

### MUESTRA C3



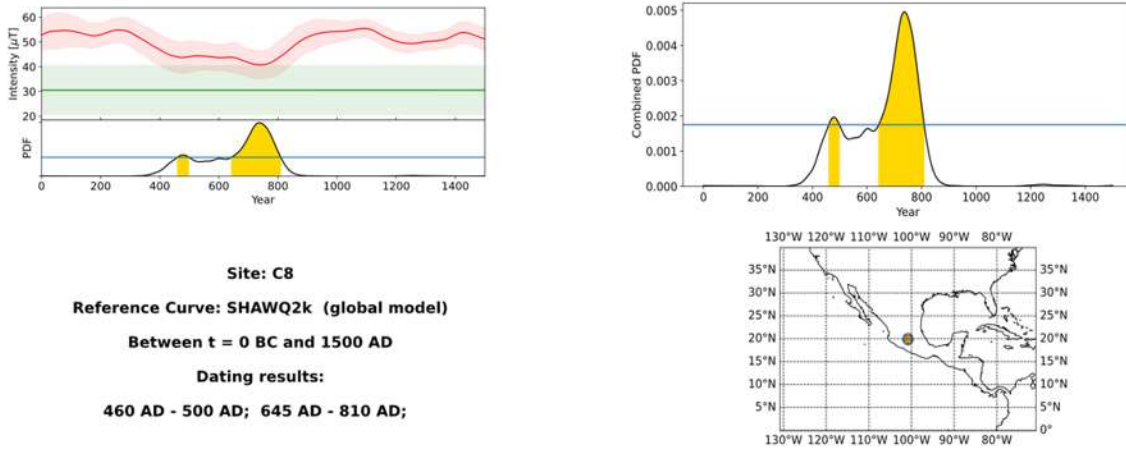
**Figura 69.** Datación arqueomagnética de la muestra C3 utilizando el modelo geomagnético global SHAWQ2k, en el periodo de 0 al 1500 d.C (Campuzano et al., 2019).

### MUESTRA C4



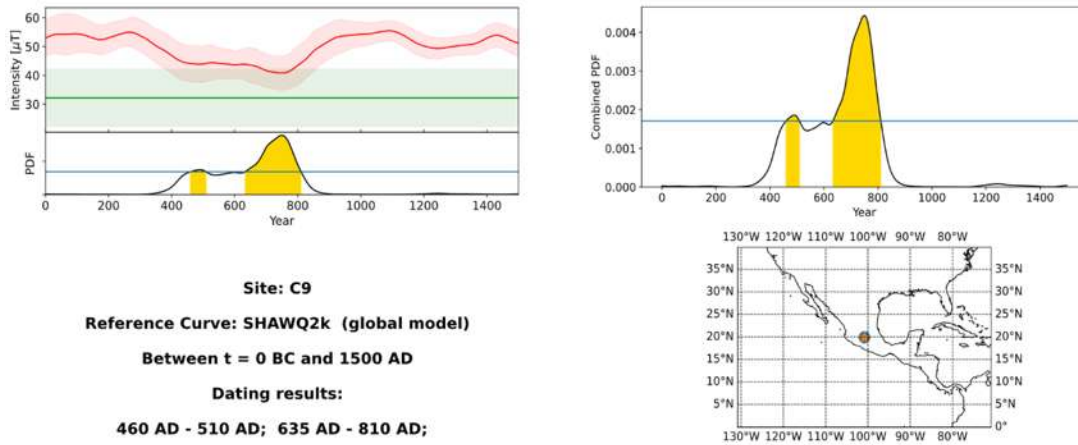
**Figura 69.** Datación arqueomagnética de la muestra C4 utilizando el modelo geomagnético global SHAWQ2k, en el periodo de 0 al 1500 d.C (Campuzano et al., 2019).

## MUESTRA C8



**Figura 70.** Datación arqueomagnética de la muestra C8 utilizando el modelo geomagnético global SHAWQ2k, en el periodo de 0 al 1500 d.C (Campuzano et al., 2019).

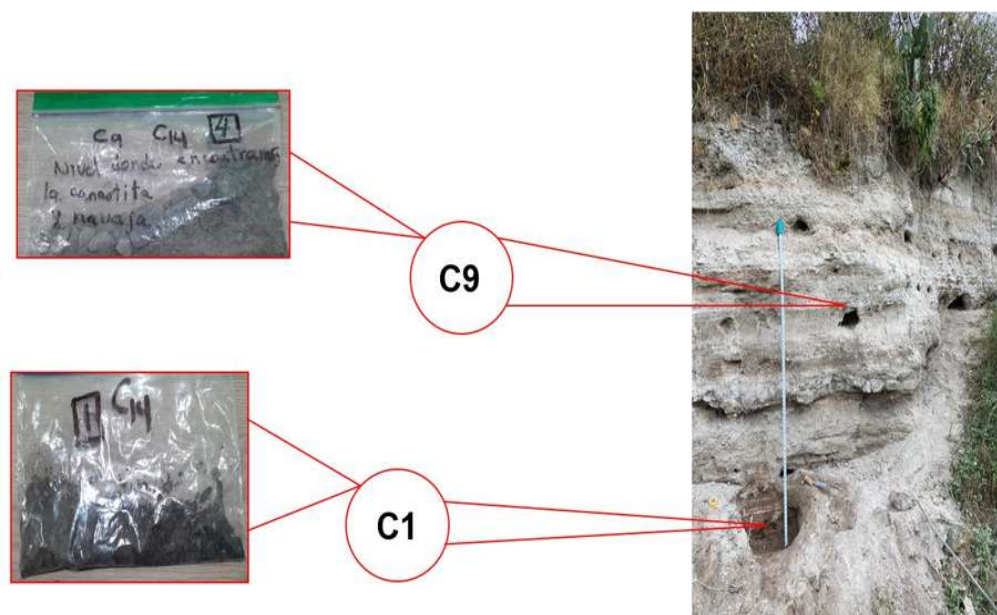
## MUESTRA C9



**Figura 71.** Datación arqueomagnética de la muestra C8 utilizando el modelo geomagnético global SHAWQ2k, en el periodo de 0 al 1500 d.C (Campuzano et al., 2019).

## Dataciones por radiocarbono.

Se obtuvieron 4 muestras de carbón ubicados dentro de la columna estratigráfica, de los cuales 2 se enviaron a análisis por radiocarbono al laboratorio Beta Analytic. A continuación se muestra el área donde se extrajeron las muestras C1 (270cm) de profundidad y C9 (90 cm) de profundidad en el perfil, además de los resultados de las dataciones por radiocarbono (Fig. 72).



**Figura 72.** Área de recolección de las muestras de carbón en el perfil estratigráfico.

Los resultados obtenidos para la muestra C1 fue de 1520+/- 30 BP, siendo el 77.8% de mayor probabilidad de edad calibrada de 530-608 cal AD, entre otras con menor porcentaje de probabilidad (Fig. 73).



La datación del resto óseo (calcáneo) se realizó en el laboratorio ICA el cual presentó un resultado de 1350 $\pm$ 30 BP, siendo el 72.1% de mayor probabilidad de edad calibrada de 640-710 cal AD con un 95.4% de probabilidad., entre otra de menor probabilidad (Fig.76).

ICA ID	Submitter ID	Material Type	Pretreatment	Conventional Age	Calibrated Age
14C-8391	Calcaneo Araro	Bone	Col-AAA	1350 $\pm$ 30 BP	Cal 640 - 710 AD (72.1%) Cal 730 - 780 AD (23.3%)

**Figura 76.** Resultado del resto óseo (calcáneo).

# DISCUSIÓN

## Reconstrucción paleoambiental

Se consideró previamente este sitio como un tiradero de sedimentos mezclados con escasos tiestos retrabajados. Sin embargo el análisis estratigráfico detallado demostró facies sedimentarias bien organizadas de forma horizontal con continuidad lateral. A partir de la descripción estratigráfica, registro de diatomeas y determinación de tamaño de partículas se pueden distinguir tres unidades en la secuencia, mediante los cuales se pueden caracterizar condiciones ambientales.

### Unidad1. (270 a 190 cm)

En la base de esta unidad los primeros 50 cm no se identificaron diatomeas, lo que sugiere una inestabilidad lacustre que no permitió su preservación. Sin embargo, un aumento en el depósito de arcillas y una disminución de material arenoso podría asociarse a un lago somero. En el registro de diatomeas, a 220 cm de profundidad la aparición de *Rhopadolia gibberula* y *Cocconeis plancentula* indican un lago fluctuante y con un aumento en la profundidad del lago. Análisis realizados a un núcleo de Cuitzeo por Israde et. al.,(2010) encuentra algunos niveles con especies perifíticas (*Anomoeoneis sphaeropora* y *Cocconeis plancentula*) que también evidencian lo fluctuante que era el lago. En la zona central la dominancia de *Pseudostaurosira brevistriata*, *Rhopalodia gibberula*, *Denticula valida*, *Denticula thermalis*, *Pinnularia viridis* y *Nitzschia granulata* infieren incrementos de concentraciones iónicas por lo que el lago presentó un periodo de aguas dulces a salobres. Sosa-Nájera, (2001) menciona que un registro de algas realizado en Cuitzeo presenta a *Coelastrum* que indica la existencia de aguas dulces y cálidas. Israde et. al., 2002 ha descrito fases lacustres en Cuitzeo que son separados por ausencia de diatomeas o por incremento de material terrígeno, interrupciones que también presenta la cima de esta unidad y en la que no se obtuvo un registro de taxas.

## Unidad 2. (180 cm a 100 cm)

Esta unidad se caracteriza por un decremento en el depósito de arcillas y un incremento en las arenas que infiere un periodo de escasas precipitaciones. Bocanegra (2010) menciona que en Cuitzeo se muestran fases de sequía y humedad, que también han afectado al centro de México. La relación de especies alcalofílas y dulceacuícolas (*Rhopadolia gibberula*, *Ephitemia adnata*, *Dentícula valida*, *Nitzschia anfibia*) sugieren tendencias de aumentos y disminución en el nivel lacustre, condiciones alcalinas y desarrollo de vegetación acuática, condiciones que también se encontraron en un núcleo extraído del centro de Cuitzeo (Israde, 2002) En la cima de esta unidad se tiene un depósito limo arenoso con intercalaciones de trozos de carbón asociado a incendios.

## Unidad 3. (90 cm a 100 cm)

Se presenta en la base una discordancia erosiva, donde se evidencia el registro de *Rhopadolia gibberula*, *Dentícula valida* y *Pinnularia viridis*, las dos primeras asociadas con un aumento en la salinidad y un ligero nivel lacustre y la última asociada a zonas de ciénegas o pantanos incrementando la materia orgánica. El registro de diatomeas se ve interrumpido por un depósito de ceniza volcánica (30 cm de espesor) estas cenizas son derivadas de la actividad volcánica de la caldera de Los Azufres y otros aparatos cercanos. A 50 cm de profundidad la asociación de *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosirella pinnata*, *Rhopalodia gibberula* y *Staurosira construens* indican condiciones de un lago de aguas diluidas, con posible incremento en el tirante de agua, fases de humedad y con condiciones fluctuantes para Cuitzeo.

En la parte central de la unidad la dominancia de *Ephitemia turgida*, *Cyclotella meneghiniana*, *Campylodiscus Clypeus* y *Rhopalodia gibberula*, se relaciona con condiciones de ligeros incrementos en la columna de agua y alta concentración iónica.

En la cima de la columna se ve nuevamente interrumpido el registro de diatomeas debido a un depósito de ceniza fina. Conjuntos polínicos analizados por Velázquez-Durán, (2003) mencionan la presencia de polen de herbáceas como pastos y compuestas que están presentes en elementos arbóreos, indicando posiblemente actividad volcánica en la zona.

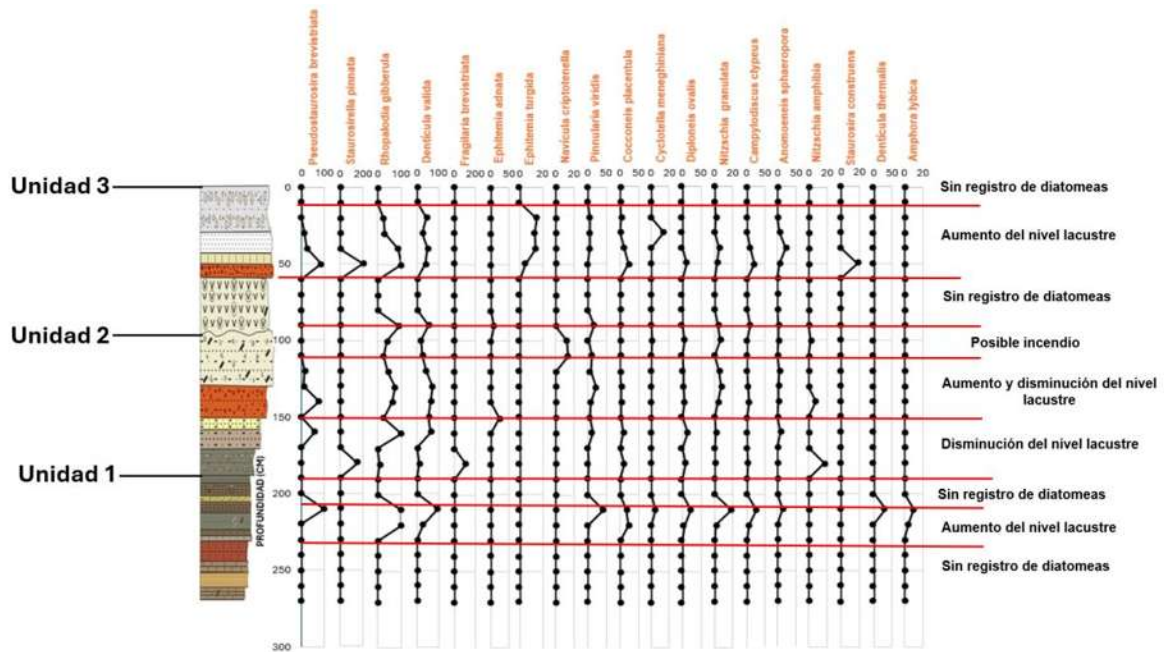


Figura 77. Perfil estratigráfico y relación del registro de diatomeas.

## Parámetros magnéticos

La mayoría de las muestras analizadas por curvas (kT) fueron no reversibles y presentaron contenido principal de titanomagnetita pobre en Ti, que podría provenir de las rocas volcánicas y suelos que rodeaban al lago y que fueron transportadas por corrientes fluviales. De acuerdo con los resultados de los parámetros magnéticos: susceptibilidad a baja frecuencia ( $\chi_{lf}$ ), susceptibilidad dependiente de la frecuencia ( $\chi_{df}$ ), magnetización remanente isotermal de saturación (SIRM) y el coeficiente de S-300 se hizo su interpretación ambiental.

En la unidad 1 se puede apreciar a 240 cm de profundidad una disminución en el valor ( $\chi_{df}$ ) probablemente asociado a sequía, seguido por un aumento en los valores de ( $\chi_{df}$ ) entre 230 y 190 cm que indicaría incremento de lluvias, que a su vez sugiere un incremento en el nivel lacustre, asimismo se presenta un aporte de material arenoso con el aumento de los valores de ( $\chi_{df}$  y SIRM) a 260 cm que también se evidencia en el análisis de determinación de partículas con el incremento de las arenas. Además de un aporte de partículas antiferromagnéticas (S-300) a 220 cm que podría asociarse a intemperismo.

En la unidad 2 se observan incrementos y decrementos en los valores de ( $\chi_{df}$ ) que sugieren un periodo corto de lluvias, sin embargo también se muestran 2 puntos con valores bajos en ( $\chi_{df}$ ) a 160 cm y 130 cm que indica un periodo de estiaje. Hacia la cima de la unidad la disminución de material ferrimagnético (S-300) a 100 cm sugiere un proceso de erosión, que se evidencia en la estratigrafía con una discordancia erosiva.

En la base de la unidad 3 el incremento de material ferrimagnético (SIRM) entre 80 y 70 cm, muestra el primer depósito de ceniza que se tiene en la columna, seguido entre 30 y 20 cm con un segundo depósito de ceniza el cual indicaría actividad volcánica cercano a la zona. Los incrementos y decrementos en los valores de ( $\chi_{df}$ ) sugieren un periodo de inestabilidad en el nivel lacustre. Además en la zona central y hacia cima de la unidad (60 y 10 cm), se presentan incrementos en los valores de ( $\chi_{df}$ ) y disminuciones en los valores del SIRM que estarían asociados a procesos formadores de suelo y asimismo con condiciones de un lago muy somero.

Hasta el momento, los registros en la porción occidental de México son pocos y sólo documentan intervalos de sequías y fases húmedas durante el Holoceno Tardío (Israde et al., 2010), condiciones húmedas también se observan en Zacapu con tendencia a secas (Ortega et al., 2002) y posteriormente Zirahuen (Israde et al., 2019).

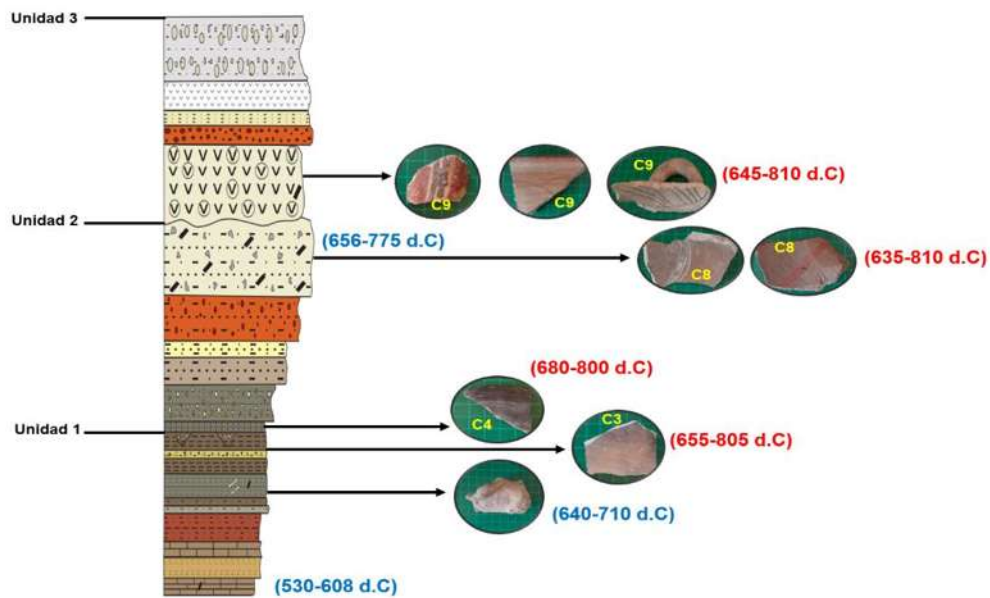
Algunos estudios realizados en el centro de México por (Lozano-García et al., 1993; Lozano-García y Ortega Guerrero, 1994; Lozano-García, 1996); indican una reducción en el nivel lacustre del lago de Chalco; con un ambiente somero variable, además de actividad volcánica intensa. Se ha sugerido que los registros al oeste de la Cuenca de México indican mayor humedad con una tendencia espacial decreciente de la humedad del occidente al oriente en el centro de México (Bradbury, 1997).

### **Dataciones de radio carbono y estimación de edades arqueomagnéticas**

La base de la unidad 1 (Fig.78) presentó una edad de  $1520\pm 30$ b.P correspondiendo a (530-608 d.C), también a 220 cm de profundidad la datación del calcáneo obtuvo  $1350\pm 30$ b.P que corresponde a 640-710 d.C. En la base de la unidad 2 en el depósito de carbón masivo se presentó la edad de  $1310\pm 30$ b.P que corresponde (656-775 d.C). Dataciones de radiocarbono realizadas a fragmentos de carbono en una secuencia sedimentaria al oriente de Cuitzeo por Aguilar et. al (2013) indican una edad en la base del perfil de  $1580\pm 40$ b.P que corresponde (415-571d.C) en la parte central del perfil obtuvieron  $1510\pm 40$ b.P que corresponde a (529-644 d.C) y hacia la cima ( $1510\pm 40$ b.P) que pertenece al (534-650d.C), por lo que los resultados de ambos estudios dieron una temporalidad para el Epiclásico.

Las dataciones arqueomagnéticas obtenidas en la unidad 1 (Fig.78) la muestra C3 (655-805 d.C) y C4 (680-800d.C) y en la unidad 2 C8 (635-810 d.C) y C9 (645-810 d.C) las cuales corresponden al epiclásico (Fig.78). Las dataciones obtenidas para este sitio son escasas, sin embargo, se cuenta con algunas dataciones en regiones cercanas a Cuitzeo como son: en Tingambato que presentan dataciones de 546-

950 d.C (Punzó,2016). Un estudio arqueomagnético realizado por Campos (2018) data un tiesto cerámico de tipo Cherán ubicado en la cuenca de Cuitzeo con una edad (670-815 d.C) y que también estuvo presente en Zacapu y Pátzcuaro, por lo que se sugiere que Cuitzeo estuvo ocupado durante el Epiclásico y que al parecer tendría algún tipo de relación con la cuenca de Zacapu, Pátzcuaro y el sitio de Tingambato.



**Figura 78.** Dataciones obtenidas en la secuencia sedimentaria. En color rojo se muestran las dataciones arqueomagnéticas y en color azul por radiocarbono.

## CONCLUSIONES

Los análisis de registro de diatomeas y magnetismo ambiental proveen datos relacionados con el ambiente del borde sur lago de Cuitzeo. La relación de estos proxies sugieren que del 530 al 805 d.C, el lago presentaba un ambiente de borde lacustre con actividad lítica en el contexto de actividad hidrotermal, con fases húmedas e intervalos de fases secas, que permitieron incrementos y decrementos en el nivel lacustre, además de favorecer condiciones de aguas con alta concentración iónica. Entre el 635 y 810 d.C un lago con turbidez, alcalinidad alta, condiciones fluctuantes y en algunos periodos presentó vegetación acuática así como en fases de sequía formación de suelo, además de presentar evidencia de actividad volcánica regional e incendios en el borde del lago del 645 al 810 d.C.

El contexto arqueológico se evidencia con los numerosos tuestos cerámicos ordenados en los distintos estratos, las dataciones arqueomagnéticas y de radiocarbono datan intervalos del 530 al 810 d.C, que corresponden a el periodo Epiclásico, que sugiere asentamientos prehispánicos en ambientes lacustres como es el caso de Cuitzeo y sus alrededores, donde aprovechaban el recurso hídrico para sus actividades económicas.

Por lo que la interpretación de estos resultados infieren que este asentamiento tuvo una ocupación constante en el borde del lago durante el epiclásico y que se desarrolló en condiciones ambientales muy similares a la que presenta el lago en la actualidad.

## BIBLIOGRAFÍA

Bartel, A. A., Bidegain, J. C. y Sinito, A. M. (2005). Propiedades magnéticas de diferentes suelos del Partido de La Plata, provincia de Buenos Aires. *Revista de Asociación Geológica de Argentina*, 60(3): 591-598

Battarbee RW, Jones VJ, Flower RJ, Cameron NG, Bennion H, Carvalho L, Juggins S (2001) Diatoms. In: *Tracking environmental change using lake sediments Vol 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators.* (eds Smol JP, Birks HJB, Last W) pp 155-202. Dordrecht, Kluwer

Bocanegra Dulce (2010), "Reconstrucción Paleovegetacional del Holoceno en la Cuenca de Cuitzeo, Michoacán".. Tesis de maestría, Maestría en Conservación y manejo de Recursos naturales, Facultad de Biología, Universidad Michoacana de san Nicolás de Hidalgo, 146 pp

Boës, X., Rydberg, J., Martinez-Cortizas, A., Bindler, R. and Renberg, I. (2011). Evaluation of conservative lithogenic elements (Ti, Zr, Al, and Rb) to study anthropogenic element enrichments in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 46:75–87

Butler, R. F. (1992). *PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes.*

Carranza Castañeda (1976). *Rhincotherium Falconeri del Rancho la Goleta, Michoacán, México.* Instituto de Geología, UNAM. Congreso latinoamericano de Geología, México. 3. 28 p.

Constable, C. G., Johnson C. L., Lund S. P., (2000). Global geomagnetic field models for the past 3000 years: Transient or permanent flux lobes?. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.* 358, 991 – 1008.

Conte – Fasano G., Urritia – Fucugauchi J., Goguitchaichvili A., Morales – Contreras J., (2006). Low-latitude paleosecular variation and the time-averaged field during the late Pliocene and Quaternary – Paleomagnetic study of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Earth Planets Space*, 58, 1359 – 137.

Clift, P., Wan, S. and Blusztajn, J. (2014). Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: a review of competing proxies. *Earth Sciences Review* 130: 86–102.

Darras, Veronique y Brigitte Faugere (2005) "Cronología de la cultura Chupícuaro: estudio del sitio La Tronera, Puruagüita, Guanajuato", en *El antiguo occidente de México: nuevas perspectivas sobre el pasado prehispánico*, editado por Eduardo Williams, Phil C. Weigand, Lorenza López y David Grove. El Colegio de Michoacán, Zamora.

Davies, S., Lamb, H. and Roberts, S. (2015). Micro-XRF Core Scanning in Paleolimnology: Recent Developments. In: Croudace, I., Rothwell, R. (eds) *Developments in Paleoenvironmental Research*, 17. Springer, Dordrecht. 7:189-226.

Dearing, J.A. (1994). *Environmental Magnetic Susceptibility. Using the Bartington MS2 System*. Second edition. British Library Cataloguing in Publication Data. 54 pp.

Dearing, J.A. (1999). Magnetic susceptibility. In: Walden J, Oldfield F, Smith J, (eds), *Environmental Magnetism: a practical guide*, No. 6. London, UK: Quaternary Research Association, pp. 35-62.

Donadini F., Korte M., Constable C. G., (2009). Geomagnetic field for 0 – 3 ka: 1. New data sets for global modeling. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, vol. 10, núm 628 p.

Escobar, M.A. y Alatorre, M. (2005). Medición de susceptibilidad Magnética X de materiales. Laboratorio de propiedades Magnéticas de materiales. Centro Nacional de Metrología (CENAM), 18 pp. en: [www.cenam.mx/dme/pdf/PRE](http://www.cenam.mx/dme/pdf/PRE)

Escobar, Armando M. (1984) “Las encomiendas en la cuenca lacustre de Cuitzeo”, en Michoacán en el siglo XVI, Fimax Publicistas, Morelia, pp. 191-296.

Escobar, Armando M. (1998) “La sal como tributo en Michoacán a mediados del siglo XVI”, en *La sal en México*. Vol. 2, editado por J.C. Reyes. Universidad de Colima, pp. 161-186.

Evans, M. E., y Heller, F. (2003). *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics*. Academic Press.

Fedotov, A., Phedorin, M., Enushchenko, I., Vershinin, K., Melgunov, M. and Khodzher, T (2012). A reconstruction of the thawing of the permafrost during the last 170 years on the Taimyr Peninsula (East Siberia, Russia). *Global Planet Change* 98–99:139–152.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M., (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 334, 42–64.

Filini, Agapi (2013). La cuenca de Cuitzeo, Michoacán: patrimonio arqueológico y ordenamiento territorial. En “La política de ordenamiento territorial: de la teoría a la práctica”. Coord. Sánchez Salazar, M.T. Instituto de Geografía. Centro de Investigación en Geografía Ambiental. UNAM. SEMANAT. INECC.

Flores Villatoro, Dolores, (2004), *Occidente. Museo Nacional de Antropología. México*, México, Conaculta / INAH / Lunwerg

Garduño-Monroy, V., Perez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M., Szykaruk, Hernandez-Madrigal, V., García-Zepeda, M., Corona-Chavez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V., (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofisc. Int.* 48 (3), 319–33.

Gibbs, A.D., (1984). Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc.* 141(4), 609–620. (1–3), 209–227.

Gomez-Vasconcelos, M.G., Luis Macías, J., Avellan, D.R., Sosa-Ceballos, G., Garduno- Monroy, V.H., Cisneros-Maximo, G., Layer, P.W., Benowitz, J., Lopez-Loera, H., Lopez, F.M., Perton, M., (2020). The control of preexisting faults on the distribution morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field. *Geol. Soc. Am. Bull.* 132 (11–12), 2455–2474.

Goguitchaichvili A., (1999). A simple, alternative presentation of paleomagnetic demagnetization data. *Geofísica Internacional*, vol. 38, núm. 4, 285 – 290.

Gomez-Tuena, A., La Gatta, A.B., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutierrez, F., Carrasco-Núñez, G. (2003). Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions, and crystal contamination. *Geochemistry. Geophysics, Geosystems.*

Harwood DM, Gersonde R (1990) Lower Cretaceous diatoms from ODP leg 113 site 693 (Weddell Sea). Part 2: resting spores, chrysophycean cysts, and endoskeletal dinoflagellate, and notes on the origin of diatoms. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* (eds Barker PF, Kennett JP, Al. E) pp 403-425. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Healan, Dan y C. Hernández (1999) "Asentamiento prehispánico y cronología cerámica en el noreste de Michoacán", en *Arqueología y etnohistoria: la región del Lerma*, editado por E. Williams y P.C. Weigand. El Colegio de Michoacán, Zamora, pp. 133-156.

Healan, Dan (2004) "Extracción prehispánica de obsidiana en el área de Ucareo-Zinapécuaro, Michoacán", en *Bienes estratégicos del antiguo Occidente de México: producción e intercambio*, editado por Eduardo Williams. El Colegio de Michoacán, Zamora.

Healan, Dan (2005) "Nuevos datos acerca del desarrollo de la tecnología de núcleos prismáticos en la fuente de obsidiana, Ucareo, Michoacán", en *El antiguooccidente de México: nuevas perspectivas sobre el pasado prehispánico*, editado por Eduardo Williams, Phil C. Weigand, Lorenza López y David Grove. El Colegiode Michoacán, Zamora.

Hunter, M.L. jr., Jacobson G.L. y Webb III, T. (1988). *Paleoecology and the coarse filter approach to maintaining biological diversity*. *Conservation Biology* 2:376- 385.

Hustedt F (1930). *Bacillariophyta (Diatomeae)*, Fisher, Jena.

Israde-Alcantara, I., Miller, W.E., Garduño-Monroy, V.H., Barron, J., Rodríguez-Pascua, M.A., (2010). *Palaeoenvironmental significance of diatom and vertebrate fossils from Late Cenozoic tectonic basins in west-central Mexico: a review*. *Quat. Int.* 219 (1–2), 79–94.

Israde-Alcantara, I., Garduño-Monroy, V.H., (1999). *Lacustrine record in a volcanic intraarc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western México, Michoacan)*. *Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151.

Israde-Alcántara I., Vázquez C.G., Davies S., Aston B., Miranda M.C. (2021) A 12,000 Year Diatom-Based Paleoenvironmental Record from Lago de Zirahuén, Mexico. In: Rosen M.R., Finkelstein D.B., Park Boush L., Pla-Pueyo S. (eds) *Limnogeology: Progress, Challenges and Opportunities. Syntheses in Limnogeology*. Springer, Cham. P.367-391. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-66576-0\\_12](https://doi.org/10.1007/978-3-030-66576-0_12). ISBN-13: 978-3030665753 ISBN-10: 3030665755

Jackson M., (2007). Magnetization, Isothermal Remanent. En: *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, editada por Gubbins Davis y Emilio Herrero Bervera, Springer, 589 – 594.

Kalugin, I., Daryin, A., Smolyaninova, L., Andreev, A., Diekmann, B., y Khlystov, O. (2007). 800-yr-long records of annual air temperature and precipitation over southern Siberia inferred from Teletskoye Lake sediments. *Quaternary Research*, 67: 400-410.

Kanu, M. O., Meludu, O. C., and Oniku, S. A. (2014). Comparative study of top soil magnetic susceptibility variation based on some human activities. *Geofísica Internacional*, 53(4): 411-423.

Korte M., Constable C., (2005). Continuous geomagnetic field models for the past 7 millenia: 2. CALS7k. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, vol. 6, núm. 1, 18 p.

Korte M., Constable C., (2003). Continuous global geomagnetic field models for the past 3000 years. *Phys. Earth Planet Inter.* 140, 73 – 89.

Korte M., (2011). Reconstructing the global geomagnetic field of the Holocene. *Latinmag Letters*, vol. 1, Special Issue, CO2, 1 – 6.

Lanza, R., y Meloni, A., (2009), *The Earth's Magnetism, An Introduction for Geologist*, Springer, New York, US, pp. 278.

Lanza R., Meloni A., (2006). *The Earth's Magnetism. An Introduction for geologists*. Springer, primera edición, 278 p.

López Austin, Alfredo y Leonardo López Luján, (2009). *El pasado indígena*, México, Colmex

Lowrie W., (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University, Segunda Edición, 381 p.

M. Albert, M.K. Bamford, I.G. Stanistreet, H. Stollhofen, Carlos A. Rivera-Rondón, J.K. Njau, R.J. Blumenschine, "River-Fed Wetland Palaeovegetation and Palaeoecology at the HWK W Site, Bed I, Olduvai Gorge", en *Review of Palaeobotany and Palynology*, 259, 2018, 223-241.

Macías Goytia, Angelina (1989) "La cuenca de Cuitzeo", en *Historia general de Michoacán*, editado por E. Florescano, Vol. I. Gobierno del Estado de Michoacán/ Instituto Michoacano de Cultura, Morelia, pp. 169-190.

Manzanilla, L. y Barba L. (1995). *La arqueología: Una visión científica del pasado del hombre*, La ciencia para todos 123, Fondo de Cultura Económica-SEP- Conacyt, México.

Medlin LK, Kaczmarek I (2004) Evolution of the diatoms: V. Morphological and cytological support for the major clades and a taxonomic revision. *Phycologia*, 43, 245-270.

Medlin L, Kooistra W, Gersonde R, Sims P, Wellbrock U (1997) Is the origin of diatoms related to the end-Permian mass extinction? *Nova Hedwigia*, 65, 1-11.

Meloni, L. (2006). The Earth's Magnetic Field. En R. Lanza, y A. Meloni, *The Earth's Magnetism* (pág. 1:278). Springer Nature. Obtenido de <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-540-27980-8>.

Merrill R. T., McElhinny M.W., McFadden, P.L, (1996). *The Magnetic Field of the Earth*, International Geophysics Series, Academic Press, San Diego, CA 531 pp.

Merrill R. T., McElhinny M. W., McFadden., (1998). *The Magnetic Field of the Earth*, International Geophysics Series, Academic Press, vol. 63, 539 p.

McElhinny M. W., McFadden P. L., (2000). *Paleomagnetism. Continents and Oceans*, International Geophysics Series, Academic Press, vol. 73, 394 p.

McElhinny M. W., McFadden P. L., (2000). *Paleomagnetism. Continents and Oceans*, International Geophysics Series, Academic Press, vol. 73, 394 p.

Muñiz, L.,(1997). *El geomagnetismo. Cuadernos del instituto de geofísica*,11. México, Instituto de geofísica, UNAM-Ed. Plaza Valdés, 52pp.

Olsen, J., Björck, S., Leng, M.J., Gudmundsdóttir, E.R., Odgaard, B.V., Lutz, C.M. and Seidenkrantz, M.S. (2010). Lacustrine evidence of Holocene environmental change from three Faroese lakes: a multiproxy XRF and stable isotope study. *Quaternary Science Reviews*, 29(19-20): 2764-2780.

Pavón-Carrasco F. J., Osete M. L., Torta J. M., De Santis A., (2014). A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 98 – 109.

Pérez-Rodríguez N., (2018) Estudio Paleomagnético del volcán El Metate (Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato) y su contexto arqueológico. Tesis de maestría. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra. Pag. 23.

Pollard, Helen P (1993) Taríacuri's legacy: the Prehispanic Tarascan state. University of Oklahoma Press, Norman.

Pollard, Helen P. y T. Vogel (1994) "Implicaciones políticas y económicas del intercambio de obsidiana dentro del Estado tarasco", en Arqueología de Occidente de México: nuevas aportaciones, editado por Eduardo Williams y R. Novella. El Colegio de Michoacán, Zamora.

P Williams, Eduardo (2005) "Una pizca de sal: nuevos datos acerca de la producción salinera en la cuenca de Cuitzeo, Michoacán", en El antiguo occidente de México: nuevas perspectivas sobre el pasado prehispánico, editado por Eduardo Williams, P.C. Weigand, Lorenza López Mestas y David Grove. El Colegio de Michoacán, Zamora.

Round F.E., Crawford R.M. y Mann D.G. (1990). The Diatoms. Biology y Morphology of the genera. Cambridge University Press, Cambridge. 747 pp.

Round, F.E. and Mann, D.G. (1981). The diatom genus *Brachysira*. I. Typification and separation from *Anomoeneis*. *Archiv Protistenkunde* 124: 221-231.

Simonsen R (1979) The diatom system: Ideas on phylogeny. *Bacillaria*, 2, 9-71.

Soler-Arechalde A. M., (2006). Investigaciones arqueomagnéticas en México. *Fundamentos Historia y Futuro. Monografías del Instituto de Geofísica. No. 10. Universidad Nacional Autónoma de México. 90 p.*

Suter, M., Martínez, M.L., Legorreta, O.Q., Martínez, M.C., (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113 (6).

Sternberg R. S., (1990). The Geophysical Basis of Archaeomagnetic Dating. En *Archaeomagnetic Dating*. Editado por: Jeffrey L. Eighmy y Robert S. Sternberg, The University of Arizona Press, 5 – 30.

Stoermer EF, Smol JP (1999) Applications and uses of diatoms: prologue. *The diatoms: applications for the environmental and earth sciences*, 3-10.

Stoermer EF, Julius ML (2003) Centric Diatoms. In: *Freshwater Algae of North America*. (eds Wehr JD, Sheath RG) pp 559-594. Elsevier Science.

Tauxe, L. (2005). *Lectures in Paleomagnetism*. Obtenido de <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005>.

Tauxe, L.,(2020). *Essential of rock and paleomagnetism (5th Web Edition)*, Scripps Institution of Oceanography La Jolla. <https://earthref.org/MagIC/books/tauxe/Essentials/>.

Tauxe L., (2003). *Paleomagnetic Principles and Practice*. Kluwer Academic Publishers, Editorial Advisory Board, vol. 18, 300 p.

Tauxe, L.,(2008). *Essentials of rock and paleomagnetism: 509pp*. <http://earthref.org/MagIC/books/tauxe/Essentials/>.

Tauxe L., (2016). *Essentials of Paleomagnetism (web edition)*. University of California Press: <http://magician.ucsd.edu/Essentials>.

Teweldemedhin Z. S., Fuller R. L., Greenblatt M., (2007). Susceptibility, Measurements of solids. En: Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, editada por Gubbins Davis y Emilio Herrero-Bervera, Springer, 933 – 936.

Thellier, E., Thellier, O., (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. Ann. Geophys. 15, 285–376.

Thompson, R., y Oldfield, F. (1986). Environmental Magnetism. London: Allen y Unwin.


Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J.H., (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. Int. Geol. Rev. 38 (2), 176–194.

Villalaín SantaMaría J.J, (2016), La historia del campo magnético terrestre registrado en las rocas. Fundamentos del Paleomagnetismo, Enseñanzas de las ciencias de la tierra, 24, 3, 261-274.

Weigand, Phil C. y Eduardo Williams (1999) "Introducción", en Arqueología y etnohistoria: la región del Lerma, editado por E. Williams y P.C. Weigand. El Colegio de Michoacán, Zamora

**Karla Astrid Flores García**

# EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL Y REGISTRO MAGNÉTICO DE LO SITIOS ARQUEOLÓGICOS DEL EPICLÁSICO DEL BORDE SU

 Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

## Detalles del documento

Identificador de la entrega

trn:oid::3117:409477338

Fecha de entrega

25 nov 2024, 4:59 p.m. GMT-6

Fecha de descarga

25 nov 2024, 5:05 p.m. GMT-6

Nombre de archivo

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL Y REGISTRO MAGNÉTICO DE LO SITIOS ARQUEOLÓGICOS DEL EPI....pdf

Tamaño de archivo

6.3 MB

155 Páginas

29,783 Palabras

160,043 Caracteres

## Formato de Declaración de Originalidad y Uso de Inteligencia Artificial

Coordinación General de Estudios de Posgrado  
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



A quien corresponda,

Por este medio, quien abajo firma, bajo protesta de decir verdad, declara lo siguiente:

- Que presenta para revisión de originalidad el manuscrito cuyos detalles se especifican abajo.
- Que todas las fuentes consultadas para la elaboración del manuscrito están debidamente identificadas dentro del cuerpo del texto, e incluidas en la lista de referencias.
- Que, en caso de haber usado un sistema de inteligencia artificial, en cualquier etapa del desarrollo de su trabajo, lo ha especificado en la tabla que se encuentra en este documento.
- Que conoce la normativa de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, en particular los Incisos IX y XII del artículo 85, y los artículos 88 y 101 del Estatuto Universitario de la UMSNH, además del transitorio tercero del Reglamento General para los Estudios de Posgrado de la UMSNH.

Datos del manuscrito que se presenta a revisión		
Programa educativo	MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO	
Título del trabajo	“EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL Y REGISTRO MAGNÉTICO DE LOS SEDIMENTOS LACUSTRES DEL EPICLÁSICO MESOAMERICANO (MARGEN SUR DEL LAGO DE CUITZEO, MICHOACÁN)”	
	Nombre	Correo electrónico
Autor/es	KARLA ASTRID FLORES GARCÍA	2220181h@umich.mx
Director	DRA. ISABEL ISRADE ALCÁNTARA	isabel.israde@umich.mx
Codirector	DR. AVTANDIL GOGICHAISHVILI	avtogogich_ n
Coordinador del programa	DR. BORIS CHAKO TCHAMABE	<a href="mailto:mae_geociencias.planificacion.territorio@umich.mx">mae_geociencias.planificacion.territorio@umich.mx</a>


Uso de Inteligencia Artificial		
Rubro	Uso (sí/no)	Descripción
Asistencia en la redacción	NO	

## Formato de Declaración de Originalidad y Uso de Inteligencia Artificial

Coordinación General de Estudios de Posgrado  
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



Uso de Inteligencia Artificial		
Rubro	Uso (sí/no)	Descripción
Traducción al español	NO	
Traducción a otra lengua	NO	
Revisión y corrección de estilo	NO	
Análisis de datos	NO	
Búsqueda y organización de información	NO	
Formateo de las referencias bibliográficas	NO	
Generación de contenido multimedia	NO	
Otro	NO	

Datos del solicitante	
Nombre y firma	KARLA ASTRID FLORES GARCIA 
Lugar y fecha	MORELIA, MICHOACÁN, 25 DE NOVIEMBRE DE 2024.