



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA  
GEOLOGÍA

**Lago de Chalco: registro sedimentario y estratigráfico de sus etapas formativas**

T E S I S

PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
LUIS RODRIGO MARTÍNEZ ABARCA

Director de Tesis  
Dra. Beatriz Ortega Guerrero  
Instituto de Geofísica

Ciudad Universitaria, CDMX.

Octubre 2019



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



El Popocatépetl y el Iztaccíhuatl desde el lago de Chalco  
José María Velasco - 1885

## Información general

### Datos del escrito

Lago de Chalco: registro sedimentario y estratigráfico de sus etapas formativas.

Tesis de maestría: 143 pp

2019

### Datos del alumno

Martínez-Abarca Luis Rodrigo

lurodrimtza10@ciencias.unam.mx

Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

### Datos del tutor

Dra. Beatriz Ortega Guerrero

Secretaria

Instituto de Geofísica, UNAM

### Datos del jurado

Dra. Maria del Socorro Lozano García

Presidente

Instituto de Geología, UNAM

Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales

Vocal

Facultad de Ingeniería, UNAM

Dr. Blas Valero Garcés

Suplente

Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC

Dr. Damiano Sarocchi

Suplente

Facultad de Ingeniería, UASLP

### Datos del comité tutorial

Dra. Margarita Caballero Miranda

Instituto de Geofísica, UNAM

Dra. Ana Maria Lizeth Caballero

Facultad de Ciencias, UNAM



## Agradecimientos académicos

Quiero agradecer a todos los investigadores, técnicos académicos e instituciones que apoyaron a este proyecto durante su realización.

A la Dra. Beatriz Ortega por su incondicional apoyo como mi tutora.

A la Dra. Socorro Lozano por brindarme un espacio en sus instalaciones y apoyarme en la identificación de polen.

Al Dr. Blas Valero Garcés por su afectuoso recibimiento en el Instituto Pirenaico de Ecología y su completo apoyo en la realización de múltiples análisis.

A la Dra. Margarita Caballero quién fue parte de mi comité tutorial y mostró gran interés en este trabajo. Agradezco su apoyo durante la identificación de diatomeas y todo su apoyo en la maestría.

A la Dra. Lizeth Caballero por formar parte de mi comité tutorial y durante dos años alentar este proyecto de investigación. Agradezco sus comentarios.

A los Dres. Claudia Mendoza y Damiano Sarocchi por acceder a ser parte de mí jurado evaluador y por su trabajo durante el periodo de revisión.

A la Dra. Susana Sosa por su apoyo técnico durante toda la maestría. Particularmente, agradezco su dirección durante el procesamiento de polen.

A las Q. Elena Arroyo y B. Raquel López por su apoyo técnico en laboratorio durante el procesamiento de diversas muestras.

Al Ms. Sc. Jaime Díaz y todo el taller de laminación por su dirección durante la realización de láminas delgadas.

A la Dra. Cinta Osácar de la Universidad de Zaragoza España por su apoyo en la difracción de rayos X.

Al Dr. Fernando Núñez por su apoyo en la identificación de restos carbonatados.

Al Dr. Sergey Sedov por sus observaciones y comentarios a este trabajo.

A la Lic. En C.T Diana Avendaño, Geol. Alejandra Vicente de Vera, Q. Iván Santamaría y Lic. En C.T Sandra García por su apoyo durante los análisis de diatomeas, granulometría y muestreo, respectivamente.

Universidad Nacional Autónoma de México  
Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM  
Instituto de Geología, UNAM  
LacCore, Universidad de Minnesota  
Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC  
Fundación Lomnitz-Castaños  
Proyecto MexiDrill Chalco  
Proyecto DGAPA-PAPIIT IN105918  
Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)

## **Agradecimientos personales**

Durante los dos años de la maestría tuve la oportunidad de crecer académicamente y aprender. Eso se debe al apoyo de muchas personas a quienes agradezco.

Muchas gracias a la vida por permitirme cumplir una meta más. A mi tutora Beatriz por apoyarme y confiar en mí, le agradezco todas las horas que me dedicó. A Socorro Lozano y Susana Sosa porque desde hace 5 años me abrieron las puertas de su laboratorio y me han permitido crecer como persona y científico. A Margarita Caballero y por tantas risas, preguntas, curiosidad, entusiasmo y demás cosas que me ha transmitido a lo largo de todo este tiempo. A toda la gente del IPE (Blas, Penélope, Raquel, Elena, Graciela, entre muchos más) por recibirme tan afectuosamente en España y hacerme entender que la ciencia también puede ser divertida. A Elsa Arellano con quién disfruté dando clases y se ha vuelto una gran amiga.

Evidentemente, tengo que agradecer a mis compañeros de laboratorio: Martín, Diana, Vianey, Carmen, Karla, Sofía, Monse, Sandy y Antonio. A mis amigos de la maestría: Erick, Manolo y Cynthia. A mis amigos de toda la vida: Fernanda C., Liseth P., Tannya, Polo, Vicky, Araceli y Marcos. Y a quienes conocí en este tiempo: Jana y Héctor. Y todos los nombres que me hacen falta pero que siempre me han apoyado. Gracias a todos por soportarme!!!

Finalmente, aprovecho este espacio para agradecer a toda mi familia. Mis hermanos (Diego, Daniel y Oscar) quienes me impulsan a diario para ser un mejor científico y persona. A mis tíos, tías, primos, primas y sobrinos, que luego no entienden de qué les hablo pero igual me prestan atención y me impulsan ante las adversidades. A mis abuelos; Jesús, Luz y José de quienes aprendí a ser fuerte y tengo mucho por aprender aún, y especialmente a Consuelo quién desde donde se encuentre sé que está orgullosa de su nieto mayor. Por último, a mis padres José Luis y María Elena, quienes me dieron desde pequeño la oportunidad de ser una buena persona, confiaron en mí y me mostraron el valor de las cosas. Nunca nos han regalado nada y si estamos aquí es por nuestro esfuerzo; así que esta tesis y este título es para ustedes.

Gracias!

**Rodrigo Martínez-Abarca**



Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

I declare to know the Ethic code of the National Autonomous University of Mexico which is indicated in the university legislation. Based on honest and integrity definitions, I ensure this work is original and entirely from my authorship.

All references to other authors are correctly indicated, as well as accredited by conventional editorial resources.

Luis Rodrigo Martínez-Abarca

## Tabla de contenido

Información general.....	3
Agradecimientos académicos.....	4
Agradecimientos personales.....	5
<b>Resumen.....</b>	<b>9</b>
<b>Introducción .....</b>	<b>11</b>
1.1 Marco teórico .....	12
1.1.1 Génesis de un lago .....	12
1.1.2 Sedimentación en ambientes fluviales y lacustres.....	14
1.1.3 Parámetros texturales y mineralógicos asociados a ambientes lacustres y fluviales: su aplicación como proxies paleoambientales .....	18
<b>Planteamiento del problema .....</b>	<b>22</b>
2.1 Antecedentes.....	22
2.2 Planteamiento del problema y justificación .....	25
2.3 Hipótesis.....	26
2.4 Objetivos.....	27
<b>Sitio de estudio.....</b>	<b>28</b>
3.1 Ubicación.....	28
3.2 Geología.....	28
3.3 Estratigrafía.....	33
3.3.1 Estratigrafía de la cuenca de México .....	33
3.3.2 Estratigrafía del lago de Chalco .....	38
<b>Materiales y métodos.....</b>	<b>40</b>
4.1 Perforación, análisis iniciales y sección analizada.....	40
4.2 Estratigrafía preliminar y muestreo.....	41
4.3 Preparación de muestras .....	44
4.3.1 Frotis.....	44
4.3.2 Lámina delgada .....	44
4.4 Análisis textural.....	45
4.4.1 Depósitos de arena gruesa y grava .....	45
4.4.2 Depósitos de arcilla, limo, arena fina y media .....	46
4.5 Análisis composicional.....	49





4.6 Análisis mineralógico .....	50
4.7 Análisis isotópico .....	51
4.8 Elaboración de columna estratigráfica e identificación de zonas.....	51
4.9 Modelo de edad.....	52
<b>Resultados.....</b>	<b>54</b>
5.1 Descripción de facies.....	54
5.1.1 Facies detríticas.....	56
5.1.2 Facies biogénicas .....	72
5.1.3 Facies volcánicas.....	80
5.2 Modelo de edad.....	80
<b>Discusión .....</b>	<b>82</b>
6.1 Historia formativa del lago de Chalco .....	82
6.1.1 Etapa aluvial.....	84
6.1.2 Etapa fluvial .....	85
6.1.3 Etapa transicional fluvial-lacustre .....	89
6.1.4 Etapa lacustre.....	94
6.2 Correlación estratigráfica con las perforaciones previas .....	101
6.3 Formación del lago de Chalco .....	103
<b>Conclusiones .....</b>	<b>106</b>
<b>Referencias.....</b>	<b>108</b>
<b>Apéndices .....</b>	<b>129</b>
Apéndice I: Columna estratigráfica MEXI-CHA16-1C .....	129
Apéndice II: Frotis descritos .....	130

## Resumen

Durante los últimos años, el lago de Chalco, ubicado al sur de la cuenca de México, ha sido objeto de estudio para el análisis de la variabilidad climática durante el Cuaternario tardío. Las perforaciones realizadas por el proyecto ICDP “MexiDrill-Chalco” obtuvieron en conjunto un registro sedimentario de ~520 m. Las primeras mediciones de susceptibilidad magnética presentaron variaciones importantes a lo largo del registro, especialmente entre los 257 y 315 m de profundidad. El presente trabajo analiza las características composicionales, texturales, mineralógicas y micromorfológicas de los sedimentos presentes entre dichas profundidades e identifica las diversas facies en el intervalo de interés para finalmente sugerir un modelo de formación del lago.

Se identificaron tres asociaciones de facies en función de los componentes principales, estas son: A) Facies detríticas, constituidas por limo laminado, arena masiva, arena limosa estratificada, grava soportada por clastos y grava soportada por matriz; B) Facies biogénicas, que incluyen ooze de diatomeas y una coquina de bivalvos; y C) Facies volcánicas, representada por diversos depósitos de pómez soportada por clastos.

La formación del lago de Chalco se dividió en cuatro etapas diferenciadas por cambios en el ambiente de depósito. El primero, es un ambiente aluvial en el que procesos de flujos de escombros e hiperconcentrados eran los principales agentes de transporte de sedimento. El segundo, es atribuido a flujos turbulentos en un ambiente deltaico fluvial, que alterna con flujos laminares asociados a planicies de inundación. El tercero, consta de la transición fluvio-lacustre de la cuenca, en el que se identificó un cuerpo de agua que precedió al establecimiento del lago de Chalco: “Paleo-Chalco”, cuyo origen probablemente estuvo asociado al régimen climático de la región. Finalmente, durante la cuarta etapa se da el establecimiento definitivo de un segundo cuerpo de agua eutrófico y profundo al que nombramos “Neo-Chalco”. Su origen parece estar asociado al tectonismo y volcanismo de la región, ya que lo preceden depósitos de flujo de escombros y un depósito de pómez al que nombramos “CHA16-267”. El modelo de edad indica que el establecimiento del lago ocurrió hace  $\sim 475 \pm 38$  ka.



## Abstract

Recently, Lake Chalco, located to the south of the basin of Mexico, has been studied in terms of climatic variability during the Late Quaternary. The ICDP "MexiDrill-Chalco" project obtained a sedimentary record of  $\sim 520$  m in the lake. Previous measurements of magnetic susceptibility have shown an important change in the deposit environment between 257 and 315 m depth. This work provides the first facies analysis for MexiDrill Chalco project analyzing the compositional, textural, mineralogical and micromorphological characteristics of the sediments between these depths. Based on these, we propose a model of Lake Chalco formation.

Three facies associations were identified based on their main components: A) Detrital facies, consisting of laminated silt, massive sand, stratified silty sand, clast supported gravel and matrix supported gravel; B) Biogenic facies, which include diatom ooze and a bivalve coquina; and C) Volcaniclastic facies, represented by various clast supported pumice deposits.

We propose that the formation of Lake Chalco was divided into four stages differentiated by changes in the characteristics of sediment. The first is characterized by an alluvial delta environment in which debris and hyperconcentrated flows were the main sediment transport agents. The second is attributed to turbulent flows in a fluvial deltaic environment, which alternates laminar flows associated with floodplains. The third stage, consists of the fluvio-lacustrine transition, in which a previous lake was identified, "Paleo-Chalco", whose origin is associated with wet conditions. During the fourth stage a second eutrophic and deep lake was identified, "Neo-Chalco", whose origin seems to be associated with the volcanism of the region. We introduce a pumice volcanic deposit "CHA16-267", that head Lake Chalco formation. The age model indicates that the lake establishment occurred  $\sim 475 \pm 41$  ka ago.

# Capítulo 1

## Introducción

El lago de Chalco es un importante depocentro de materiales sedimentarios en la cuenca de México. Lozano-García *et al.* (2017) estimaron que la sucesión lacustre puede medir cerca de 300 m de espesor. Sin embargo, solo hay análisis estratigráficos, paleoclimáticos, paleolimnológicos y tefracronológicos en los primeros 122 m que corresponden con los últimos 144 ka de historia en el lago (Lozano-García *et al.* 1993; Caballero y Ortega, 1998; Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Caballero *et al.* 2010; Lozano-García *et al.* 2015; Torres-Rodríguez *et al.* 2015; Torres-Rodríguez *et al.* 2018).

Existen pocos estudios relacionados con la formación del lago. Mooser (1968) sugirió que el cierre de la cuenca inició hace 1.2 Ma como consecuencia del emplazamiento del campo volcánico Chichinautzin. Diversos autores han propuesto que el cierre de la cuenca pudo haber ocurrido entre 1300 y 600 ka (Frías, 1960; Mooser *et al.* 1974; Martin del Pozzo, 1982; Macias *et al.* 2012). Sin embargo, dado la falta de material de estudio disponible, el proceso de cierre de la cuenca y consecuentemente la formación del lago de Chalco no son tan claros.

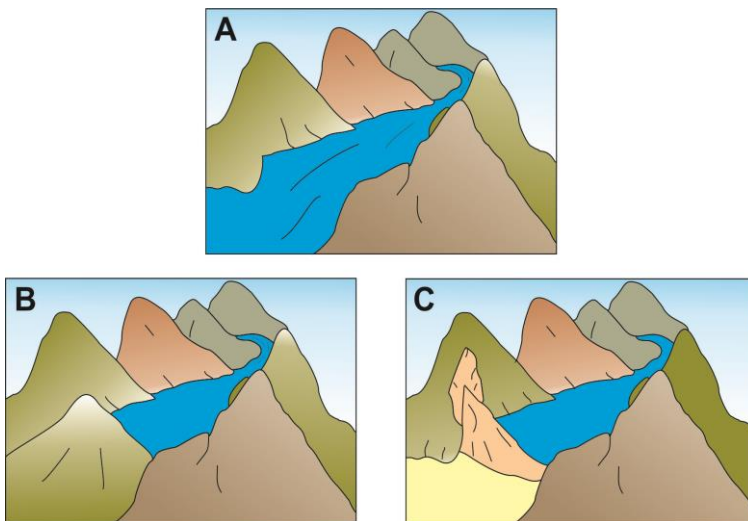
Durante 2016, el proyecto ICDP “MexiDrill Chalco” perforó cuatro pozos en el lago de Chalco. Se recolectaron cerca de 520 m de columna sedimentaria que proporcionarán información para explicar la formación del lago. Este trabajo presenta el análisis de facies de 52 m de sucesión lacustre entre los 257 y 315 m de profundidad, mediante el uso de datos texturales, mineralógicos, composicionales, micromorfológicos e isotópicos. Este estudio brindará los primeros resultados del proyecto MexiDrill Chalco.

## 1.1 Marco teórico

### 1.1.1 Génesis de un lago

Los lagos son cuerpos de agua epicontinentales cuya formación y azolvamiento ocurren rápidamente en términos geológicos (Herschy *et al.* 1998). La formación de un lago depende del contexto climático, geológico y ambiental. En general, se puede clasificar a un lago en función del proceso que le dio origen, algunos ejemplos son: lagos formados por actividad glacial, formados por procesos de remoción de masa, producidos por acumulación de materia orgánica, asociados a impactos de meteoros y lagos derivados de actividad volcánica y tectónica (Hutchinson, 1957).

Los lagos asociados a volcanismo pueden estar dentro de calderas volcánicas remanentes de la erupción, en cráteres parcial o completamente modificados, en fallas preexistentes a la formación de una caldera, o bien, ser resultado del bloqueo de corrientes fluviales preexistentes por flujos de lava o formación de cadenas montañosas (Figura 1) (Wetzel, 2013). Existen diversos ejemplos en donde el bloqueo por formación de edificios volcánicos ha sido el principal factor de formación (p. ej., Lago Bunyoni y Lago Kivu, este de África) (Hershy *et al.* 1998).



**Figura 1.** Esquema de la generación de un lago por bloqueo de corrientes fluviales. A) Corriente fluvial previo al bloqueo, B) Formación del lago por un alto topográfico (p. Ej., volcán), y C) Formación del lago por procesos de remoción de masa.

Durante la formación de lagos en este contexto influye (Cohen *et al.* 2015):

1. Aislamiento topográfico. Las fuentes de sedimentos aluviales y fluviales pueden desviarse de una cuenca a otra por lechos rocosos asociados con la topografía preexistente, reactivación de fallas y actividad volcánica.
2. Clima. Una reducción en el aporte de sedimentos al disminuir la descarga de la corriente en condiciones climáticas áridas puede reducir la tasa de sedimentación, lo que permite la evolución de la depresión topográfica sobre la cual el lago se establece. En escalas de tiempo geológicamente cortas, el aumento de la precipitación eleva los niveles lacustres, aunque esto se contrarresta con el aumento del suministro de sedimentos.
3. Litología. Las diferencias en la eficiencia de erosión entre los materiales que componen a la cuenca pueden ser un factor en la velocidad a la que el sistema lacustre se azolva y, por lo tanto, la probabilidad de que puedan persistir como depresiones topográficas que alberguen lagos.

Los sistemas lacustres son reservorio de material producido dentro y fuera de la columna de agua. El sedimento preservado en el fondo puede ser estudiado para comprender la evolución de la región a lo largo del tiempo ya que integran la respuesta del sistema ante cambios ambientales, climáticos y tectónicos a escala local y regional (Smol *et al.* 2002). En regiones tectónicas y volcánicas, donde la formación de cuerpos acuáticos está asociada al bloqueo de corrientes fluviales por emplazamiento de edificios volcánicos, el tipo de sedimentación, estructuras asociadas al transporte de material así como la textura, composición y mineralogía de los sedimentos puede modificarse de manera que se presentan las características de ambos ambientes sedimentarios (fluvial y lacustre) (Picurd, 1971; Palmer y Shawkey, 2001; Aspler *et al.* 2004; Cerpa *et al.* 2004; Cui *et al.* 2005; Chen y Shen, 2015).



## 1.1.2 Sedimentación en ambientes fluviales y lacustres

### 1.1.2.1 Ambiente fluvial

Los depósitos en ambientes fluviales son, mayoritariamente, clásticos. El análisis de litofacies presentes en una columna sedimentaria permite una mejor inferencia de los posibles procesos que dieron lugar a los depósitos observados. Una división simple de litofacies se puede proponer en función del tamaño de grano dominante y la cual consiste en gravas, arenas y granos finos (limo y arena muy fina) (Miall, 1977). A continuación, se realiza un resumen de algunas litofacies asociadas a ambientes sedimentarios fluviales propuestas por Miall (2013).

- Facies de gravas

El transporte de gravas ocurre bajo dos tipos de procesos. El primero ocurre en flujos turbulentos y con baja concentración de sedimento, en los cuales el transporte y depósito ocurre por tracción principalmente. El segundo ocurre en flujos viscosos asociados con alta concentración de sedimento, esta viscosidad hace que el flujo se comporte de manera laminar. En general estos depósitos se asocian con flujos gravitacionales.

#### a) Litofacies Grava matriz soportada

Esta litofacies se caracteriza por ser depósitos mal clasificados y soportados por una matriz pobremente clasificada de arena, limo o arcilla. Los estratos pueden ser masivos o mostrar gradación de clastos o matriz. No hay presencia de imbricación. Los contactos entre los estratos adyacentes no son erosivos. Estas características sugieren procesos de transporte densos como un flujo de escombros.

### b) Litofacies Grava masiva clasto soportado

Esta litofacies se caracteriza por ser depósitos bien clasificados y soportados por clastos. Pueden ser depósitos masivos o con gradación normal. Presentan en su mayoría imbricación. Sus características indican flujos de escombros con bajo esfuerzo de cizalla o bien flujos turbulentos viscosos.

- Facies de arenas

Las litofacies de arena en sistemas fluviales son el resultado del transporte de sedimento por corrientes de tracción y por suspensión o saltación. La morfología de los estratos de arena depende principalmente de dos parámetros: tamaño de grano y velocidad del flujo.

#### a) Litofacies Arena con rizaduras

Esta litofacies es caracterizada por la presencia de rizaduras asimétricas. El tamaño de arena varía de grueso a muy fino. Una amplia variedad de estructuras internas puede ser generada dependiendo de la velocidad del flujo y la tasa de sedimentación. Las rizaduras se desarrollan en bajas velocidades de flujo ( $< 1$  m/s) en ambientes someros donde el agua es impulsada por el viento. Son sensibles ante cambios en las condiciones de flujo (velocidad y dirección). Por definición una rizadura es menor a 5 cm de altura y en su mayoría son menores a 2 cm.

#### b) Litofacies Arena estratificada horizontalmente

Esta litofacies se asocia a cambios en la velocidad del agente de transporte de ser un flujo subcrítico (fuerza inercial  $<$  fuerza gravitacional; velocidades y pendientes bajas asociadas a una columna de agua somera) a supercrítico (fuerza inercial  $>$  fuerza gravitacional; velocidades y pendientes altas asociadas a una columna de agua profunda). Esta fase tiene influencia sobre arenas de grano muy fino a mediano con velocidades de alrededor de 1 m/s y profundidad de agua entre 0.25 a 0.5 m.





c) Litofacies Arena masiva

Los estratos masivos de arena usualmente son bien clasificados y revelan una laminación muy tenue a veces imperceptible. Estas litofacies se asocian a sedimentos que han sido removidos por inestabilidad gravitacional resultado del colapso de las paredes del canal sobre el cual la corriente fluye. La textura masiva puede presentar bioturbación y deshidratación posterior al depósito.

**1.1.2.2 Ambiente lacustre**

Los lagos modernos presentan una gama amplia de variabilidad fisicoquímica en términos de su origen, tamaño, morfología, química del agua, estado trófico, interacción con agua subterránea y clima regional, que a su vez influyen en la naturaleza y tasa de sedimentación en ambientes lacustres (Schnurrenberger *et al.* 2003).

Varios esquemas de clasificación de sedimento han sido propuestos (Tröels-Smith, 1955; Merkt *et al.* 1971; Dean, 1981; Kershaw, 1997), sin embargo, Schnurrenberger *et al.* (2003) sugirieron un nuevo esquema de clasificación en función de la identificación de los componentes mayores y menores del sedimento, así como las estructuras macroscópicas, el cual evita ambigüedades en la descripción y que es resumida a continuación.

1) Sedimentos clásticos

Este tipo de sedimento se clasifica en función del componente textural mayoritario (p. ej., arena, limo o arcilla) y los modificadores mayores y menores del sedimento que a su vez proveen detalles de los componentes principales. En general, los modificadores se referirán a la mineralogía, fábrica o redondez, sin embargo, también pueden describir la presencia de componentes no clásticos como biogénicos o autigénicos (p. ej., arena cuarzo-feldespática angulosa con abundantes restos de moluscos). La fábrica del sedimento puede ser descrita como grano soportado, matriz soportado e imbricado.

La entrada de material clástico puede derivar de corrientes fluviales o eólicas particularmente durante periodos de cambios en el nivel lacustre. Los sedimentos clásticos constituyen parte importante del registro estratigráfico en cuencas donde las fuentes fluviales o aluviales interfieren con los sedimentos lacustres.

## 2) Sedimentos biogénicos

Este tipo de sedimentos está compuesto por restos bien preservados de organismos, los cuales producen testas o caparazones silíceos, quitinosos o calcáreos. Se divide este tipo de sedimentos en dos clases: a) sedimentos orgánicos, compuestos por remanentes de partes duras de organismos (fragmentos de plantas, *fecal pellets* o materia orgánica algal), y b) sedimentos fosilíferos u “oozes” compuestos por restos de organismos microscópicos mineralizados no consolidados (p. ej., diatomeas). Cuando los restos son macroscópicos se denominan “coquina” o “lumaquela” y generalmente están asociados a la zona litoral de los lagos.

La importancia de los sedimentos biogénicos radica en la información ambiental que proporciona, ya que a partir de estos se puede realizar inferencias paleoambientales y climáticas en el momento de su depósito (Last y Smol, 2002; Pérez *et al.* 2017).

## 3) Sedimentos químicos

Esta categoría incluye a sedimentos compuestos por minerales precipitados de iones disueltos en la columna de agua. A su vez, se subdivide en sedimentos evaporíticos y carbonatados. Los primeros son producidos a partir de soluciones salinas en lagos donde el proceso de evaporación es mayor a la entrada de agua. Los carbonatados son compuestos principalmente por carbonatos no biogénicos, autigénicos y diagenéticos. La variación en la precipitación de carbonatos es producida en mayor proporción por cambios en el pH, profundidad y temperatura de los cuerpos lacustres.



### **1.1.3 Parámetros texturales y mineralógicos asociados a ambientes lacustres y fluviales: su aplicación como *proxies* paleoambientales**

#### **1.1.3.1 Parámetros texturales**

La textura se refiere a la geometría o apariencia del sedimento y rocas. Se basa en las características individuales de cada grano, así como la relación existente entre ellos (Pettijohn, 1975). Incluye atributos fundamentales como tamaño, forma, clasificación y fábrica del sedimento.

Estimar el tamaño de los granos en el sedimento resulta complicado debido a que debe considerarse que las partículas tienen formas diferentes e irregulares, por lo que no es posible aplicar un parámetro general de medición. En consecuencia, el tamaño está determinado enteramente por el método, técnica y equipo usado durante la medición (Last, 2002b).

La clasificación se refiere a la uniformidad de la distribución del tamaño de grano. Gráficamente, es expresada como la desviación estándar de la distribución. Material bien clasificado se encuentra en un reducido rango de tamaños y tiene un valor de desviación estándar bajo. Por otro lado, valores altos de desviación estándar indica que el sedimento tiene un amplio rango de tamaños de grano y en consecuencia mala clasificación.

La redondez o angulosidad se expresa como la tasa del radio promedio de las curvaturas de cada esquina del grano y el radio de la máxima esfera inscrita. Una partícula perfectamente redondeada tiene valores cercanos a uno (Wadell, 1932).

El estudio de parámetros texturales puede dar un panorama de la fuente del sedimento, los mecanismos responsables del transporte así como los procesos de meteorización físicos y químicos a los que estuvieron sometidos, que en conjunto permiten reconocer las características paleoclimáticas y paleohidrológicas al momento de su formación y depósito (Last, 2002b).

Por un lado, el tamaño de partícula funciona como indicador primario de nivel de energía de transporte en sucesiones lacustres, ya que en periodos donde el transporte tiene alta energía transporta granos de tamaño bloque o grava. Esto a su vez puede asociarse con condiciones húmedas dado que con el aumento en la precipitación los agentes de transporte son eficientes para transportar tamaños de grano mayores.

Por otro lado, la clasificación del sedimento puede asociarse con la eficiencia del agente de transporte (capacidad del agente a fluir) para seleccionar el tamaño de grano que se depositará en el sitio. Una mala clasificación se refiere a un agente que no fue capaz de fraccionar los distintos tamaños de grano, ya sea porque la distancia del foco erosivo fue cercana o dado que no contaba con la energía necesaria para seleccionar el material. En contraste, una buena clasificación sugiere momentos de alta energía asociados a periodos húmedos en los que la velocidad del agente y su eficiencia para transportar los diferentes tamaños de grano disminuyen al alejarse del foco erosivo, y en consecuencia, el fraccionamiento del sedimento hará que esté bien clasificado en el sitio de depósito.

Los procesos de meteorización modifican la redondez de los materiales. Por un lado, la meteorización física es capaz de redondear los materiales cuando el transporte es eficiente y lo suficientemente largo. De este modo, durante momentos de alta energía, asociado a condiciones húmedas, los clastos tendrán una mayor redondez mientras que en momentos de baja energía, asociado a condiciones secas, los clastos presentarán mayor angulosidad (Folk, 1951; Pettijohn, 1975; Sly, 1978; Mazullo y Ehrlich, 1983; Boggs, 2006). Por otro lado, se ha observado que en regiones volcánicas la meteorización química está en función de la composición de los materiales, morfología de la cuenca y condiciones climáticas. De este modo, en escenarios bajo condiciones húmedas, zonas topográficas altas y materiales riolíticos, los materiales presentarán mayor meteorización (Stoops, 2013; Taboada *et al.* 2016).



El ambiente de depósito influye en las características texturales del sedimento. Estudios enfocados en el tamaño de grano asociados a la transición de ambiente fluvial a lacustre en un lago al norte de China muestra que en regímenes fluviales los clastos presentan tamaños mayores a grava con baja angulosidad como resultado de una alta eficiencia del agente, mientras que en regímenes lacustres el tamaño de grano disminuye (Chen y Shen, 2015). Miall (2013) en su análisis de facies propone que clastos angulosos en sucesiones sedimentarias pueden estar asociados a procesos de remoción de masa en donde el transporte ha ocurrido en periodos cortos de tiempo tal que los clastos no se redondean.

### ***1.1.3.2 Parámetros mineralógicos***

Los minerales son componentes fundamentales en el sedimento ya que a partir de ellos se puede conocer la génesis del material, inferir los mecanismos de transporte, así como conocer las condiciones limnológicas, climáticas e hidrológicas (Lewis, 1984; Last, 2002a). Existen tres tipos de minerales en los depósitos lacustres: 1) Detríticos, transportados vía eólica o por escorrentías desde una fuente externa al sistema acuático; 2) Endógenos, componentes inorgánicos que son originados a partir de los iones en disolución en el agua; y 3) Autigénicos, derivados de la alteración diagenética posterior al depósito.

Los minerales detríticos reflejan la interacción de diversos factores: configuración tectónica, proveniencia del sedimento, naturaleza e intensidad de los procesos de meteorización y transporte. Por esta razón, estos componentes se usan para deducir cambios en el drenaje de la cuenca y a su vez asociarlos a cambios en la precipitación (Teller y Last, 1981; Olsen, 1990; Dean, 1997; Menking, 1997; Henderson y Last, 1998). Diversos minerales pueden estar en los registros lacustres por cualquiera de las vías de ingreso al sitio de depósito (p. ej., pirita, anhidrita, apatito, magnetita), sin embargo, únicamente los que ingresan por medios externos al sistema funcionan como parámetros hidrológicos y climáticos (p. ej., anfíbol, feldespatos potásico, micas, olivino, plagioclasa, piroxeno, cuarzo) (Last, 2002a).

Diversos estudios han mostrado que la estabilidad de los minerales ante los diferentes tipos de meteorización y en consecuencia su presencia en el sedimento puede ser un factor que indica el tipo climático en el cual se depositaron (Mack, 1981; Johnsson *et al.* 1987; Grantham y Velbel, 1988; Weltje, 1994; Van De Kamp, 2010). Resulta complicado inferir la temperatura a la que la roca parental fue meteorizada, sin embargo, el régimen pluvial y fluvial pueden ser analizados a partir de la composición del sedimento.

Minerales estables como el cuarzo resisten agentes de transporte eficientes en ambientes húmedos mientras que minerales menos estables como la plagioclasa o feldespato son meteorizados y transformados a arcillas (Weltje, 1994; Boggs, 2006). De esta manera, el cálculo de una proporción entre ambos minerales (Cuarzo/Cuarzo+Feldespato) permite inferir el tipo de clima en el pasado (Suttner y Dutta, 1986). En general, sedimento con mayor contenido de plagioclasa que cuarzo son formados en climas glaciales y áridos a subáridos. Sedimento con abundante cuarzo se desarrolla en climas templados y subtropicales húmedos en los que el régimen húmedo meteoriza a la plagioclasa (Van De Kamp, 2010).

A pesar de que en años recientes el análisis geoquímico se ha desarrollado y aplicado con mayor frecuencia, el análisis mineralógico brinda información que está limitada por los métodos geoquímicos. Un ejemplo de lo anterior son señales geoquímicas similares que pueden representar tipos de sedimento diferentes y en consecuencia interpretaciones paleoambientales erróneas. La importancia de coleccionar datos mineralógicos no ha sido enfatizada en los últimos años, sin embargo, conocer que una muestra contiene cuarzo, plagioclasa, halita, etcétera, provee de invaluable detalles genéticos y paleolimnológicos que datos de Si, Na, Ca, Mg, S, entre otros no pueden distinguir ya que el origen de estos elementos puede ser diverso (Last, 2002a).



## Capítulo 2

### Planteamiento del problema

#### 2.1 Antecedentes

La formación y evolución de la cuenca de México ha sido estudiada por diversos autores quienes han analizado datos geoquímicos, geofísicos, petrográficos y morfológicos. En conjunto concuerdan en la recurrencia de la actividad volcánica en el centro de México desde el Eoceno (Mooser *et al.* 1974; Ferrari *et al.* 1999; Osete *et al.* 2000, Arce *et al.* 2013b).

La perforación de pozos profundos a cargo de Petróleos Mexicanos (PEMEX) y el Instituto Mexicano del Petróleo, permitieron la obtención de datos para realizar algunos análisis de los depósitos presentes en la cuenca de México. Posteriormente, investigadores de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) realizaron estudios geofísicos y análisis geoquímicos en muestras de canal en algunos pozos de PEMEX, entre los que destacan Texcoco-1, San Lorenzo Tezonco, Mixhuca-1 y Tulyehualco-1, siendo los dos últimos los más profundos al alcanzar 2452 y 3000 m respectivamente (Oviedo de León, 1967).

Arce *et al.* (2013a) encontraron la presencia de rocas volcánicas con edades de 5 a 17 Ma de composición andesítica y riolítica en la sección profunda (>70m) del pozo San Lorenzo Tezonco cuya profundidad alcanza los 1640 m. En estudios posteriores, dividieron a las rocas volcánicas en cuatro secciones, las cuales correlacionaron cronológicamente al cerro de la Estrella, Sierra Chichinautzin, Sierra de las Cruces y a la Formación Tepoztlán (Arce *et al.* 2015).

La sección superficial (<70m) del pozo San Lorenzo Tezonco, así como Texcoco-1 (<485m) corresponde a depósitos lacustres epiclásticos (arenas, limos y arcillas) en alternancia con estratos ricos en conchas de ostrácodos, así como depósitos

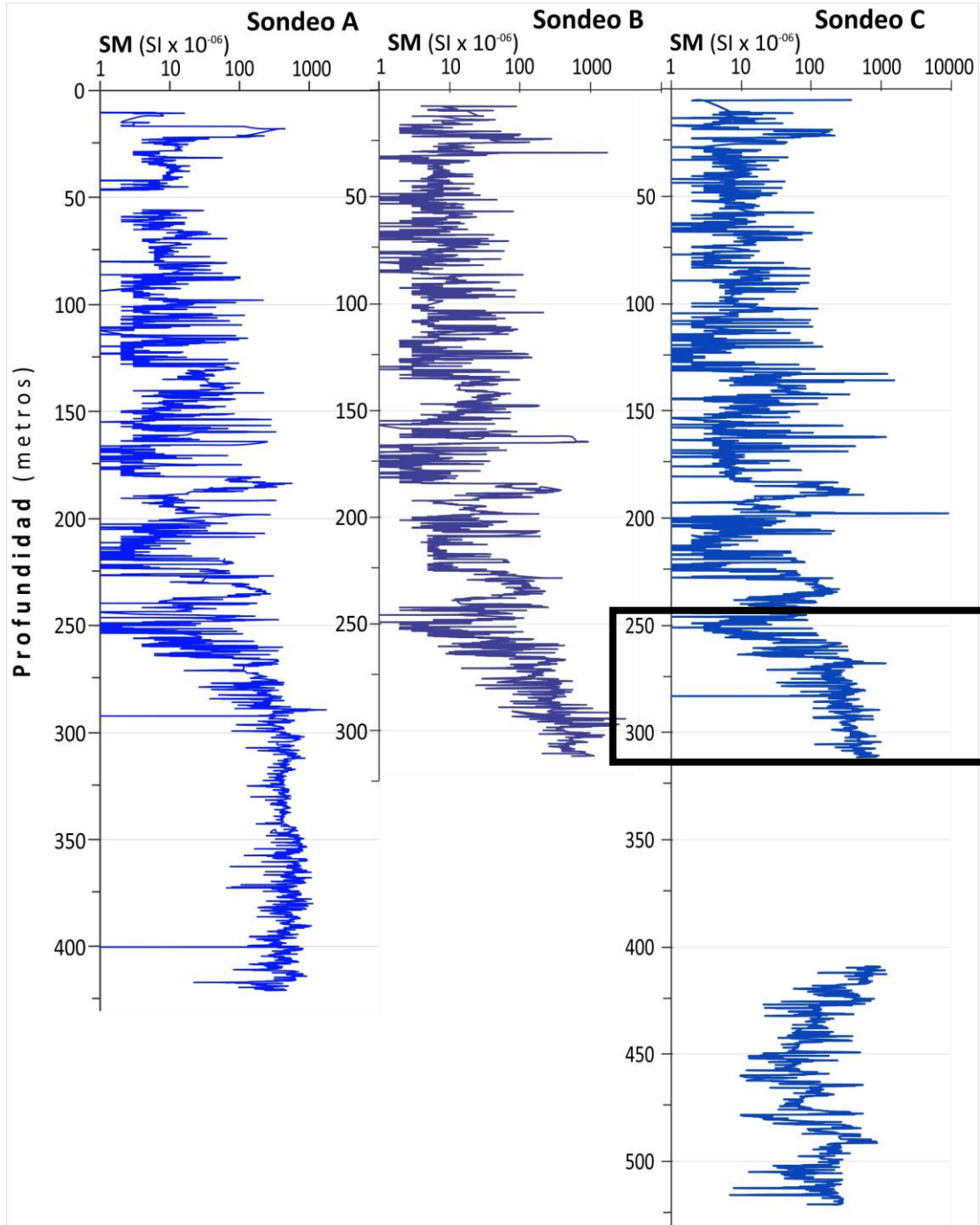
fluviales (Oviedo de León, 1967; Lezama-Campos *et al.* 2016). Lozano-García y Sosa-Nájera (2015) propusieron que la sedimentación lacustre pudo iniciar hace al menos 1 Ma con base en las edades reportadas de lavas dacíticas que subyacen a los depósitos de arcilla lacustre. Los registros palinológicos entre los 425 y 642 m en el pozo Texcoco-1, sugieren un clima cálido y húmedo con estacionalidad marcada en la base de los depósitos lacustres, asociado a la ausencia de polen de *Pinus*, *Quercus* y *Picea* (Lozano-García y Sosa-Nájera, 2015).

El lago de Chalco preserva en sus depósitos superficiales (primeros 122.5 m) importantes registros lacustres que en los últimos años han sido estudiados con el objetivo de reconstruir las condiciones climáticas y limnológicas durante el Holoceno y Pleistoceno tardío (últimos 150 ka) (Caballero y Ortega, 1998; Caballero *et al.* 2010; Brown *et al.* 2012; Lozano-García *et al.* 2015; Torres-Rodríguez *et al.* 2015; Avendaño-Villeda *et al.* 2018). Adicionalmente, se han realizado estudios descriptivos, inferido ambientes de depósito, así como reconocido eventos de actividad volcánica en la cuenca de México (Herrera Hernández, 2011; Ortega-Guerrero *et al.* 2015; Ortega-Guerrero *et al.* 2018; Martínez-Abarca *et al.* 2019). Urrutia y Chávez (1991) proponen que los sedimentos más recientes están representados por depósitos fluvio-lacustres con un espesor de 300 m.

Posteriormente, como parte del proyecto de investigación “MexiDrill Chalco”, se perforaron cuatro pozos en la porción seca del lago de Chalco donde, mediante sondeos sísmicos, se supo que era el lugar óptimo para la mayor y completa recuperación de la sucesión sedimentaria del lago (Brown *et al.* 2012; Lozano-García *et al.* 2017). En conjunto se recuperaron ~1262 m de sedimento, los cuales conforman una columna estratigráfica maestra de ~520 m. Los resultados preliminares sugieren valores altos de susceptibilidad magnética en los sedimentos basales de la sucesión (~520 – 315 m) en donde se sugirió la presencia de materiales volcanoclásticos. Por otro lado, los sedimentos superficiales de la sucesión (~250 – 0 m) tienen bajos valores de susceptibilidad magnética asociados a sedimentos



arcillosos. De esta manera, se propuso que la transición del tipo de material sedimentario, al menos en la subcuenca de Chalco, está entre los aproximadamente 250 y 315 m (Figura 2).



**Figura 2.** Datos de susceptibilidad magnética reportados por Lozano-García *et al.* (2017) para los tres pozos obtenidos por el proyecto MexiDrill en 2016. Se indica la sección analizada en este trabajo.

## 2.2 Planteamiento del problema y justificación

Los antecedentes a este trabajo se pueden dividir en dos grandes grupos. Por un lado, las investigaciones que analizan las características de los registros sedimentarios y volcanismo de la cuenca de México con una amplia escala temporal (millones de años) que sugieren el eventual depósito de sedimentos lacustres, y por otro lado, los que estudian los últimos 150 ka desde una perspectiva paleoclimática, limnológica y estratigráfica. El presente trabajo adquiere los conocimientos de ambos grupos y aprovecha el material disponible del proyecto MexiDrill para analizar el proceso de formación del lago de Chalco.

La obtención de núcleos sedimentarios profundos durante las perforaciones del proyecto MexiDrill Chalco, hacen posible un estudio con alta resolución de la transición de un ambiente volcánico a uno lacustre. Algunos estudios como el de Chen y Shen (2015) han analizado las etapas formativas de lagos cuyo emplazamiento duró pocos años (cientos de años) en un ambiente donde la actividad volcánica no es el principal factor geológico, por lo que el análisis de la transición de ambiente sedimentario en un contexto volcánico se considera un punto de partida novedoso y de gran relevancia en estudios paleoambientales y sedimentológicos.

La línea de investigación en análisis mineralógicos y texturales de sedimentos lacustres aplicados a la reconstrucción del clima existe (Pettijohn, 1975; Teller y Last, 1981; Ehrlich, 1983; Dean, 1997; Henderson y Last, 1998; Van De Kamp, 2010; Lindholm, 2012), sin embargo, no ha sido desarrollada para el lago de Chalco dado que los análisis se han fundamentado en el estudio de datos geoquímicos, isotópicos y biológicos (Lozano-García, 1993; Caballero y Ortega, 1998; Caballero *et al.* 2010; Lozano-García *et al.* 2015; Torres-Rodríguez *et al.* 2015). Se propone obtener datos mineralógicos y texturales, aplicados por primera vez en los sedimentos del lago de Chalco, que serán complementados con datos estratigráficos, biológicos y de susceptibilidad magnética.



## 2.3 Hipótesis

En el sur de la cuenca de México hay cerca de 220 estructuras volcánicas que conforman el campo monogenético del Chichinautzin (volcanes escudo, conos de escoria, flujos de lava y estructuras freatomagmáticas) y que se piensa cerraron a la cuenca. La mayoría de las estructuras expuestas en la cuenca presentó actividad desde hace 230 ka lo que representa 470 km<sup>3</sup> de volumen acumulado. El presente trabajo obtendrá resultados que probablemente sugerirán que el desarrollo de volcanismo en esta región asociado al cierre de la cuenca fue clave en el establecimiento del cuerpo de agua y a su vez que los depósitos volcánicos proveyeron de nutrientes para el desarrollo de organismos.

Se mostrará que la temporalidad que pueden abarcar la totalidad de los depósitos lacustres es de 0.5 Ma, mientras que el proceso formativo del lago de Chalco duró miles de años. Dado el intervalo de tiempo que esto representa, es posible que variaciones en el clima fueran probablemente un factor que permitió el establecimiento del lago de Chalco.

## 2.4 Objetivos

### *Objetivo general*

- Proponer un modelo que explique los ambientes de depósito, procesos sedimentológicos y variabilidad climática asociados a las etapas formativas del lago de Chalco en conjunto a una edad probable en la cual la formación del lago pudo haber ocurrido.

### *Objetivos particulares*

Para cumplir con el objetivo general:

- Se realizará el análisis de facies y estratigrafía del pozo MEXI-CHA16-1C del proyecto MexiDrill Chalco entre los 257 y 315 m de profundidad, mediante el uso de datos texturales, mineralógicos, composicionales, micromorfológicos e isotópicos.
- Se aplicarán técnicas ya conocidas en estudios previos de Chalco (diatomeas, susceptibilidad magnética y frotis).
- Se aplicarán nuevas técnicas en los análisis paleoclimáticos para el lago de Chalco (mineralogía, micromorfología y parámetros texturales).



## Capítulo 3

### Sitio de estudio

#### 3.1 Ubicación

El lago de Chalco está ubicado al sureste de la cuenca de México en la porción centro-oriental del Cinturón Volcánico Transversal (CVT) ( $19^{\circ}15'N$ ,  $98^{\circ}58'W$ , 2240 msnm). Actualmente, el lago está reducido a una planicie lacustre de 240 km<sup>2</sup> con forma de C invertida y una profundidad de entre 1 a 2 m (Figura 3).

#### 3.2 Geología

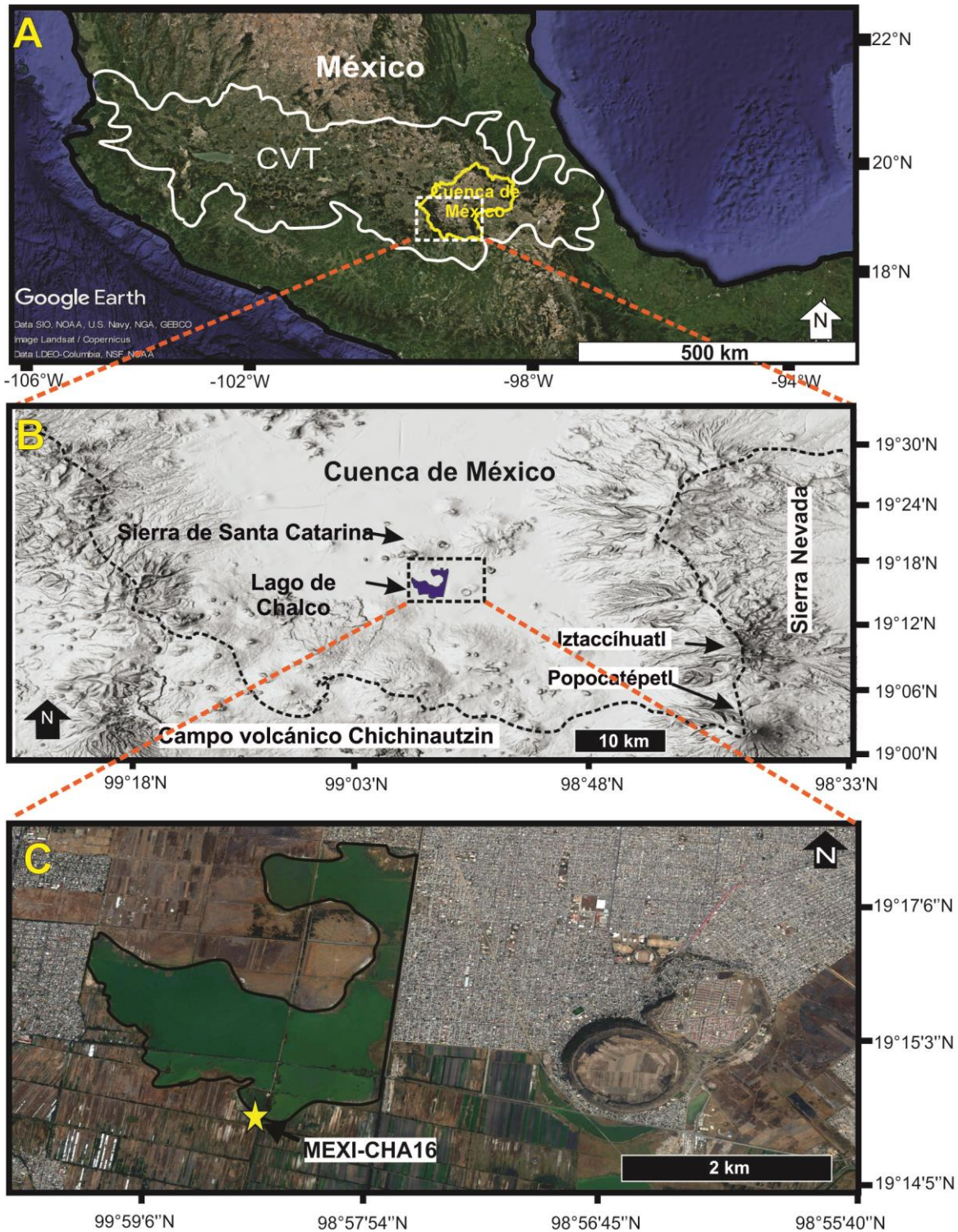
La cuenca de México forma parte del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT), una provincia volcánica con orientación W-E constituido por más de 8000 estructuras volcánicas como estratovolcanes, calderas, domos y conos monogenéticos (Robin, 1982). El CVT es resultado de la subducción de la placa de Cocos debajo de la Norteamericana cuyo ángulo de inmersión varía desde  $70^{\circ}$  en la región Jalisco hasta  $15^{\circ}$  en la zona de Oaxaca (Pérez-Campos *et al.* 2008; Ferrari *et al.* 2012) (Figura 3).

Ferrari *et al.* (2012) ha identificado cuatro periodos en la evolución de la subducción y el volcanismo asociado. Durante una primera etapa, entre el Mioceno temprano y tardío, el desarrollo de edificios volcánicos se centró entre los  $101^{\circ}W$  y el Golfo de México. Los focos eruptivos migraban desde el sur hacia el norte, lo que resultó en el ensanchamiento del arco volcánico. La composición del magma era andesítica y dacítica. En la segunda etapa, entre los 11.5 Ma hasta los 6.5 Ma, ocurrieron varios pulsos máficos con la migración de la actividad volcánica del oeste al este. A pesar de que la emanación de material basáltico era importante, el volcanismo no era tan abundante como en la etapa anterior. En la tercera etapa, durante el Plioceno temprano, el volcanismo fue bimodal; en la parte oriental dominaron las ignimbritas producidas por calderas, mientras que en la sección occidental el volcanismo era riolítico. En general la actividad volcánica migró al sur

del CVT actual. Finalmente, durante la cuarta etapa, que comprende los últimos 5 Ma, la composición del magma varió desde riolitas hasta basalto en volcanes monogenéticos y estratovolcanes alineados perpendicularmente a la trinchera. Fue en la última etapa de CVT, cuando la cuenca de México se formó con la generación de la Sierra de las Cruces al poniente, la Sierra Nevada al oriente y el Campo Volcánico Chichinautzin al sur. La subcuenca de Chalco está limitada al norte por la Sierra de Santa Catarina (Figura 3).

La Sierra de las Cruces está constituida por estructuras volcánicas asociadas a flujos de lava, piroclastos y lahares que en conjunto forman un sistema volcánico elongado orientado NW-SE conformado por los volcanes La Catedral, La Bufa, Iturbide, Chimalpa, Salazar, San Miguel, Ajusco, La Corona y Zempoala (Morales *et al.* 1991). Su actividad ocurrió en el Mioceno tardío (Mooser *et al.* 1969, Osete *et al.* 2000).

La Sierra Nevada (SN) es un conjunto de volcanes poligenéticos orientados N-S con alturas promedio de 2250 msnm. Estos son el Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Los dos primeros son los más antiguos de la sierra con edades aproximadas de 1.8 Ma (Macias *et al.* 2012). El complejo volcánico Iztaccíhuatl consiste en dos formaciones principales: la formación Llano Grande e Iztaccíhuatl (García-Tenorio, 2002), con edades del Pleistoceno temprano y Holoceno. La formación Llano grande está compuesta por tres unidades volcánicas: Púlpito del Diablo, Caldera Llano Grande y volcán Los Pies Ancestrales, cuyas rocas asociadas sugieren edades entre 0.9 y 0.58 Ma (Nixon, 1989). Por otro lado, la formación Iztaccíhuatl está compuesta por los edificios volcánicos: Los Pies, Las Rodillas, El Pecho, La Cabeza y Téyotl, cuyos depósitos sugieren edades entre 0.58 y 0.08 Ma.



**Figura 3.** A) Ubicación geográfica del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) en blanco y la cuenca de México en amarillo. B) Modelo de elevación para el sur de la cuenca de México (delimitada por una línea punteada) obtenido de INEGI (2018) (<https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>). Se indican las principales elevaciones de la región y el lago de Chalco. C) Fotografía aérea del lago de Chalco, se indica con una estrella el sitio de perforación en la zona sur del cuerpo de agua.

Finalmente, el volcán Popocatepetl está ubicado en los límites SE de la cuenca de México. El cono actual es resultado del colapso del volcán Nexpayantla (Paleo-Popocatepetl) y este a su vez resultado del colapso del domo Tlamacas hace 538 ka (Delgado-Granados *et al.* 2017). Hay múltiples depósitos de ceniza asociados con el Popocatepetl distribuidos a lo largo de la cuenca, entre ellos la Pómez Ocre (4 ka) y la Pómez Tutti Frutti (17 ka) (Arana-Salinas *et al.* 2010; Sosa-Ceballos *et al.* 2012).

El campo volcánico Chichinautzin (CVC) está constituido por 220 edificios monogenéticos cuyos materiales cubren una superficie de 2400 km<sup>2</sup> (Márquez *et al.* 1999). Está constituida por conos de escoria (p. ej., Xitle), volcanes escudo (p. ej., Teuhtli) y domos de lava (p. ej., Mesa la Gloria). En algunos de los casos, la presencia de actividad hidromagmática parece ser precursora del desarrollo eruptivo (p. ej., Pelado, Tres Cruces) (Bloomfield, 1975; Martin del Pozzo, 1982). La altura promedio de los conos es de 104 m sobre la planicie de la cuenca con diámetros que van de 200 hasta 1600 m (Márquez *et al.* 1999). Mooser (1969) propone que el inicio del establecimiento del CVC hace 1.2 Ma conllevó al cierre de la cuenca de México lo que propició el desarrollo de un sistema lacustre del cual Chalco formó parte (Arce *et al.* 2013b).

La mayor parte de las lavas que conforman el CVC son flujos de bloqueo típicamente entre 5 a 10 m de espesor y hasta 10 km de longitud. El volumen total de los flujos alcanza los 470 km<sup>3</sup>. Están constituidos por fragmentos de roca afaníticos y porfídicos, los cuales están divididos en cuatro categorías de acuerdo a su composición: a) Basalto-olivino, constituido por cristales de olivino y usualmente con inclusiones de espinela y cristales de plagioclasa en menor proporción, b) Andesitas-olivino, conformado por cristales de olivino y ortopiroxenos, c) Andesitas-piroxeno y Dacitas-piroxeno, con cristales mayoritariamente de ortopiroxenos (hiperstena), clinopiroxeno (augita) y plagioclasa, y d) Lavas mezcladas, las cuales están caracterizadas por la presencia simultánea de cuarzo y olivino así como cristales de biotita y hornblenda asociadas





con contaminación cortical durante la emanación del magma (Negendank, 1972; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1989; Nixon, 1989; Swinamer, 1989; Márquez *et al.* 1999).

La temporalidad que puede tener el CVC ha sido discutida en diversos trabajos (Arnold y Libby, 1951; Mooser *et al.* 1969; Bloomfield, 1975; Herrero y Pal, 1978; Martín del Pozzo, 1989). Las primeras investigaciones, con dataciones en suelos y materia orgánica por debajo de los flujos de lava del CVC, propusieron que la actividad volcánica era más joven que 40 ka. Posteriormente, estudios geomorfológicos en diversas estructuras de la sierra indicaron que la actividad mayoritaria ocurrió en los últimos 10 ka. Sin embargo, estudios paleomagnéticos muestran que las rocas presentan polaridad normal asociada al cron Bruhnes, por lo que el volcanismo debe ser menor a 700 ka (Böhnel y Molina-Garza, 2002).

Recientemente, Jaimes-Viera *et al.* (2018), mediante dataciones en diversos edificios volcánicos del CVC y la Sierra de Santa Catarina (ubicada a 5 km al NW del lago de Chalco), mostró que la actividad en ambas sierras ocurre entre 1294 y 7 ka, de manera que divide cronológicamente a los volcanes en cuatro grupos. El primero nombrado como Grupo volcánico monogenético Peñón (PMVG) que incluye a Chimalhuacán, Peñón de los Baños, entre otros, cuya actividad ocurre entre los  $1294 \pm 36$  y  $765 \pm 30$  ka. Este periodo termina con un intervalo de inactividad volcánica de la cuenca que dura 527 ka. El segundo, Grupo volcánico monogenético Chichinautzin antiguo (CMVG Antiguo), incluye a Tezoyuca, Tlayacapan, entre otros con actividad entre  $238 \pm 51$  y  $95 \pm 12$  ka. Al término de este periodo hay un intervalo de 60 ka de inactividad volcánica. El tercero nombrado Grupo volcánico monogenético Chichinautzin joven (CMVG Joven) inicia hace  $35 \pm 4$  ka y termina con la erupción del volcán Xitle (ubicado a 24.5 km al SW del lago de Chalco) hace  $1675 \pm 40$  ka.

### 3.3 Estratigrafía

#### 3.3.1 Estratigrafía de la cuenca de México

Fríes (1960) fue el primero en realizar la identificación de las diversas rocas que conforman la estratigrafía de la cuenca de México (Figura 4). Con el tiempo, la estratigrafía de la cuenca se ha complementado con el aporte de diversos autores. Arce *et al.* (2019) hicieron una compilación de las descripciones y edades propuestas, la cual es resumida a continuación. El mapa geológico de la cuenca puede ser consultado en la figura 5.

- **Rocas cretácicas**

- a) *Formación Morelos (Albiense-Cenomaniense)*

Compuesta por calizas y dolomías marinas someras expuestas al sur de la cuenca de México y presentes en los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 a los 1500 y 1800 m de profundidad respectivamente, los cuales fueron realizados por PEMEX en 1987 (Fríes, 1960; PEMEX, 1987).

- b) *Formación Mexcala (Turonense)*

Representada por limolitas con abundantes restos de foraminíferos y radiolarios expuestas al sur de la cuenca de México con un espesor de 1500 m (Fríes, 1960).

- **Unidades del Eoceno**

- c) *Grupo Balsas (Edades reportadas entre 68 y 31 Ma)*

Corresponde a depósitos continentales constituidos por conglomerados, arenas, limo, arcillas lacustres y depósitos piroclásticos en menor proporción (Fríes, 1960). La descripción de este último fue complementada por Ortega-Gutiérrez (1980) quien incluyó rocas silíceas interestratificadas con los conglomerados. La presencia de estos depósitos ha sido reportada en el pozo Texcoco-1 a los 2680 m de profundidad (PEMEX, 1987; Cerca *et al.* 2007).



- **Volcanismo del Oligoceno**

- d) *Formación Tilzapotla (Edades reportadas entre 38 y 25.7 Ma)*

Fue descrita por Frías (1960) como una sucesión de lavas dacíticas y riolíticas con ignimbritas. Las rocas de esta formación se encuentran al sur de la cuenca de México. Su presencia ha sido reportada en el pozo Texcoco-1 a los 950 m y en Mixhuca-1 a los 1281 m de profundidad (Pérez-Cruz, 1988; Alaniz-Álvarez *et al.* 2002).

- **Volcanismo del Mioceno**

- e) *Formación Tepoztlán (Edades reportadas entre 22.8 y 12.3 Ma)*

Compuesta por escombros volcánicos y de composición andesítica intercalados con lavas y depósitos piroclásticos (Frías, 1960). Las rocas están expuestas al norte y sur de la cuenca de México. Su presencia ha sido reportada en el pozo Texcoco-1 a 920 m, pozo Mixhuca-1 a 1190 m, pozo Tulyehualco-1 a 1740 m y San Lorenzo Tezonco a 950 m de profundidad (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; García-Palomo *et al.* 2000; Arce *et al.* 2015).

- **Volcanismo del Plioceno y Holoceno**

- f) *Secuencia Sierra de las Cruces (Edades reportadas entre 3.7 y 0.4 Ma)*

Compuesta por material volcánico de la Sierra de las Cruces como flujos de lava y domos, así como flujos piroclásticos interestratificados con lahares y depósitos de flujos de escombros (Arce *et al.* 2008; García-Palomo *et al.* 2008). Se ubican en la parte poniente de la cuenca de México. Se ha reportado la presencia de ignimbritas asociadas a esta sucesión en los pozos San Lorenzo Tezonco y Mixhuca-1 (Arce *et al.* 2013a).

*g) Secuencia volcánica Sierra Nevada (Edades más antiguas que 1.8 Ma)*

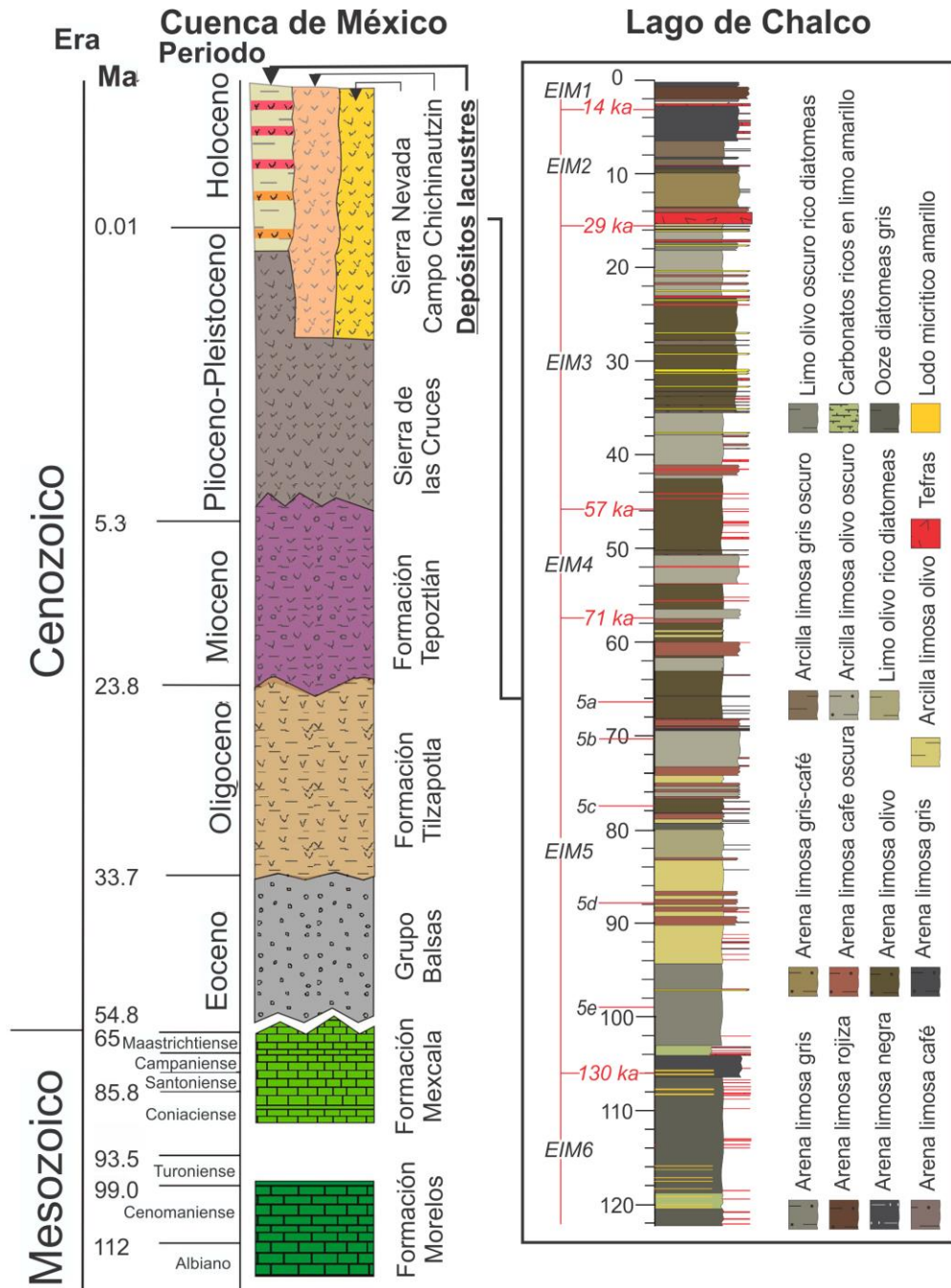
Constituida por materiales de naturaleza riolítica, andesítica y dacítica, entre los que se incluyen domos, flujos de lava interestratificados con depósitos piroclásticos, flujos de escombros y material de caída (Macías *et al.* 2012; Siebe *et al.* 2017). Depósitos asociados han sido reportados en perforaciones someras en el centro de México (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998).

*h) Campo volcánico Chichinautzin (Edades reportadas entre 1.2 y 0.02 Ma)*

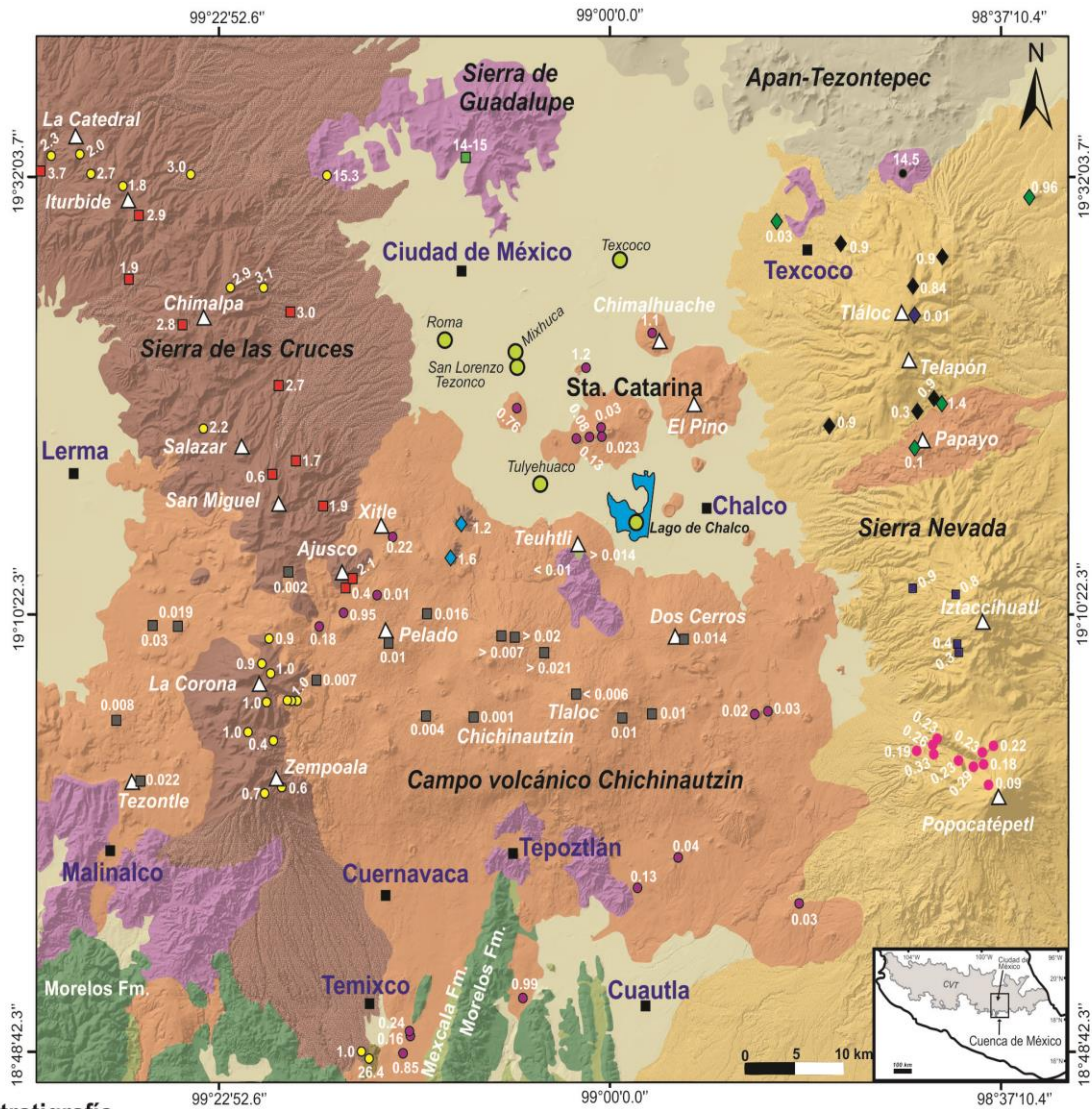
Fue nombrado por primera vez por Frías (1960) quien incluyó a las corrientes lávicas de los conos de escoria y domos del CVC. La composición de los productos volcánicos varía entre basalto, andesita y dacita, en su mayoría expuestos al sur de la cuenca. Arce *et al.* (2019) incluye en este grupo a los productos de la Sierra Santa Catarina dada su composición y tipo de volcanismo que los originó.

*i) Depósitos lacustres (Edades reportadas <0.22 Ma)*

Compuestos por arcilla, limo y arenas, así como por horizontes diatomáceos, depósitos de pómez y evaporíticos. En el pozo de San Lorenzo Tezonco inicia su depósito a los 604 m de profundidad, mientras que en la perforación de Tulyehualco-1 se encuentra a los 700 m de profundidad y están intercalados con depósitos volcánicos (Pérez-Cruz, 1988; Caballero y Ortega, 1998; Brown *et al.* 2012). En el caso de la perforación realizada en el lago de Chalco, estos depósitos llegan a los aproximadamente 280 m de profundidad (Lozano-García *et al.* 2017). En 1992, Enciso de la Vega incluyó a todos los depósitos fluvio-lacustres y materiales aluviales de la cuenca de México con edades del Pleistoceno superior al Holoceno en una designación llamada "Alogrupo Tenochtitlan".



**Figura 4.** Estratigrafía de la cuenca de México (izquierda), se indican las diferentes formaciones (formales e informales) respecto a la edad en millones de años (Ma) descritos en el texto. Estratigrafía de los primeros 122 m de sedimentos lacustres del lago de Chalco (derecha), se indican las facies propuestas para esta sección de depósitos lacustres así como los diferentes periodos climáticos o Estadios Isotópicos Marinos (EIM). Modificado de Arce *et al.* (2019) y Ortega-Guerrero *et al.* (2017), respectivamente.



**Estratigrafía**

- Chichinautzin
- Sierra de las Cruces
- Formación Tepoztlán
- Formación Tlzapotla
- Grupo Balsas
- Lacustre
- Formación Mexcala
- Formación Morelos
- Ápan
- Sierra Nevada

**Referencias**

- Sosa-Ceballos et al., 2015 (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar)
- Jaimes-Viera et al., 2018 (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar)
- Lozano-Barraza, 1968 (K-Ar)
- Nixon, 1989 (K-Ar)
- Osete et al., 2000; Mejía et al., 2005 (K-Ar)
- Siebe et al., 2004; 2005; Javier et al., 2011, Arce et al., 2015b (C-14)
- García-Palomo et al., 2018 (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar)
- Arce et al., 2019 (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar)
- ◆ Cadoux et al., 2011 (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar)
- ◆ Macías et al., 2012 (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar)
- ◆ Rueda et al., 2013 (C-14)
- ◆ Arce et al., 2015a (U-Pb en circones)

**Leyenda**

- 1.7 Edad en millón de años (Ma)
- Perforaciones realizadas
- Ciudades
- △ Volcán
- 🌊 Lago de Chalco

**Figura 5.** Mapa geológico de la cuenca de México. Se muestra las diferentes formaciones que componen la estratigrafía de la cuenca. De igual modo se muestran las principales elevaciones de la región. Se señalan las diferentes perforaciones de la cuenca, incluyendo la reportada en este estudio en el lago de Chalco. Modificado de Arce et al. (2019)



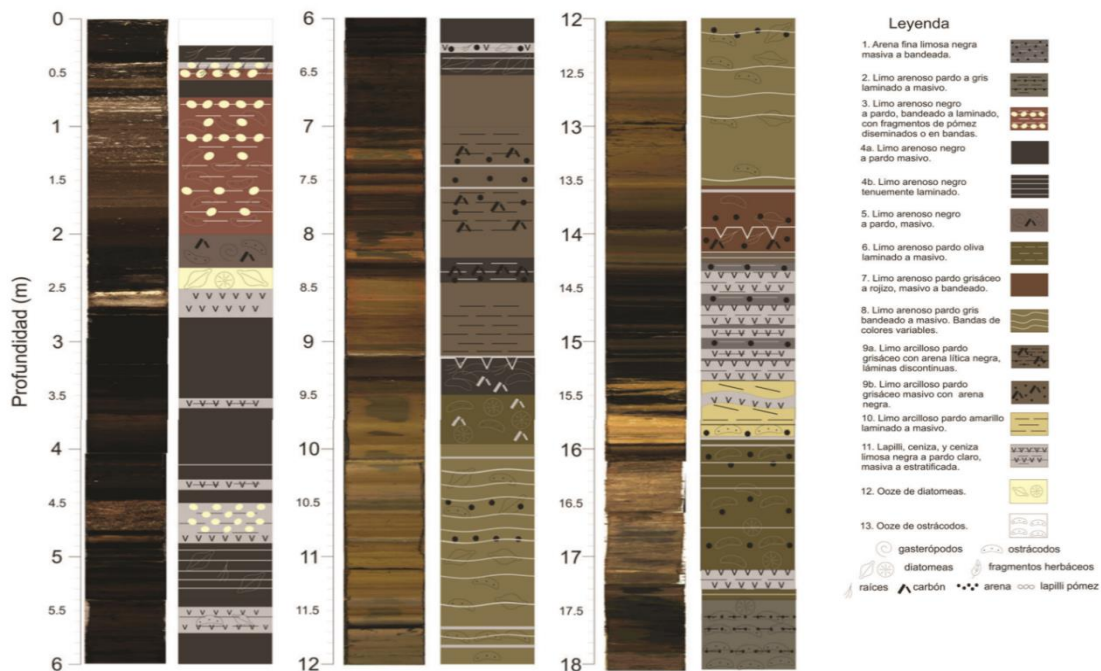
### 3.3.2 *Estratigrafía del lago de Chalco*

El lago de Chalco ha sido receptor de materiales de naturaleza variable a lo largo de su historia. Se estima que los sedimentos lacustres puede tener un espesor de hasta 300 m en su depocentro, sin embargo los estudios paleoclimáticos de mayor resolución se concentran en la sección superficial, lo que cubre únicamente los primeros 122 m de la columna maestra (Figura 4) (Lozano-García, 1993; Caballero y Ortega, 1998; Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Caballero *et al.* 2010; Lozano *et al.* 2015; Torres-Rodríguez *et al.* 2015; Ortega-Guerrero *et al.* 2017; Torres-Rodríguez *et al.* 2018).

Los primeros esfuerzos para realizar la estratigrafía de los primeros 18 m de sedimento del lago de Chalco fueron hechos por Ortega-Guerrero (1992). Se propuso siete unidades y 16 depósitos de tefra caracterizados en cuatro sondeos. En la unidad 7 se reconoce limo pardo a gris con fragmentos de lapilli alterados y escasa materia orgánica (MO). En la unidad 6 el sedimento limoso cambia a color amarillo y aumenta la materia orgánica en 10%. En la unidad 5 el sedimento se hace pardo y aumenta la cantidad de MO a 40%. En la unidad 4, la actividad volcánica está representada por un depósito de caída de 0.95 m de espesor. Finalmente, las unidades 3, 2 y 1 están caracterizadas por la abundancia de diatomeas (diatomita), limo pardo y fragmentos de lapilli respectivamente. La temporalidad de estos depósitos abarca los últimos 34 ka.

Herrera-Hernández (2011) y Ortega-Guerrero *et al.* (2017), proponen en estudios posteriores 12 facies en la sucesión de 122 m, las cuales están agrupadas en tres categorías de acuerdo a su composición y características genéticas: (1) facies detríticas, son las más abundantes e incluyen sedimentos limosos con cantidades variables de arcilla y arena, compuestos de feldespatos, cuarzo, anfíboles y minerales arcillosos, (2) facies biogénicas, las cuales incluyen oozes silíceos de diatomeas en estratos masivos de 20 cm de espesor y láminas menores a 0.5 cm incluidas en facies clásticas, así como oozes carbonatados de ostrácodos que

forman láminas de <1 cm de espesor, y (3) facies volcaniclásticas, particularmente abundantes en los 6 m superiores que incluyen depósitos de caída (tefras) descritos en estudios posteriores (Ortega-Guerrero *et al.* 2018). Estos depósitos suman 18 capas individuales que varían de 0.5 a 106 cm de espesor. Con lo anterior, se logró realizar la estratigrafía de lo que se estima corresponde a los últimos 150 ka de historia en el lago de Chalco (Ortega-Guerrero *et al.* 2017) (Figura 6).



**Figura 6.** Columna estratigráfica del núcleo CHAVII-11 elaborada por Ortega-Guerrero *et al.* (2015). Se muestran las fotografías de alta resolución tomadas durante la campaña de apertura de sondeos, las cuales corresponden a los primeros 18 metros de la columna maestra (122 m).

El entorno en el cual se dio inicio a la sedimentación lacustre posterior al emplazamiento de material volcánico es aún desconocido. Se ha sugerido en diversos estudios que el cierre de la cuenca de México fue debido al intenso volcanismo de Chichinautzin entre 600 ka y 1300 ka (Fríes, 1960; Mooser *et al.* 1974; Martín del Pozzo, 1982; Macías *et al.* 2012). Con el cierre de la red hidrológica, que se propone corría de norte a sur (Mooser, 1961), se formó el distrito lacustre de Texcoco conformado por los lagos de Zumpango y Xaltopan al norte, Texcoco al centro así como Xochimilco y Chalco al sur. De estos cuerpos de agua actualmente solo quedan algunos remanentes.





# Capítulo 4

## Materiales y métodos

### 4.1 Perforación, análisis iniciales y sección analizada

Este trabajo fue llevado a cabo con muestras del núcleo MEXI-CHA16-1C, el cual fue obtenido en los primeros meses del año 2016 por el proyecto del International Continental Drilling Project “MexiDrill Chalco” (<http://lagodechalco-unam.com.mx/>). El sitio de extracción (19°15'26''N, 98°58'32''W) fue definido a partir de perfiles sísmicos con los que se estimó el espesor de los depósitos lacustres y la ubicación del depocentro de la cuenca (Lozano-García *et al.* 2017). Durante la extracción, fueron empleados sistemas de perforación HQ y NQ con broca de diamante. El tipo NQ se utilizó en la perforación de materiales resistentes como rocas y materiales volcanoclásticos, mientras que el tipo HQ recuperó sedimentos relativamente suaves como arcilla, limo y arena (Lozano-García *et al.* 2017). Se realizaron tres pozos paralelos entre sí (A, B y C) con el fin de obtener la sucesión lacustre lo más completa posible. En el pozo A se recuperó el material presente entre 10 y 420 m, en el pozo B se recuperó entre 6 y 315 m, finalmente, en el pozo C se recuperó material entre 10 y 320 m así como entre 409 y 520 m, siendo este último el que alcanzó la profundidad máxima. Durante la perforación del núcleo A, se realizó la medición de susceptibilidad magnética (SM), resistividad eléctrica, espectro de rayos gamma y velocidad de ondas P para obtener información de las propiedades físicas verticales de los sedimentos (Lozano-García *et al.* 2017).

Los núcleos se encuentran resguardados en las instalaciones del National Lacustrine Core Facility (LacCore) de la Universidad de Minnesota (<http://lrc.geo.umn.edu/laccore/>) en donde se hicieron las primeras descripciones y toma de fotografías.

La correlación entre los distintos sondeos basada en los datos de SM refleja variaciones en el tipo de sedimento, particularmente entre facies carbonatadas, volcánicas y silicatadas. Entre los 260 y 300 m, los valores de SM reportados por Lozano-García *et al.* (2017) aumentan y los sedimentos están constituidos por material clástico grueso intercalados con horizontes finos. Con base en esto, el presente estudio se realizó con sedimentos del pozo C entre los 257 y 315 m de profundidad dado que representa de manera completa los cambios en la SM y el tipo de material.

#### **4.2 Estratigrafía preliminar y muestreo**

Inicialmente se llevó a cabo la caracterización visual del sedimento mediante el análisis de fotografías del núcleo C en el software de libre distribución CoreWall (<http://www.corewall.org/>). Se consideró la textura, selección del depósito, espesor de los estratos, color, estructuras sedimentarias y tipo de contactos. Se compilaron los datos de SM para esta sección que ya han sido publicados por Lozano-García *et al.* (2017).

Posteriormente y en función de los cambios en la estratigrafía se decidió los intervalos a analizar con mayor detalle. Se realizó el muestreo correspondiente en el LacCore de la universidad de Minnesota. Se tomaron 21 muestras para lámina delgada. En 19 de ellas se realizó el análisis textural, mineralógico y micromorfológico de los depósitos limosos y arenosos tanto masivos como estratificados. En las dos restantes, en las que se incluye una muestra de coquina a los 267 m de profundidad y una de roca de la sección basal, se describió la micromorfología y mineralogía respectivamente (Tabla 1).

De igual forma se colectaron 21 muestras de sedimento en depósitos arcillosos y arenosos tanto masivos como laminados para la elaboración de frotis, conteo de diatomeas, análisis isotópicos, análisis texturales, análisis cualitativo de polen y difracción de rayos X, que serán explicados más adelante (Tabla 1). Posteriormente,



se agregaron 18 muestras de frotis obtenidas durante los trabajos del proyecto MexiDrill en el 2016, con lo que sumaron 38 muestras de sedimento. Finalmente, fueron tomadas tres muestras de depósitos de grava en la sección intermedia de la columna para análisis texturales.

**Tabla 1.** Listado de muestras colectadas en el núcleo MEXI-CHA16-1C. Se indica el tramo y centímetro en la que fue muestreado, así como la profundidad en metros y análisis realizados. Con números se indica el análisis hecho a cada muestra: 1) Análisis de frotis, 2) Conteo de diatomeas, 3) Análisis cualitativo de polen, 4) Coulter de granulometría en sedimento arcilloso-arenoso, 5) Difracción de rayos X, 6) Análisis isotópicos, 7) Conteo de puntos para lámina delgada, 8) Análisis textural por procesamiento de imágenes, 9) Muestras de grava para granulometría.

TRAMO	cm	Prof (m)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
170-2	3	260.21									
171-1	1	261.17									
172-1	13	261.83									
173-1	128	264.50									
173-2	6	264.68									
174-1	8	264.82									
174-1	72	265.35									
174-1	75	265.49									
174-1	80	265.54									
174-1	123	265.97									
174-2	1	266.17									
175-1	4	266.31									
175-1	28	266.55									
175-1	119	267.46									
175-1	137	267.64									
177-1	17	269.49									
177-1	57	269.89									
177-2	1	270.78									
177-2	4	270.81									
178-1	8	270.88									
178-1	5	270.89									
178-1	19	271.03									
179-1	1	272.37									
179-1	24	272.54									
179-1	27	272.63									
179-1	30	272.66									
181-1	1	275.42									
181-1	50	275.91									
181-1	80	276.21									
181-1	123	276.64									

Tabla 1. Continuación

TRAMO	cm	Prof (m)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
181-1	133	276.74									
181-2	1	276.77									
181-2	8	276.85									
182-1	10	277.04									
182-1	43	277.37									
182-1	70	277.64									
183-1	8	278.54									
183-1	10	278.56									
185-1	48	281.99									
185-1	117	282.68									
185-1	122	282.73									
185-1	125	282.76									
185-1	135	282.86									
185-2	1	283.00									
187-1	4	284.60									
187-1	6	284.62									
187-1	13	284.69									
187-1	17	284.73									
189-1	41	288.01									
189-1	44	288.02									
189-1	46	288.04									
190-1	71	289.84									
193-1	82	294.52									
193-1	86	294.56									
194-1	15	294.65									
194-1	27	294.77									
194-1	32	294.82									
195-2	1	296.65									
195-2	2	296.67									
199-1	1	301.32									
207-1	Clastos	310.47									



### **4.3 Preparación de muestras**

#### **4.3.1 Frotis**

El análisis de frotis es un primer acercamiento a los componentes presentes en el sedimento y con lo que se puede discernir las facies presentes en la columna sedimentaria. Cada muestra fue procesada en el laboratorio de Paleolimnología del Instituto de Geofísica (UNAM) de la siguiente manera. Se tomó una porción de sedimento con una aguja de disección limpia y fue distribuida homogéneamente a lo largo de un portaobjetos con agua destilada. Posteriormente, se colocó en una parrilla durante el tiempo necesario para que el agua se evaporara a aproximadamente 40°C. Una vez seco, el sedimento fue cubierto con un cubreobjetos y fijado con resina óptica bajo luz ultravioleta.

#### **4.3.2 Lámina delgada**

La elaboración de láminas delgadas tuvo como objetivo principal el análisis textural y mineralógico al microscopio de secciones arcillosas y arenosas en donde la fábrica del sedimento está caracterizada por estructuras sedimentarias claramente reconocibles. Cada muestra fue procesada en el taller de laminación del Instituto de Geología (UNAM). Se preparó y vertió cuidadosamente una resina plástica capaz de sostener y no modificar la fábrica del sedimento no consolidado. Dicha resina consiste en 70% resina epóxica y en 30% solvente combinado con catalizador. Después de un par de días, las muestras se encontraron solidificadas en bloques individuales disponibles para iniciar su laminación. Los bloques consolidados fueron cortados y pulidos de manera que se generó una superficie lisa sobre la cual se colocó un portaobjetos fijado con una resina de luz ultravioleta. Posteriormente, los bloques fueron cortados y pulidos en una laminadora hasta aproximarlos a 30  $\mu\text{m}$  de grosor. En caso de ser necesario, se continuó el pulimiento de la muestra manualmente con lija 600 en polvo.

## 4.4 Análisis textural

### 4.4.1 Depósitos de arena gruesa y grava

Se elaboraron diferentes análisis granulométricos. Por un lado, para los depósitos con granos de tamaño mayor a 1 mm de diámetro (arena gruesa y grava) se aplicó el método de intersecciones de Rosiwal y la metodología propuesta por Sarocchi (2005). El método de Rosiwal estima el tamaño promedio de los clastos presentes en una sección perpendicular al corte del núcleo, con lo que se puede inferir eventos de máxima energía en el transporte de sedimento. Cada 5 cm a lo largo del sondeo, se trazó digitalmente una línea que sobrepuso al depósito de modo horizontal con el software de libre distribución ImageJ (<https://imagej.nih.gov/ij/>). El programa estimó la longitud de las líneas que intersectaban a los clastos presentes (Figura 7), de manera que al promediar las longitudes se obtuvo lo que en este trabajo se nombra “granulometría óptica”.

Adicionalmente, se aplicó una prueba de distribución normal mediante el estadístico Z-Score a los datos de granulometría óptica con la finalidad de conocer eventos de máxima energía en el agente de transporte de sedimento. Z-Score estima el

número de desviaciones estándar a la cual un dato se encuentra de la media poblacional y oscila en intervalos de -3 a 3 (Glantz *et al.* 2016). Para la aplicación del estadístico es necesario asumir una población de datos con distribución normal, de manera que en cuanto más se alejen de dicha distribución, representaran anomalías en el comportamiento normal de los datos. En términos sedimentológicos, si el tamaño de grano de un clasto presenta un valor de Z-Score mayor que cero significa una anomalía positiva en el tamaño de grano promedio,

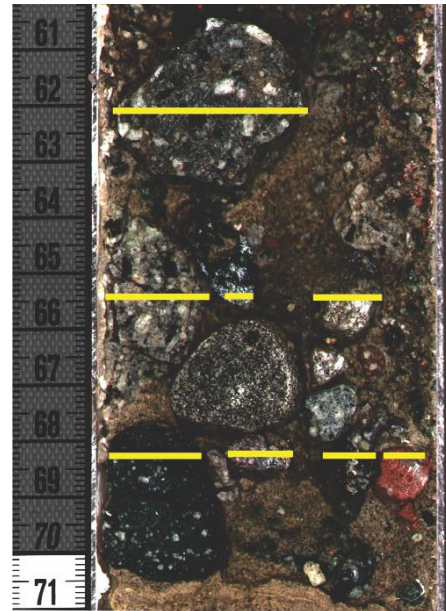


Figura 7. Ejemplo para el modelo de intersecciones de Rosiwal. Las líneas amarillas representan el diámetro que se considera para el método.



por lo que lo anterior representaría un evento de máxima energía de transporte. Z-score ha sido aplicado en diversos estudios paleoambientales, particularmente en la detección de incendios locales mediante partículas carbonizadas (Brücher *et al.* 2014; Landa *et al.* en prensa), sin embargo, puede ser aplicado a cualquier serie de tiempo ya que no depende de factores como la tasa de sedimentación o resolución de muestreo (Brücher *et al.* 2014). El estadístico se implementó en el software de libre distribución R versión 3.5.0 (Team R.C., 2018; <https://www.R-project.org/>).

Adicionalmente, para determinar la clasificación de depósitos de grava se tamizaron tres muestras en intervalos de  $1\phi$  desde  $-2$  hasta  $2\phi$ , previamente secadas en un liofilizador y pesadas en una balanza analítica. Una vez tamizadas se procedió a pesar cada fracción de sedimento para obtener su porcentaje respecto al total. Con los resultados se estimó la desviación estándar de los datos y se calculó la clasificación de los depósitos con base en el esquema propuesto por Folk (1980). Finalmente, se realizó la descripción y conteo de los distintos líticos presentes en la fracción  $-1\phi$  para conocer su posible fuente.

#### ***4.4.2 Depósitos de arcilla, limo, arena fina y media***

El análisis granulométrico para los depósitos cuyas partículas son menores a 1 mm se realizó de dos formas. La primera consistió en la medición directa de la muestra en un equipo Beckman Coulter Multi-Wavelength el cual usa las propiedades de la difracción de la luz en las partículas presentes en una disolución acuosa para conocer su tamaño. En este equipo, una fuente lumínica es emitida hacia un lente de Fourier en el cual los rayos son orientados hacia la muestra en disolución. La estimación del tamaño de partícula se basa en el ángulo con el que las partículas difractan la luz. En general, partículas pequeñas tienen ángulos mayores de difracción, mientras que partículas de mayor tamaño presentan ángulos de difracción menores. El detector del equipo consta de sensores que contabilizan la energía de radiación en diferentes ángulos. De este modo, la detección de patrones de dispersión de la energía en distintos ángulos determina la distribución del

tamaño de partícula. El desarrollo matemático y relación entre ángulo de difracción y tamaño de partícula son explicadas en Jones (1938). Las mediciones se realizaron en la estación experimental de Aula DEI del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, España (EEAD-CSIC). Previamente, las muestras fueron pretratadas con agua oxigenada en baño María a 80°C durante 24 horas para eliminar restos orgánicos.

La segunda metodología consistió en la toma de fotografías de los minerales presentes en secciones delgadas y el posterior procesamiento de imágenes. El análisis textural de cada lámina delgada se hizo bajo microscopio petrográfico en el laboratorio de microscopía del Instituto de Geología. Cada muestra fue analizada de la siguiente manera. Se hizo un transecto a lo largo de la lámina desde la base hasta la cima y cada ~1.1 mm (punto de medición) en donde se tomaron al menos 3 fotografías bajo el objetivo 4X en nicoles cruzados. Cada

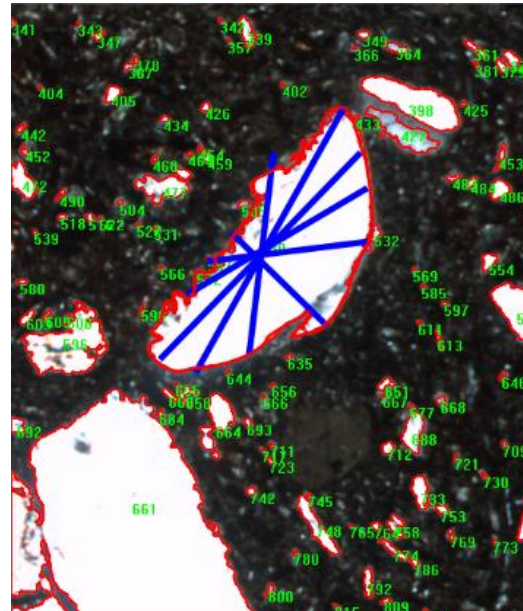


Figura 8. Ejemplo del análisis textural elaborado en Image Pro. Las líneas azules representan el modo en que el software mide el diámetro promedio cada 2° pasando por el centroide. La línea roja representa el contorno del cristal.

fotografía fue procesada con el software ImageJ Pro (Figura 8). Este software tiene la capacidad de brindar datos en micras del diámetro promedio (promedio de la longitud de las líneas que atraviesan un mineral o clasto pasando por el centroide, cada 2°), área total (píxeles contenidos en un mineral o clasto) y redondez (proporción del radio promedio de las curvaturas presentes en las esquinas del clasto y la curvatura de la esfera máxima inscrita en el clasto) (Figura 9) obtenido mediante la fórmula:

$$Ir = \frac{\text{perimetro}^2}{4(\text{área})(\pi)}$$





Los datos de diámetro promedio obtenidos en ImageJ Pro fueron convertidos a la escala de Wentworth o escala PHI con la fórmula:

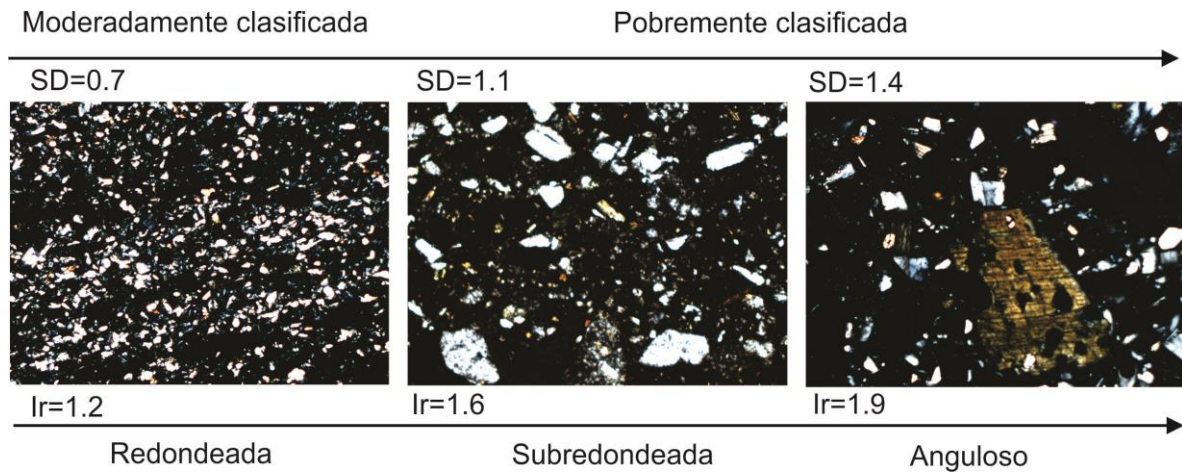
$$\varphi = -\log_2 d(mm)$$

Todos los datos (diámetro promedio en phi, redondez y área) en cada punto de medición de cada muestra fueron promediados y graficados con respecto a la longitud de la muestra.

Ambas metodologías para determinar la textura del sedimento fueron complementarias. Por un lado, la toma de fotografías no permite el reconocimiento de partículas de tamaño limo o arcilla, pero si puede estimar el grado de redondez de los cristales. Por otro lado, los análisis con el equipo Coulter tienen el potencial de reconocer las partículas más finas de las muestras y con ello brindar un panorama más certero de la selección del depósito, sin embargo, no aportan información sobre la morfología de los granos y el retrabajo que los cristales pudieron tener durante su transporte.

Con base en los datos de phi se calculó la desviación estándar (SD) en la distribución del tamaño de grano de las muestras, la cual permite aproximar cuantitativamente la clasificación o selección del depósito. La SD cuantifica la lejanía de los datos con respecto a su media, de modo que funciona como parámetro de la clasificación o grado de selección del sedimento. Material bien seleccionado tiene valores por arriba de 0.7 mientras que material mal clasificado está por debajo de 0.7 (Figura 9).

Una vez realizado el análisis granulométrico, los resultados brindaron un primer panorama de la dinámica del transporte y depósito del sedimento, así como procesos asociados (p. ej., entrada de sedimento al lago y eficiencia del transporte).



**Figura 9.** Fotografías de algunas muestras en las que se ejemplifican los distintos valores de desviación estándar (SD) indicativos de la clasificación del depósito. De igual modo, se muestran diferentes valores del índice de redondez (Ir).

#### 4.5 Análisis composicional

Se identificó el material detrítico (minerales de la arcilla, cuarzo, feldespatos, plagioclasas, etcétera), autigénico (calcita, micrita, vivianita, etcétera) y biogénico (diatomeas, fitolitos, ostrácodos, material carbonizado, materia orgánica, etcétera) en las muestras de frotis. Para lo anterior, se refirió al esquema propuesto por Schnurrenberger *et al.* (2003), el cual se basa en la medición cualitativa de los componentes de la muestra bajo microscopio petrográfico.

Se realizó un análisis semicuantitativo y general de los géneros de diatomeas más abundantes en la columna estratigráfica. Se contaron las diatomeas presentes en dos o tres transectos paralelos a lo largo de las muestras de frotis. Con base en lo propuesto por Stevenson *et al.* (2010), cada conteo alcanzó un total mayor que 300 individuos con el objeto de tener datos representativos de la población. Del total, se estimaron los porcentajes para cada género. Adicionalmente, fueron tomadas fotografías de los géneros dominantes en un microscopio electrónico de barrido marca JEOL. Lo anterior se realizó en el laboratorio de Paleoecología, paleoclimatología y cambio climático del Instituto de Geología, UNAM.

Se procesaron 21 muestras para análisis palinológicos en el cual de modo cualitativo se estimó la abundancia de las familias de polen más representativas.



En una muestra de coquina, se estimó cuantitativamente los granos de polen y esporas presentes. Para ello se hizo un transecto a lo largo de la muestra y se contó hasta llegar a 200 granos de polen sin considerar a *Pinus*. Lo anterior debido a que esta familia es constante y abundante en los registros sedimentarios de la región (Lozano *et al.* 1993; Lozano-García y Sosa-Najera, 2015; Acosta-Noriega, 2019).

#### **4.6 Análisis mineralógico**

Se realizó el análisis micromorfológico y mineralógico de las láminas delgadas en el Instituto Pirenaico de Ecología en Zaragoza, España. Se analizó la composición mineral de cada facies para realizar la interpretación del ambiente de depósito. Aunado a esto, se hizo un conteo de 200 puntos basado en el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.* 1984) con lo que se obtuvo el porcentaje de cada mineral presente en las muestras.

Adicionalmente, se hizo un conteo de 200 puntos exclusivamente para cuarzo (Q) y feldespatos/plagioclasa (F). Para ello, cada lámina delgada fue teñida con Rodizonato de Potasio y Cloruro de Bario. De este modo, la identificación de los cristales estuvo en función de las propiedades ópticas (p. ej. presencia de maclado) y el color de tinción (amarillo a rojizo para plagioclasa y feldespatos). Con los resultados, se estimó la tasa  $Q/(Q+F)$ . Dicho valor permite inferir variaciones en la precipitación, por lo que valores altos sugieren condiciones húmedas (Van De Kamp, 2010).

Por último, se realizó un análisis semicuantitativo de difracción de rayos X (DRX). La DRX es un método empleado para conocer las estructuras cristalinas en una muestra de sedimento (Klug y Alexander, 1974). Un haz de rayos X intercepta los minerales de una muestra en rotación, de este modo un detector identifica los conteos realizados en diferentes ángulos de rotación. Cada mineral tiene un rango específico de difracción a lo largo del movimiento, en consecuencia, las especies cristalinas se identifican a partir de picos diagnóstico del difractograma, lo que permite realizar una estimación semicuantitativa basados en una referencia (RIR).

Las mediciones fueron realizadas en el departamento de Geología de la Universidad de Zaragoza, España, con un difractómetro Phillips PW 1729 con monocromador de grafito, por el método del polvo al azar (Jenkins, 2006). Para esto, las muestras fueron previamente secadas, molidas y tamizadas a 53  $\mu\text{m}$ . La identificación se hizo con base en los datos de RIR propuestos por David *et al.* (1989).

#### **4.7 Análisis isotópico**

Se procesaron 21 muestras por duplicado para análisis isotópicos. Ambos sets fueron liofilizados y pesados a 0.15 mg. Posteriormente, se eliminaron los carbonatos en uno de los sets al colocar las muestras dentro de un desecador al vacío donde se colocó una solución de ácido clorhídrico concentrado durante tres días. Las muestras fueron enviadas a la unidad de técnicas instrumentales de análisis de la Universidad de Coruña (España) en donde se midió el nitrógeno total (NT), carbono total (CT), carbono orgánico total (COT),  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ . Dichas mediciones permiten estimar la posible entrada de materia orgánica terrestre y acuática así como inferir la profundidad de la columna de agua, como será discutido en el capítulo 6.

#### **4.8 Elaboración de columna estratigráfica e identificación de zonas**

Se definieron las facies presentes en la columna con base en el esquema propuesto por Miall (2013) y Schnurrenberger *et al.* (2003). Se realizó la columna estratigráfica en el intervalo de interés mediante el software de libre distribución SedLog versión 3.1 (Zervas *et al.* 2009; <http://www.sedlog.com>). Finalmente, se llevó a cabo un análisis de Cluster para la identificación de zonas que pueden representar cambios en el ambiente de depósito (Tan *et al.* 2006). Para ello, los datos de granulometría óptica, susceptibilidad magnética y  $Q/(Q+F)$  fueron procesados en el software de libre distribución R studio mediante el paquete Rioja y el estadístico CONISS. Estos datos fueron complementados con información estratigráfica.



#### 4.9 Modelo de edad

Se elaboró un modelo de edad bayesiano con el software R studio y el paquete Bacon. Se usaron 160 secciones con 90 iteraciones en cada una. Se usó la curva de calibración IntCal13 para las edades de  $^{14}\text{C}$ . Se tomó como referencia las edades para el núcleo VII del lago de Chalco reportadas por Lozano-García *et al.* (2015) y Torres-Rodríguez *et al.* (2015), así como las de Arce *et al.* (2003) y Sosa-Ceballos *et al.* (2012) para los depósitos volcánicos Pómez Toluca Superior (PTS) y Pómez Tutti Frutti (PTF) respectivamente (Tabla 2). Se consideró la edad de 130 ka reportada por Avendaño-Villeda *et al.* (2018) a los 106 m de profundidad donde, con base en el registro estratigráfico de Chalco, se sugiere finalizó el Estadio Isotópico Marino 6 de acuerdo a la cronología de Lisiecki y Raymo (2005). Finalmente, se consideró una edad de 280 ka previamente reportada para un depósito de carbonatos presente en uno de los pozos del proyecto MexiDrill Chalco a los 170 m de profundidad. Dicha estimación se realizó por el método  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  en el Massachusetts Institute of Technology en 2018 (Erick Brown y David McGee, comunicación personal).

**Tabla 2.** Datos utilizados en el modelo de edad. Los datos con asterisco (\*) son edades de  $^{14}\text{C}$  sin calibrar.

Clave de la muestra	Edad (ka)	Error (años)	Profundidad (m)	Material de medición	Referencia
Beta 347502	7.22*	30	1.36	Ostrácodos	Lozano-García <i>et al.</i> (2015)
Beta 347503	7.28*	40	1.37	Polen	Lozano-García <i>et al.</i> (2015)
Beta 347501	8.49*	40	1.76	Polen	Lozano-García <i>et al.</i> (2015)
Limite PTS	10.44*	95	2.50	NA	Arce <i>et al.</i> (2003)
Limite PTF	14.50*	100	4.50	NA	Sosa-Ceballos <i>et al.</i> (2012)
Beta 359187	17.18*	60	6.35	Polen	Lozano-García <i>et al.</i> (2015)
Beta 359191	23.18*	90	9.35	Polen	Lozano-García <i>et al.</i> (2015)
Beta 359189	23.45*	100	10.23	Polen	Lozano-García <i>et al.</i> (2015)
Beta 359190	23.72*	110	11.03	Polen	Lozano-García <i>et al.</i> (2015)
Beta 344189	24.75*	100	15.40	Polen	Lozano-García <i>et al.</i> (2015)
Beta 347492	31.74*	210	30.46	Polen	Torres-Rodríguez <i>et al.</i> (2015)
Beta 347499	40.46*	520	35.18	Ostrácodos	Torres-Rodríguez <i>et al.</i> (2015)
Circones $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$	76.70	470	63.50	Circón	Torres-Rodríguez <i>et al.</i> (2015)
Conteo de láminas	140	-	122.5	NA	Avendaño-Villeda <i>et al.</i> (2018)
Datación $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$	280	40	170	Carbonatos lacustres	Erick Brown y David McGee comunicación Personal

# Capítulo 5

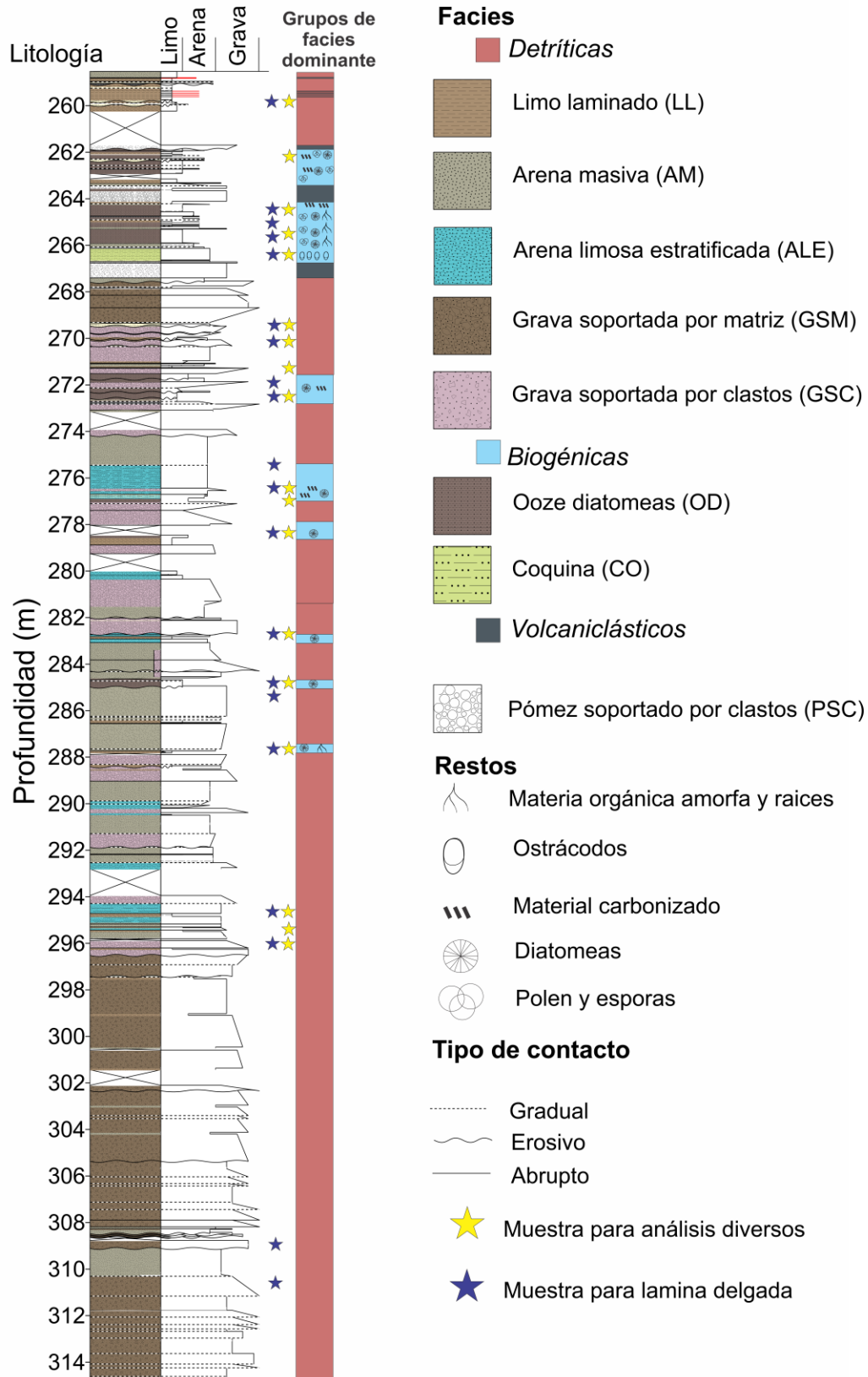
## Resultados

La sucesión sedimentaria analizada presenta variaciones en el tipo de material, así como en la granulometría y en la susceptibilidad magnética. A continuación, se presenta la descripción de las facies propuestas entre los 257 y 315 m de profundidad del núcleo MEXI-CHA16-1C. Se incluyen los resultados obtenidos de los análisis texturales, mineralógicos, composicionales e isotópicos (Figura 10). Por último, se muestra el modelo de edad bayesiano obtenido.

### 5.1 Descripción de facies

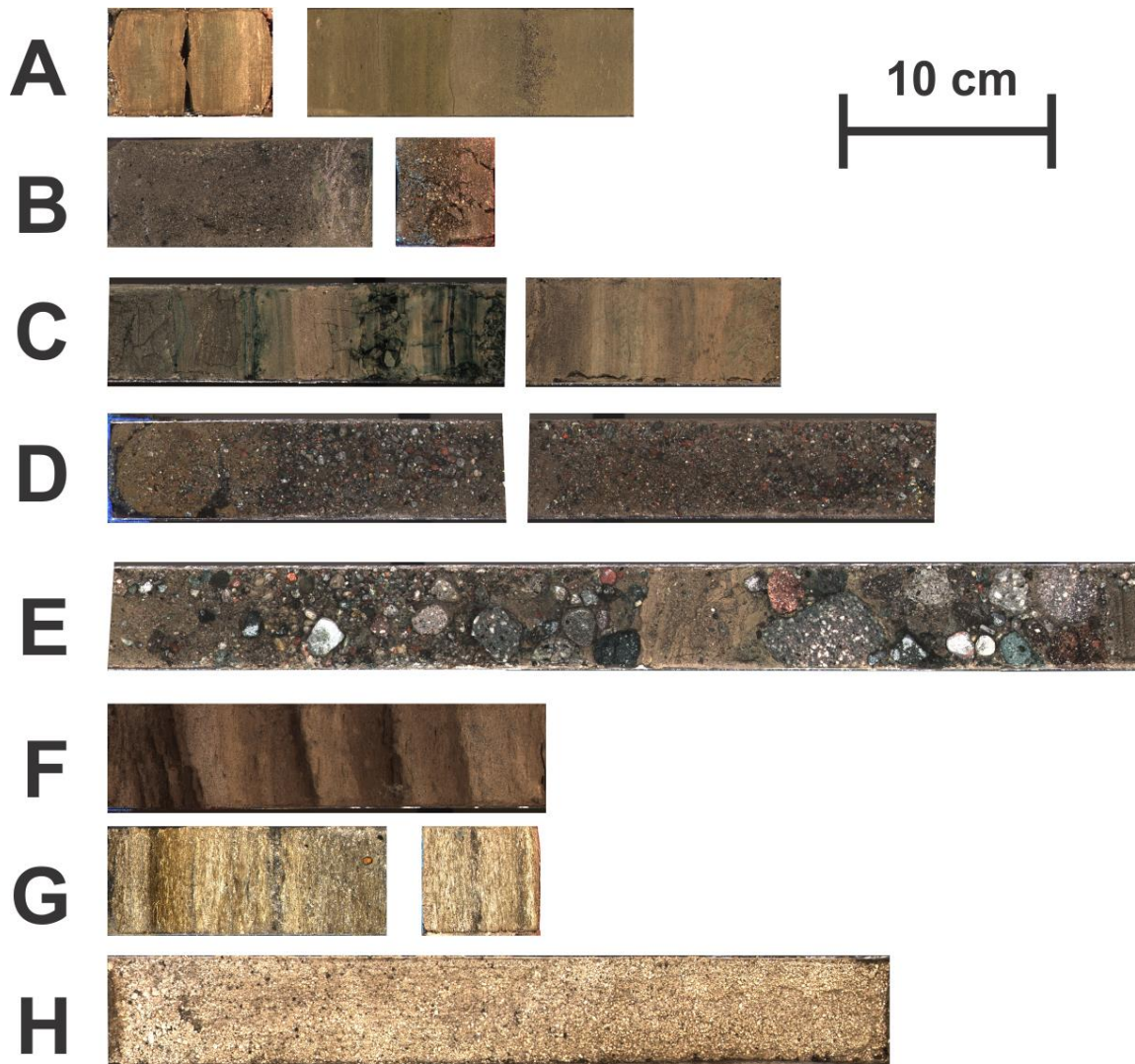
Se identificaron tres grupos de facies en función de sus componentes principales:

- a) Detrítico (sedimento cuyo contenido terrígeno es mayor al 50% de los constituyentes) en el que se incluyen las facies limo laminado, arena masiva, arena limosa estratificada, grava soportada por clastos y grava soportada por matriz;
- b) Biogénico (sedimento cuyo contenido de restos de organismos o materia orgánica supera al 50% de los componentes), compuesto por las facies ooze de diatomeas y coquina; y
- c) Vulcaniclástico (procedente de actividad volcánica), que incluye depósitos de caída de pómez (Figura 11).



**Figura 10.** Columna estratigráfica elaborada para la sección correspondiente entre los 257 y 314 m de profundidad del núcleo MEXI-CHA16-1C. Se indican las tres asociaciones de facies propuestas en este trabajo: detriticas, biogénicas y volcaniclásticas.





**Figura 11.** Fotografías de algunos tramos del núcleo MEXI-CHA16-1C en donde están representadas las facies propuestas en este trabajo. A) Facies limo laminado, B) Arena masiva, C) Arena limosa estratificada, D) Grava soportada por clastos, E) Grava soportada por matriz, F) Ooze de diatomeas, G) Coquina, H) Pómez soportada por clasto.

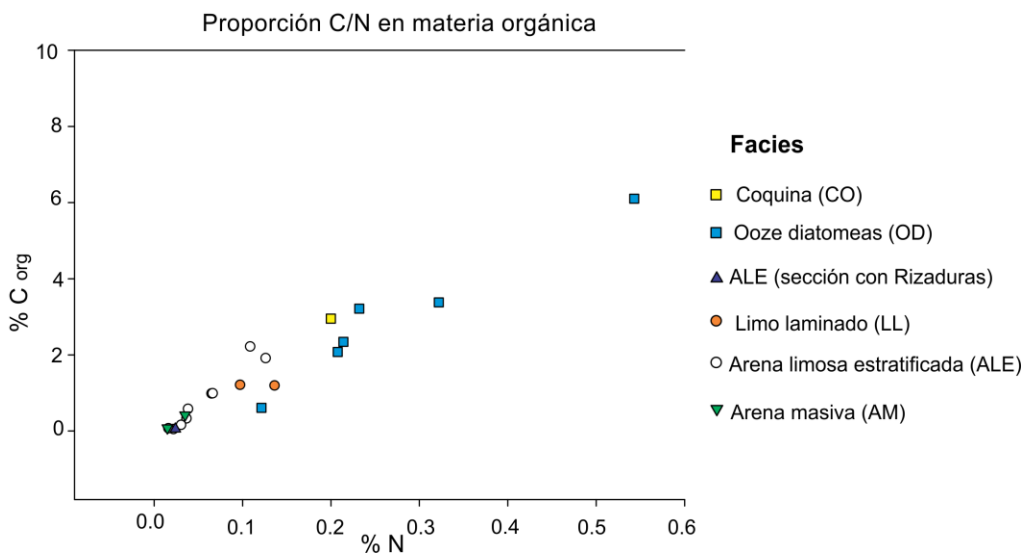
### 5.1.1 Facies detríticas

#### 5.1.1.1 Limo laminado (LL)

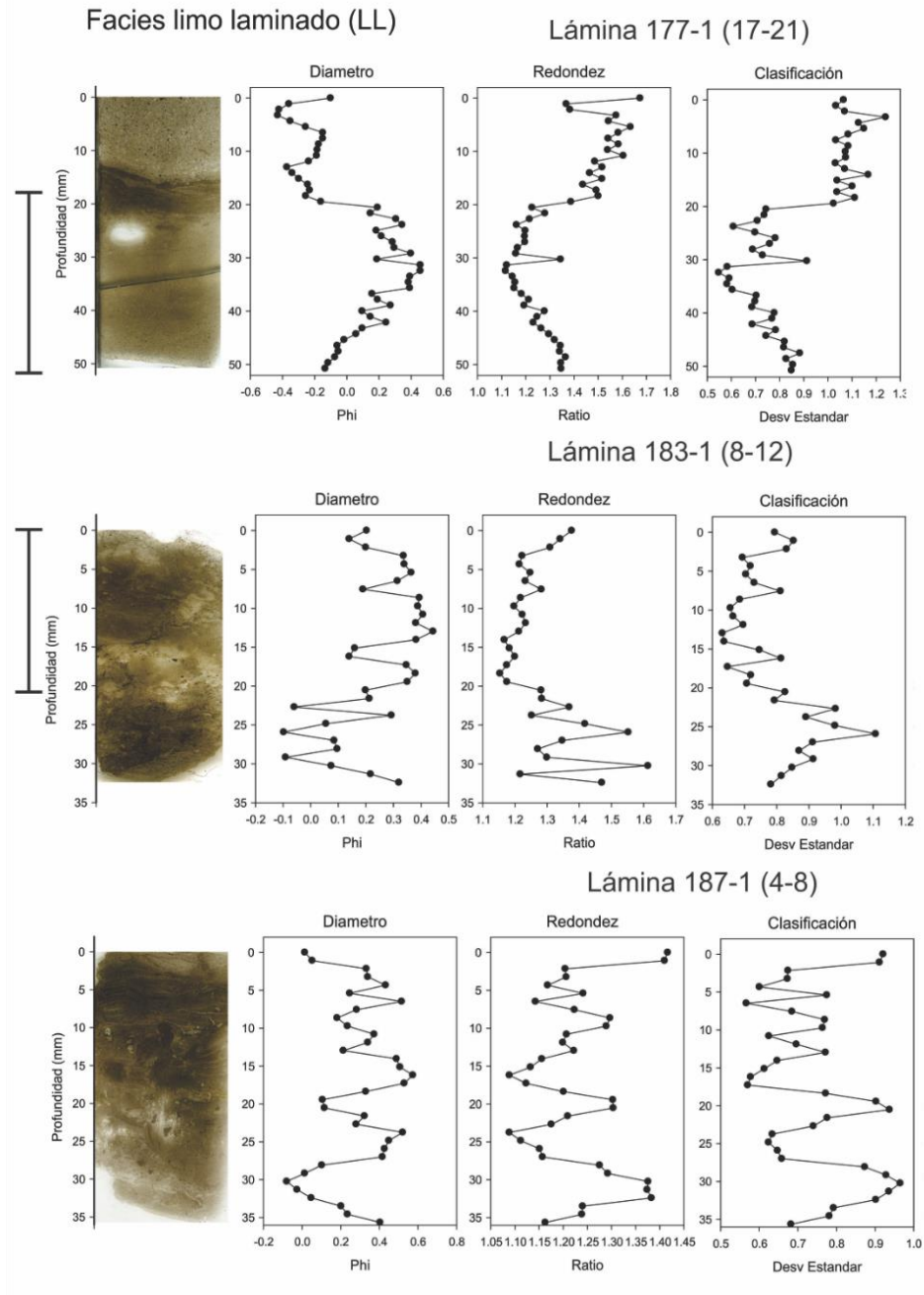
La facies limo laminado (LL) está compuesta en su mayoría por limo (~64%), arena de grano fino (~26%) y en menor proporción arcilla (~11%). La facies LL está presente en los siete metros superiores de la columna estratigráfica, en estratos de grosor variable, desde 30 cm a 1 m. Estos depósitos se encuentran interestratificados con las facies ooze de diatomeas y pómez soportada por clasto.

De la totalidad de sus componentes, el 90% corresponde a fragmentos clásticos, mientras que el 10% a restos biogénicos. Del análisis de lámina delgada se conoce que la fracción arenosa está compuesta principalmente por feldespatos (38%), piroxeno (17%), minerales opacos (11%), olivino (9%), cuarzo (6%) y anfíbol (1%).

Por otro lado, del conteo en frotis se sabe que la fracción biogénica consiste de materia orgánica (1%) y remanentes silíceos como fitolitos (8%) y diatomeas (1%). Por otro lado, se encontró un 15% de material carbonizado en las muestras de lámina delgada. Los análisis texturales y micromorfológicos indican que el sedimento es moderadamente clasificado ( $SD=0.72$ ), y los cristales son subredondeados a subangulosos ( $ir=1.25$ ) (Figura 13). En general, esta facies no presenta variaciones texturales importantes y en algunos casos, donde se encuentra interestratificada con la facies de grava soportada por clastos, presenta un aumento en la angulosidad y en el tamaño de grano, así como una disminución en la clasificación (Figura 13). Los valores de susceptibilidad magnética varían entre 150 y 250  $10^{-5}SI$ . Los valores de COT varían entre 0.9 y 1.1%, NT entre 0.09 y 0.1% y la proporción COT/NT oscila entre 9.1 y 13.1. Finalmente, los valores de  $\delta^{15}N$  oscilan entre 2.9 y 3.3 ‰ mientras que el  $\delta^{13}C$  varía entre -24.4 y -23.9 ‰ (Figura 12).



**Figura 12.** Porcentaje de carbono total y nitrógeno total en muestras de sedimento en las diferentes facies propuestas en este trabajo. El contenido de carbono total y nitrógeno total aumentan en muestras asociadas a las facies biogénicas (particularmente ooze de diatomeas).



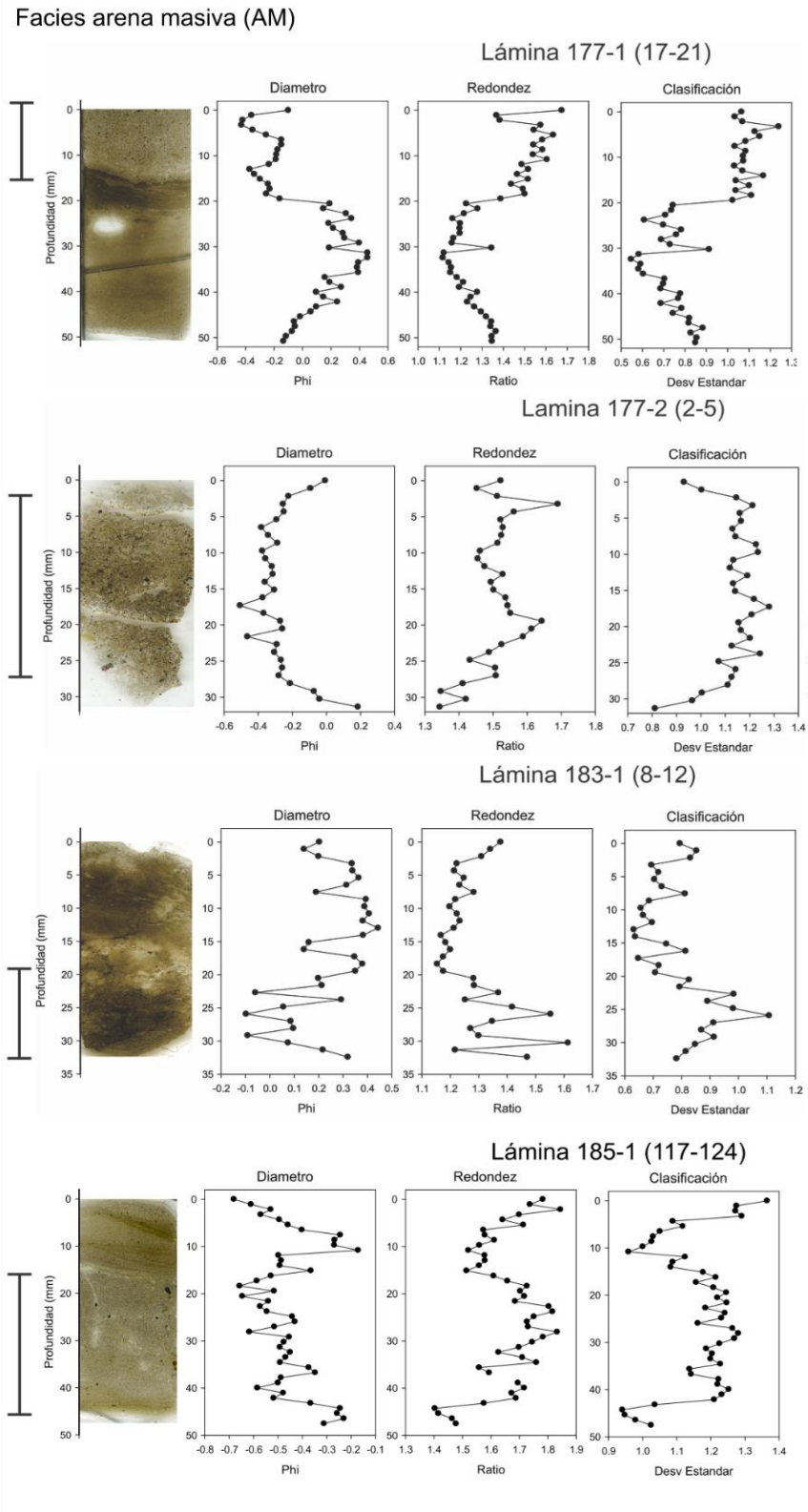
**Figura 13.** Resultados texturales en secciones delgadas para las facies limo laminado. El nombre de cada muestra corresponde con el tramo y centímetro en el que se muestreo. En caso de que la muestra involucre otra facies se señala lo que fue considerado como limo laminado.

### 5.1.1.2 Arena masiva (AM)

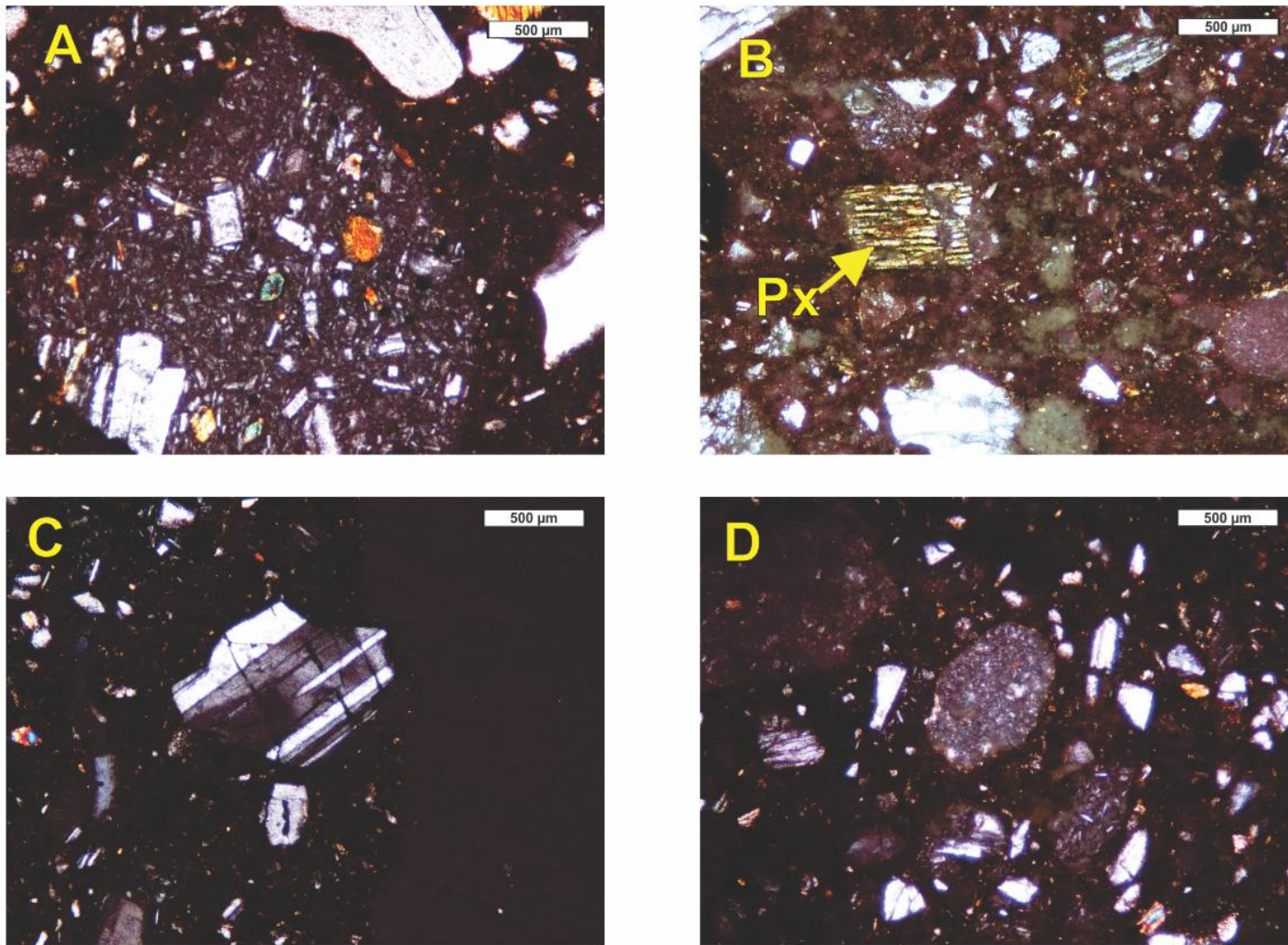
La facies arena masiva (AM) está compuesta en un 72% por arena, principalmente de grano medio a grueso, 23% de limo y 6% de arcilla. La facies AM se localiza en la columna estratigráfica a partir de los 274 m hasta los 315 m; sin embargo, la mayor recurrencia está entre los 282 y 296 m en estratos de espesor variable entre 0.15 a 2 m. De la totalidad de sus componentes, el 95% corresponde a clásticos y 5% a biogénicos. La fracción clástica está compuesta por feldespato monocristalino (30%), minerales opacos (12%), plagioclasa en líticos tipo lathwork (12%), piroxeno (11%), líticos tipo lathwork (9%), olivino (8%), cuarzo (7%), biotita (4%), anfíbol (2%) y líticos tipo microlítico (2%). Por otro lado, la fracción biogénica consiste en su totalidad por remanentes silíceos como restos de diatomeas (1%) entre las que domina el género *Cocconeis* así como fitolitos (4%).

El sedimento se encuentra en el rango de clasificación moderada a mala (SD entre 0.9 y 1.22) y los cristales son subangulosos a subredondeados (ir entre 1.38 y 1.7). Los análisis texturales y micromorfológicos sugieren que aunque macroscópicamente el sedimento se observa masivo, existen tenues laminaciones que corresponden a cambios en el tamaño promedio (Figura 14).

Los datos de lámina delgada indican la presencia de diversos tipos de líticos angulosos y mal clasificados de composición basáltica a andesítica. Los minerales presentan un alto grado de alteración y diagénesis, como la disolución de cristales de piroxeno y plagioclasa, así como maclado de sierra en plagioclasas resultado de la presión de la columna sedimentaria sobre los cristales (Figura 15). Los valores de susceptibilidad magnética varían entre 400 y 700  $10^{-5}$ SI. Los valores de COT varían entre 0.1 y 0.4%, NT entre 0.01 y 0.03% y la proporción COT/NT oscila entre 6.4 y 13.9. Finalmente, los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  oscilan entre 1.8 y 5 ‰ mientras que el  $\delta^{13}\text{C}$  varía entre -33.7 y -20.3 ‰ (Figura 12).



**Figura 14.** Resultados texturales en secciones delgadas para las facies arenas masivas. El nombre de cada muestra corresponde con el tramo y centímetro en el que se muestreo. Se indica la sección de la lámina delgada que corresponde a la facies arena masiva.



**Figura 15.** Fotografías de microscopio petrográfico a 10X de algunas secciones delgadas correspondientes a las facies arena masiva. A) Lítico tipo lathwork con cristales de plagioclasa, B) cristal de piroxeno con alto grado de meteorización, C) monocristal de plagioclasa con maclado tipo sierra resultado de la presión ejercida por la columna sedimentaria, D) Lítico tipo microlito en una matriz cristalina.



### 5.1.1.3 *Arena-limosa estratificada (ALE)*

La facies arena-limosa estratificada (ALE) está compuesta por arena en 41%, limo en 51% y 8% de arcilla. La facies ALE está presente en la columna estratigráfica entre 275 y 295 m, con mayor recurrencia entre los 275-280 y 290-295 m. Esta facies corresponde a depósitos de espesor variable entre 0.8 a 0.2 m con estratificación plana paralela y ocasionalmente con rizaduras.

Los depósitos de estas facies están interestratificados con las facies AM y grava clasto soportado. El grosor de los estratos varía entre 2 a 20 cm. Tiene rizaduras con una altura de 1 a 2 cm y se encuentran únicamente a los 283 m de profundidad, a lo largo de un intervalo de 0.15 m. De la totalidad de los componentes en los estratos, el 80% corresponde a clásticos y 20% a biogénicos. El análisis de DRX indica la presencia de cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, clorita y olivino. El conteo de lámina delgada confirma que la fracción clástica está compuesta por feldespatos y plagioclasa (28%), olivino (14%), piroxeno (11%), cuarzo (9%), plagioclasa en líticos tipo lathwork (5%), minerales opacos (4%), matriz arcillosa (3%), líticos tipo lathwork (3%), anfíbol (2%), vidrio volcánico (2%) y en algunos casos calcedonia (1%).

Con base en los análisis de frotis, la fracción biogénica consiste de materia orgánica y restos de plantas vasculares (15%), y en menor proporción restos silíceos como fitolitos (3%) y diatomeas (2%). Los conteos de lámina delgada indican que el 17% de la muestra corresponde a material carbonizado. El índice de redondez abarca intervalos amplios desde 1.3 a 1.7, lo que sugiere la evolución del sedimento desde material anguloso poco reabajado a subredondo reabajado.

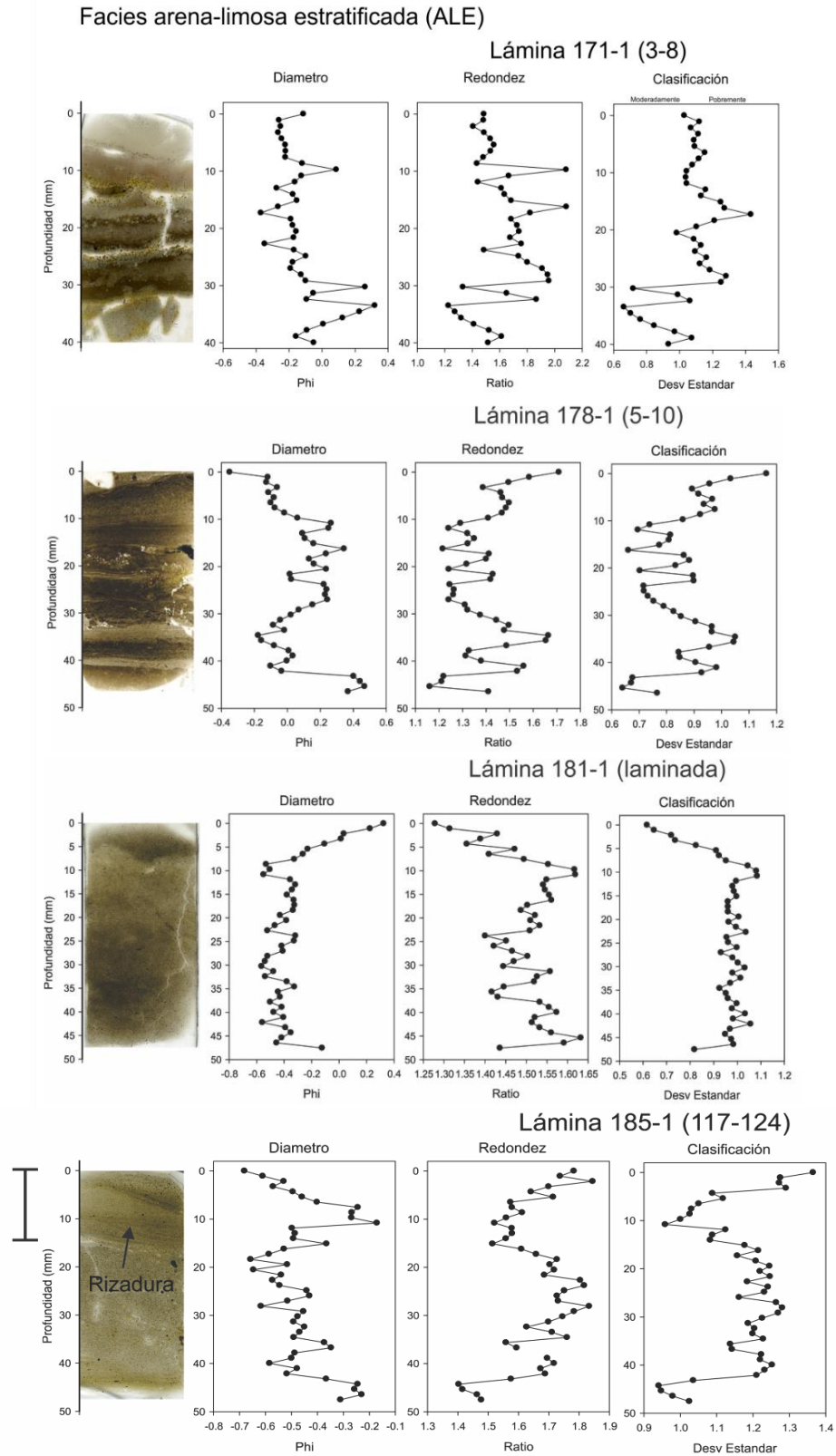
Los análisis micromorfológicos sugieren que la estratificación en el sedimento está asociada a cambios en la clasificación, redondez y diámetro, los cuales están relacionados a posibles cambios en el nivel energético del agente de transporte.

A su vez, dentro de la estratificación se encontraron cambios texturales asociados a laminaciones solo visibles microscópicamente. Por ejemplo, en la sección delgada “178-1 (5-10)” (Figura 16) se muestra cuatro intervalos en los que alternan la angulosidad y redondez; éstos son entre los 48-41, 41-30, 30-9 y 9-0 mm.

Se observaron láminas claras de sedimento grueso (arena gruesa), anguloso y mal clasificado, así como láminas oscuras de sedimento fino (arena fina), subredondeado y moderadamente clasificado. En las láminas delgadas se apreció material carbonizado y cristales de olivino alineados horizontalmente en las láminas oscuras. De igual manera, la presencia de materia orgánica es mayor en las láminas oscuras. Por otro lado, las láminas claras están constituidas por cristales angulosos de cuarzo y plagioclasa sin ningún tipo de orientación. En algunos casos es evidente la presencia de láminas de carbón de hasta 1 mm de espesor intercalados con las láminas claras (Figura 17).

Los resultados de susceptibilidad magnética oscilan entre los 500 y 700  $10^{-5}$ SI. Los valores de COT varían entre 0.09 y 1.59%, NT entre 0.01 y 0.09% y la proporción COT/NT oscila entre 5.7 y 17.9. Finalmente, los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  oscilan entre 2.74 y 6.13 ‰ mientras que el  $\delta^{13}\text{C}$  varía entre -28.1 y -22.5 ‰ (Figura 12).





**Figura 16.** Resultados texturales en secciones delgadas para las facies arena-limosa estratificada. El nombre de cada muestra corresponde con el tramo y centímetro en el que se muestreo.

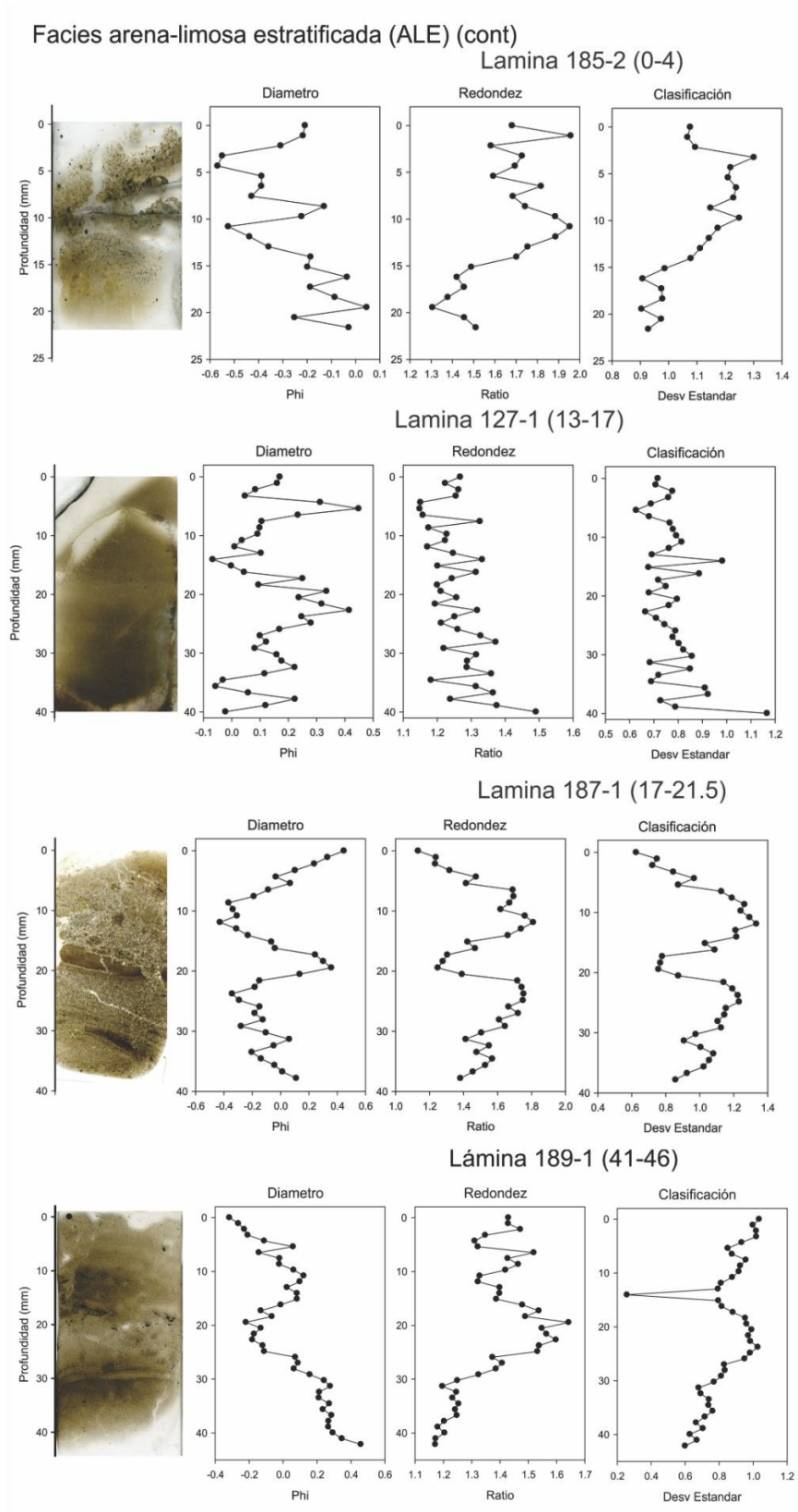
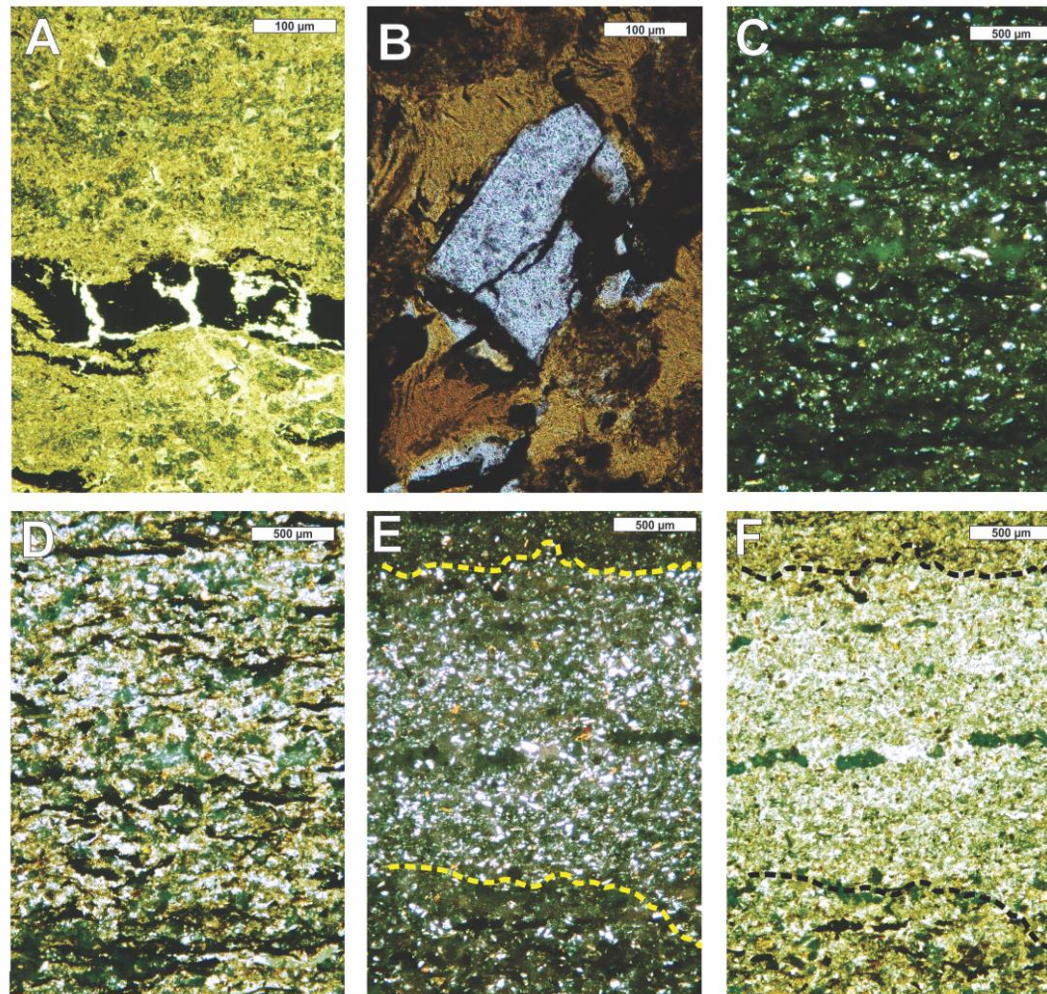


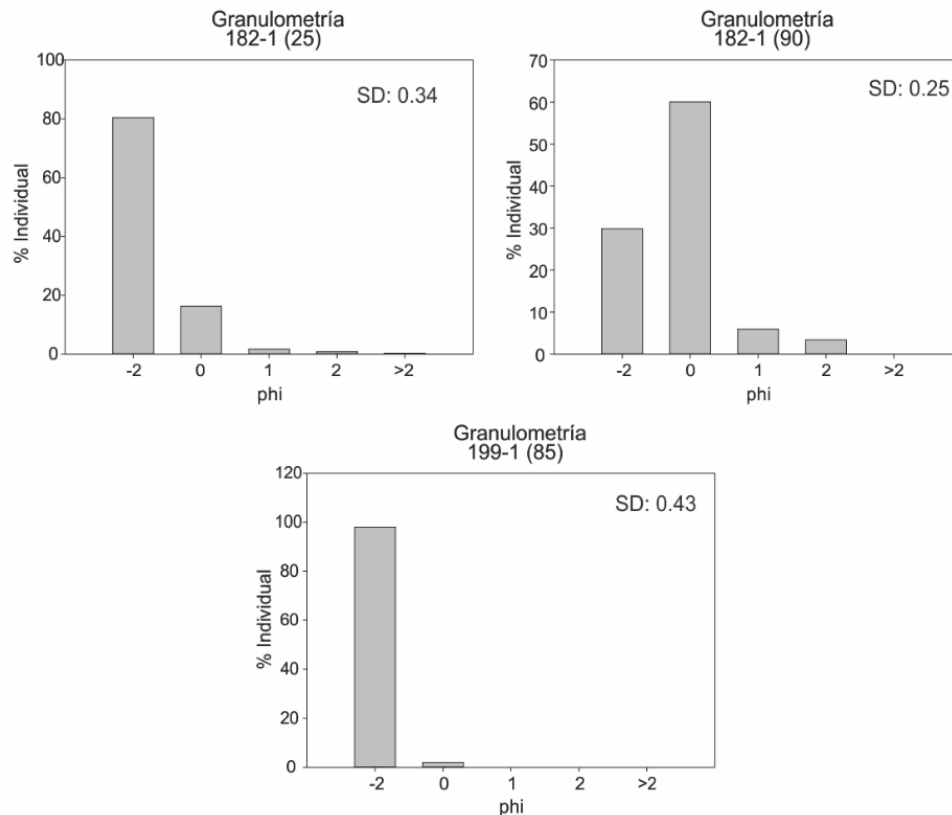
Figura 16. Continuación.



**Figura 17.** Fotografías al microscopio petrográfico en 10X de las secciones correspondientes a las facies ALE. A) Capa de carbón intercalado entre las láminas claras, B) calcedonia (color rojo) envolviendo a un cristal de cuarzo, C) capa oscura en nicoles cruzados, D) misma sección que C en luz plana, se puede observar la alineación de los cristales de plagioclasa y material carbonizado en dichas secciones, E) y F) fotografías en nicoles cruzados y luz plana respectivamente de una sección clara, se observan cristales de plagioclasa sin alineación.

#### 5.1.1.4 Grava soportada por clastos (GSC)

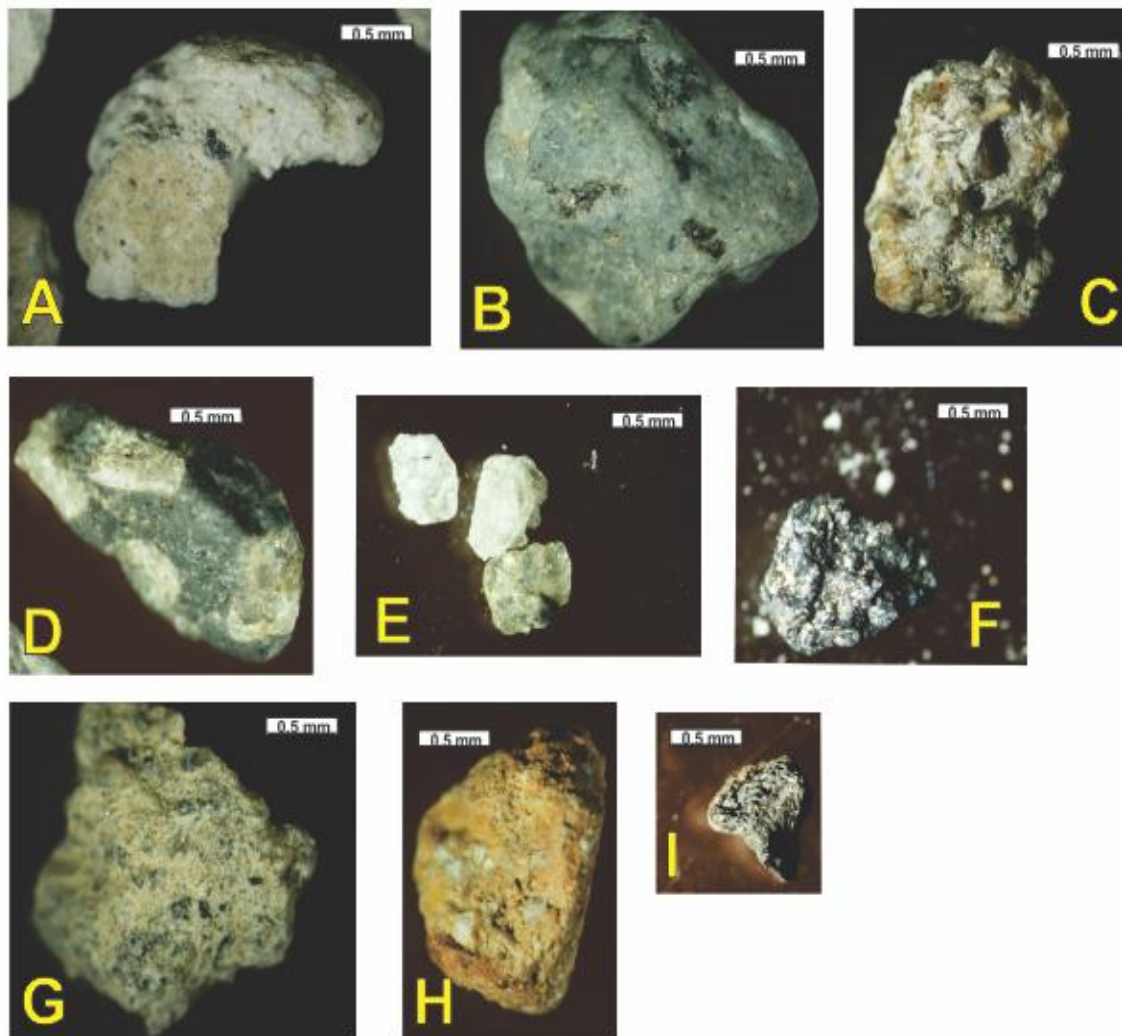
La facies grava soportada por clastos (GSC) está compuesta por depósitos masivos de grava soportada por clastos que ocasionalmente presenta gradación normal. El espesor de los estratos es variable entre 1 a 1.5 m y se localizan entre los 269 y 293 m. Los depósitos son bien clasificados a muy bien clasificados (SD entre 0.25 a 0.43) y presentan contactos erosivos en las intercalaciones con las facies LL, AM, ALE y ooze de diatomeas. El tamaño de los clastos varía entre 4 y 2 mm de diámetro (Figura 18).



**Figura 18.** Diagramas de frecuencia de tamaño de grano en tres muestras de las facies grava soportada por clastos. Se muestra el valor de desviación estándar (SD).

Los depósitos están compuestos por fragmentos de pómez blanca con cristales de biotita, piroxeno, plagioclasa y cuarzo (35%); fragmentos de basalto y andesita con cristales de piroxeno, feldespato y olivino (33%); fragmentos de conglomerados compuestos por líticos basálticos y cristales de olivino, piroxeno y plagioclasa en

una matriz arenosa (17%); fragmentos de pómez naranja con cristales de plagioclasa, cuarzo y piroxeno (5%); fragmentos de roca con cristales aparentemente de calcita (5%); cristales individuales de plagioclasa (3%) y olivino (1%) así como fragmentos de escoria vesiculada negra (2%) (Figura 19). La mayor parte de los clastos son subangulosos a redondeados, siendo los fragmentos de pómez y conglomerados los más subangulosos con mayor grado de meteorización. Los valores de susceptibilidad magnética varían entre 180 y 1200  $10^{-5}$ SI. No hay datos isotópicos para esta facies.

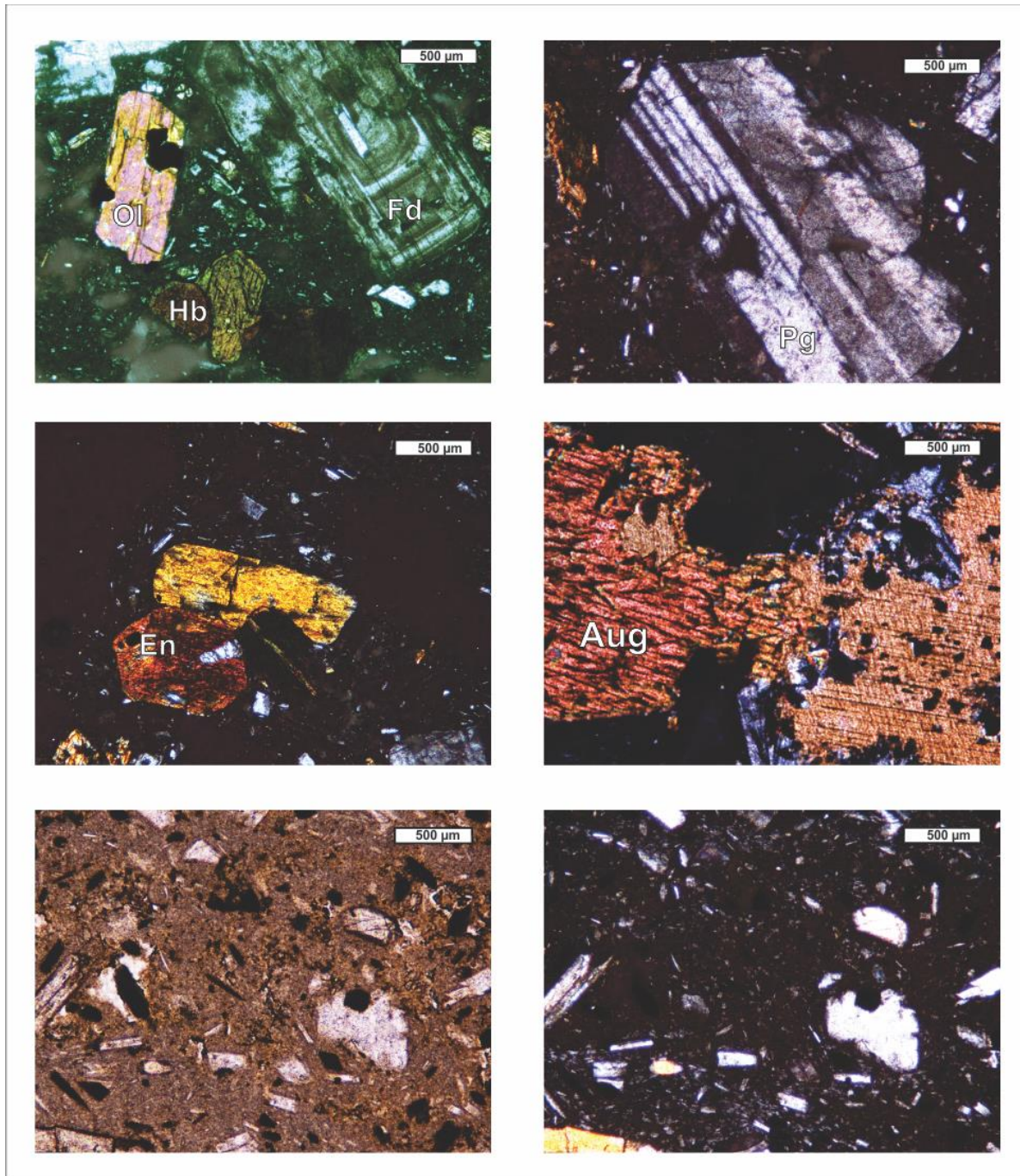


**Figura 19.** Fotografías de microscopio estereoscópico a 2X de los líticos presentes en las facies grava soportada por clastos (fracción -2 phi). A) Fragmento de pómez blanca, B) Fragmento de litico andesítico, C) Fragmento de litico con cristales de calcita, D) Fragmento de litico basáltico, E) Cristales de plagioclasa, F) Cristales de olivino, G) Fragmento de conglomerado con matriz arenosa, H) Fragmento de pómez naranja, I) Fragmento de escoria.

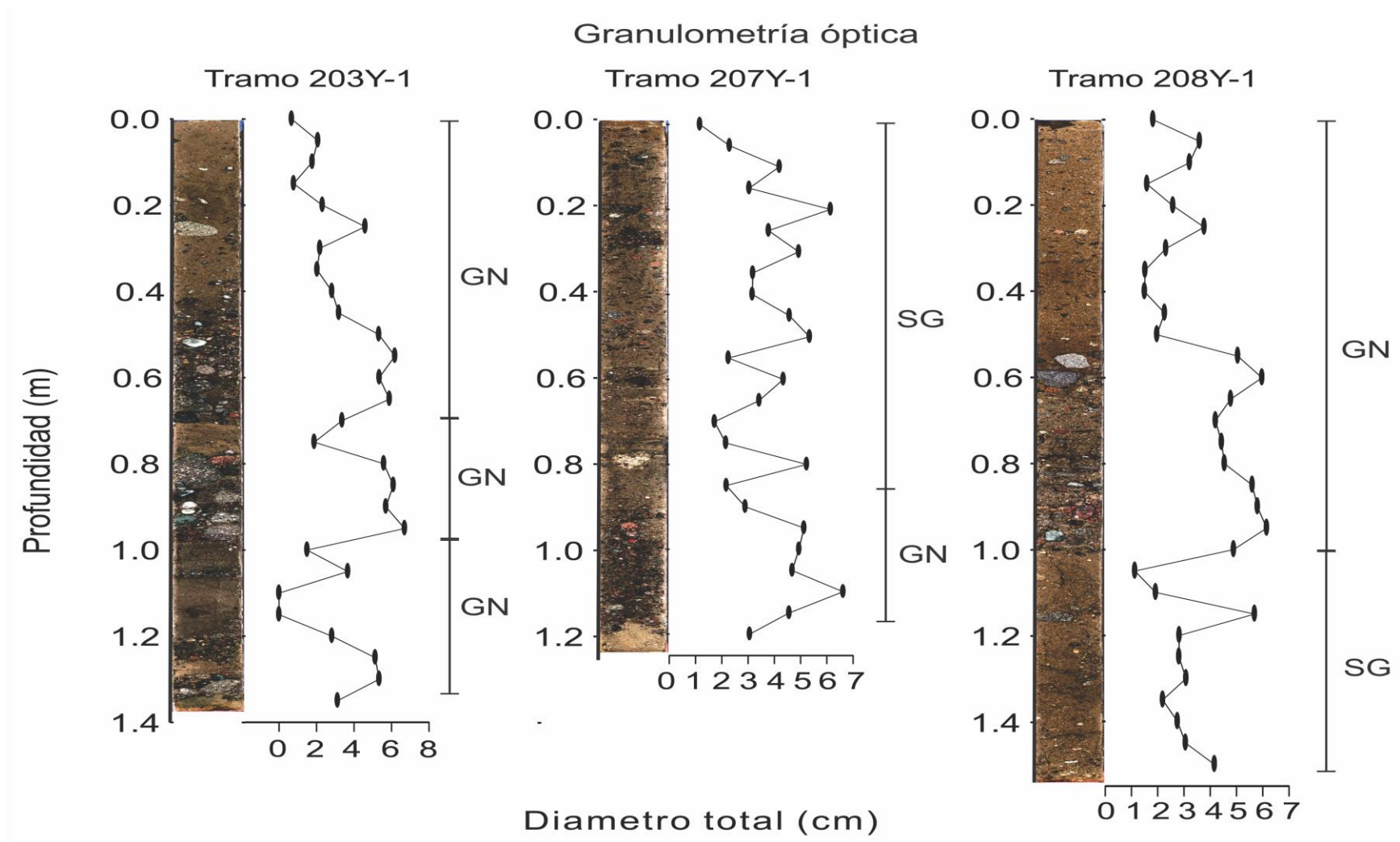
#### ***5.1.1.5 Grava soportada por matriz (GSM)***

La facies grava soportada por matriz (GSM) consiste en depósitos de espesor variable entre 0.2 a 1 m conformados por grava tamaño bloque (>10 mm de diámetro). Los depósitos son pobremente clasificados y soportados por una matriz compuesta de arena gruesa. Su presencia domina entre los 315 y 296 m, aunque también se puede encontrar una serie de depósitos entre los 267.5 y 269 m. Los valores de susceptibilidad magnética incrementan con el tamaño de clasto y varían entre 400 hasta 1500  $10^{-5}$ SI. No hay datos isotópicos para esta facies. Los clastos son angulosos y de composición basáltica a andesítica con cristales de plagioclasa mayoritariamente, seguido de ortopiroxenos (enstatita), clinopiroxeno, minerales opacos y anfíbol (hornblenda) (Figura 20).

En función de la fábrica del depósito pueden reconocerse dos tipos de arreglos en esta facies. La primera constituida por grava masiva sin arreglo espacial aparente. Y la segunda constituida por grava con gradación normal hacia arena gruesa, la cual en algunos casos presenta estratificación plano paralela. Los depósitos arenosos solo se encuentran intercalados con estas facies en los intervalos de profundidad antes mencionados y no corresponden con las facies ALE. Los datos de granulometría óptica confirman tanto los depósitos masivos como aquellos con gradación normal (Figura 21).



**Figura 20.** Fotografías en microscopio petrográfico a 10X de los minerales presentes en los clastos de las facies de grava soportada por matriz. A) Cristales de olivino, feldespato y hornblenda, B) Fragmento de plagioclasa, C) Cristales de enstatita y olivino, D) Fragmento de augita con alto grado de meteorización, E) y F) fotografías en luz plana y nicoles cruzados respectivamente mostrando minerales opacos en una matriz hipocristalina de plagioclasa y vidrio.



**Figura 21.** Perfiles granulométricos para tres secciones correspondientes a las facies GSM. En cada una se observa la fotografía del sondeo y los datos de diámetro total obtenidos por el método de Rosiwal. Se indica las secciones en donde no hay gradación (SG) y donde se presenta gradación normal (GN). La escala de diámetro total es la misma para los tres tramos.



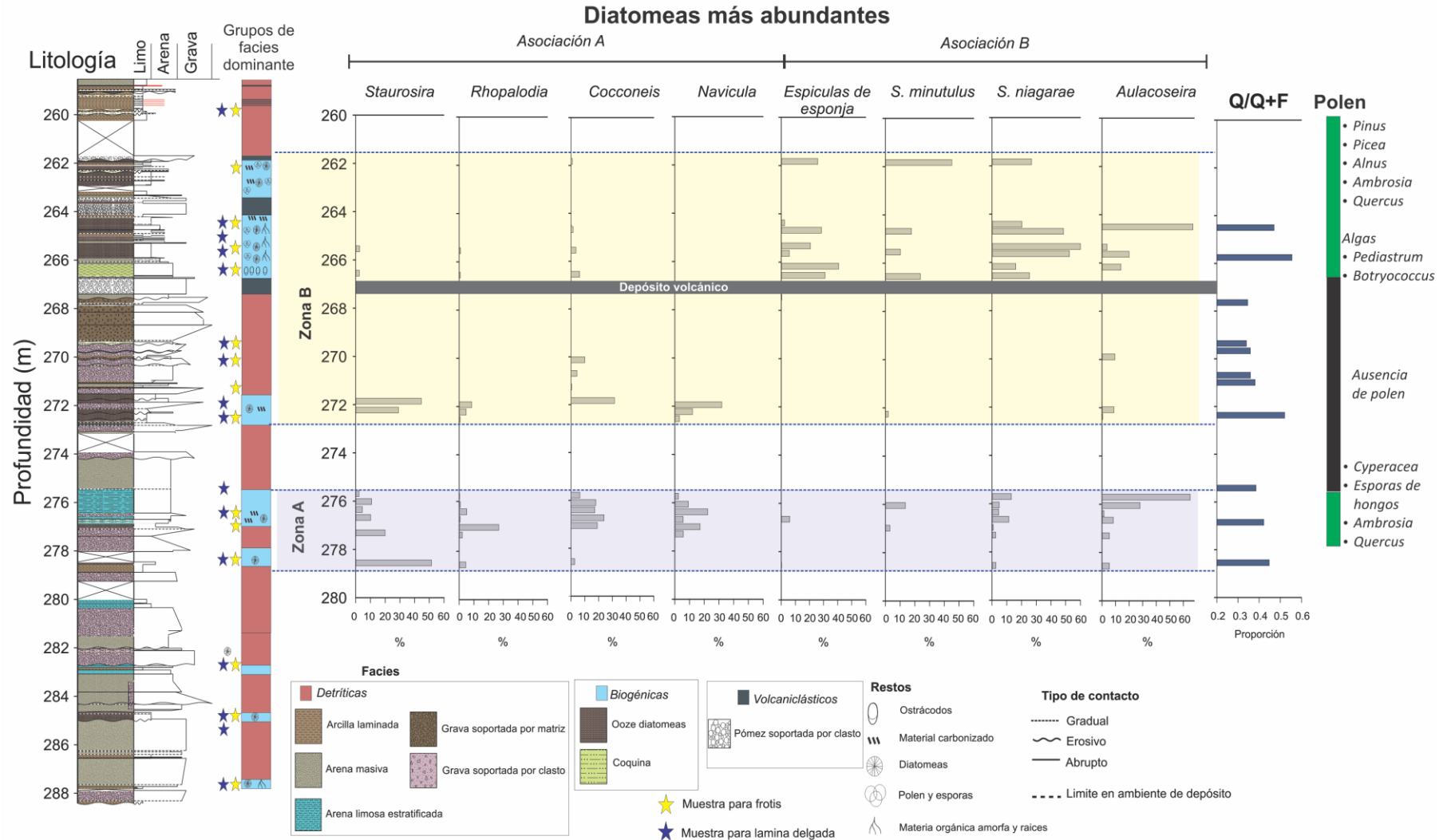


## 5.1.2 Facies biogénicas

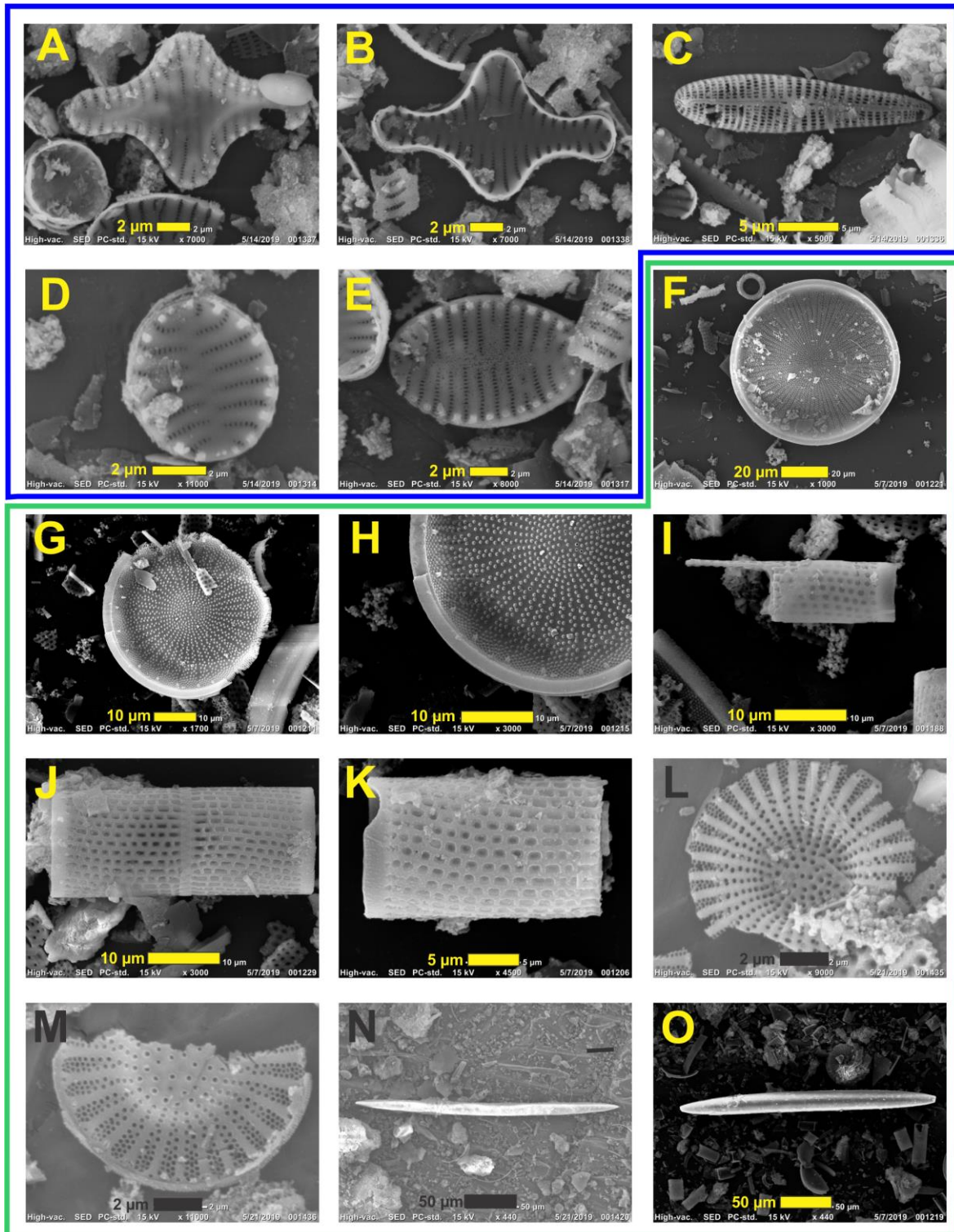
### 5.1.2.1 Ooze de diatomeas (OD)

Esta facies se encuentra entre los 257 y 288 m de profundidad con mayor recurrencia entre los 257 y 280 m. La facies OD consiste de estratos masivos y laminados de espesor entre 30 cm hasta 1.5 m. La fracción biogénica constituye el 90% y está constituido por restos de espículas de esponja y diatomeas. Las comunidades de diatomeas se distribuyen en dos zonas: una de los 275.7 a 279 m (Zona A) y otra entre los 261.5 y 272.5 m (Zona B) (Figura 22). En ambas zonas se reconocieron dos asociaciones de diatomeas. La primera (asociación A) está constituida por los géneros *Staurosira*, *Rhopalodia* y *Cocconeis*, con valores de  $Q/(Q+F)$  entre 0.2 y 0.5 (Figura 22). La segunda (asociación B) la conforma los géneros *Stephanodiscus* (principalmente por la especie *S. niagarae* y *S. minutula*) y *Aulacoseira* (Figura 23), con valores de  $Q/(Q+F)$  mayores que 0.5. Ambas asociaciones se encuentran en la zona A, sin embargo, el porcentaje de la asociación A (principalmente el género *Staurosira*) disminuye simultáneo al incremento de la asociación B (particularmente el género *Aulacoseira*). En la zona B, la asociación A domina entre 267.8 y 272.5 m, a su vez que la asociación B domina entre 267.8 y 261.5 m por encima de un depósito volcánico.

Los datos palinológicos de esta facies indican la abundancia de polen de las familias *Pinus*, *Picea*, *Alnus*, *Quercus* y *Ambrosia*, así como esporas de *Pediastrum* y *Botryococcus* de los 257 a 267.8 m. Los sedimentos presentes entre los 276 y 278 m presentan polen de las familias *Cyperacea*, *Ambrosia* y *Quercus*, así como esporas de hongos.



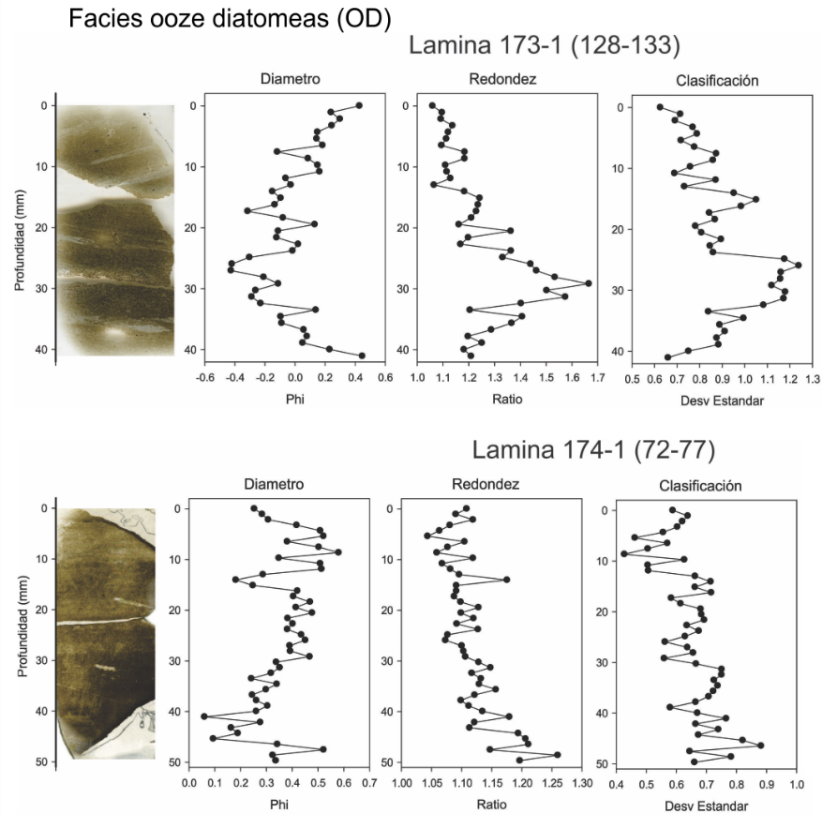
**Figura 22.** Porcentaje de los géneros más abundantes de diatomeas en las muestras de frotis. A la derecha se presenta la columna estratigráfica para la sección comprendida entre los 288 y 260 m. En la izquierda, con barras de diferentes colores, se indican las familias de polen representativas, se aprecia un intervalo de muestras sin contenido polínico. Con líneas punteadas azules se separan las dos zonas (A y B) propuestas en este estudio. Se muestran los resultados de la tasa  $Q/(Q+F)$  obtenidos para esta sección. Finalmente, se indica con una barra gris un depósito volcánico a partir del cual la asociación B incrementa dentro de la zona B.



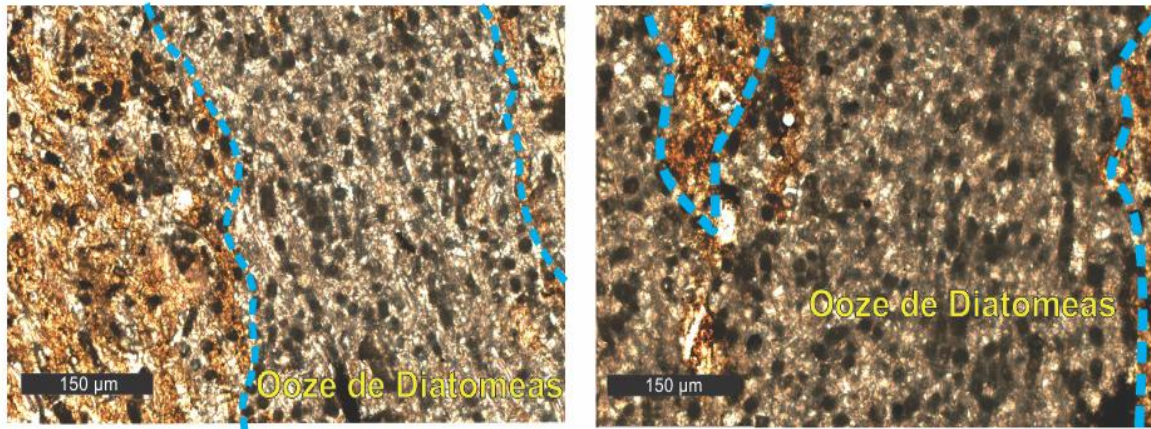
**Figura 23.** Diatomeas y espículas de esponjas en los sedimentos del lago de Chalco. A-E pertenecen a la asociación A (azul): A y B corresponden con *Staurosira construens*, C) *Gomphonema*, D y E corresponden con *Staurosira* sp. F-O pertenecen a la asociación B (verde): F, G y H corresponden con *Stephanodiscus niagarae*, I, J y K con *Aulacoseira* sp., L y M con *Stephanodiscus minutula*, N y O con espículas de esponja.

La fracción clástica (10%) está constituida por limo (63%), arena fina (25%) y arcilla (11.7%). Los granos de arena son subredondeados (ir: 1.1 a 1.2) y bien clasificados (SD: 0.65 a 0.85). Los resultados de DRX reportan baja cristalinidad, sin embargo, el análisis de lámina delgada sugiere la presencia de cristales de feldspatos (40%), cuarzo (12%), olivino (11%), piroxeno (9%), augita (7%) y minerales opacos (6%).

El análisis micromorfológico indica poca variación en los patrones texturales para las arcillas masivas mientras que en las secciones que presentan laminaciones (p. ej., lamina 173-1 (128-133)) hay disminución del tamaño de grano, reducción de la angulosidad de los cristales y mala clasificación en las secciones claras (Figura 24). Aunado a lo anterior, la cantidad de elementos clásticos en las láminas claras es mínimo (menor que 5% de los componentes) debido a que los restos de diatomeas dominan el depósito dando la coloración blanca a las láminas cuyo espesor es menor a 2 mm (Figura 25). Los valores de susceptibilidad magnética varían entre 150 y 250  $10^{-5}$ SI. Los valores de COT varían entre 0.61 y 5.92%, NT entre 0.08 y 0.52% y la proporción COT/NT oscila entre 8 y 14.3. Finalmente, los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  oscilan entre 5.61 y 9.13 ‰ mientras que el  $\delta^{13}\text{C}$  varía entre -28.1 y -24.8 ‰ (Figura 12).



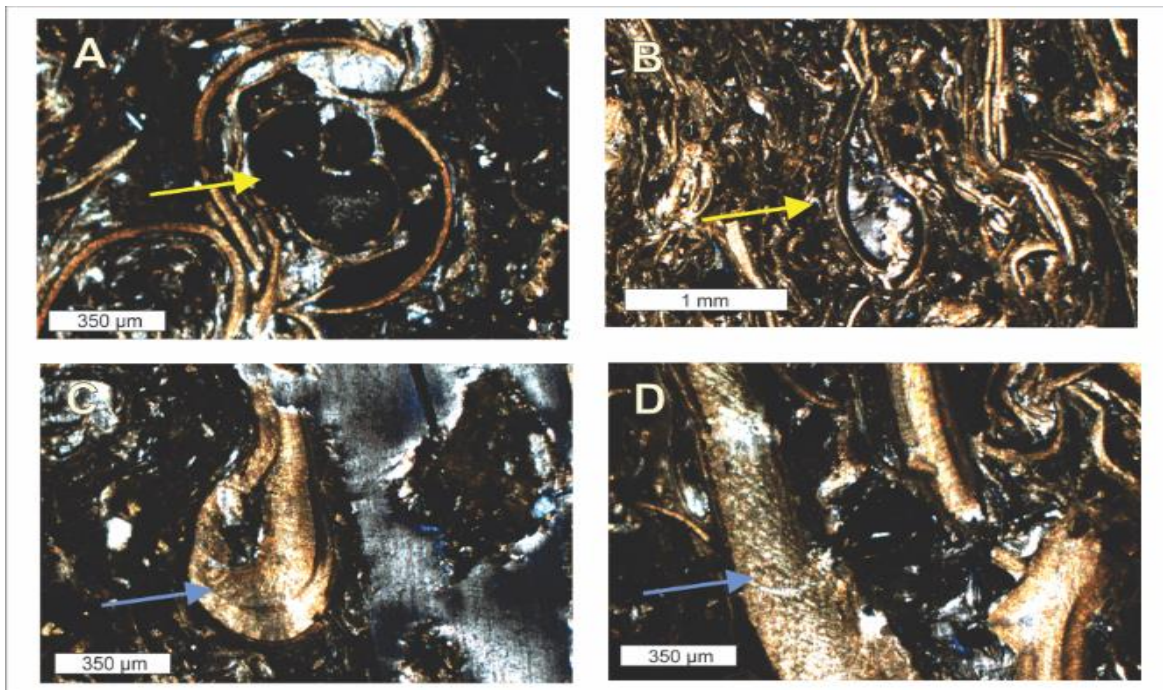
**Figura 24.** Resultados texturales en secciones delgadas para las facies ooze de diatomeas. El nombre de cada muestra corresponde con el tramo y centímetro en el que se muestreo.



**Figura 25.** Fotografías de microscopio petrográfico a luz plana en 100X de las láminas claras presentes en las facies ooze de diatomeas delimitadas por una línea azul.

### 5.1.2.2 Coquina (CO)

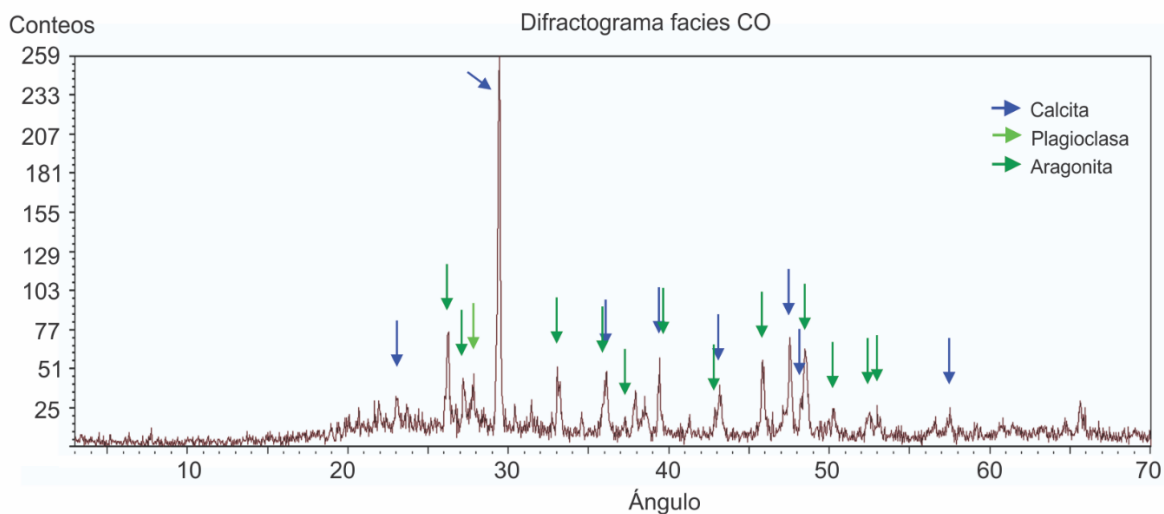
Se trata de un depósito de 1.2 m de espesor a los 266.8 m de profundidad conformado por restos de carbonatos biogénicos y granos de tamaño arena bien clasificada. Se encuentra ubicado por arriba de un depósito de caída de pómez y por debajo de la facies OD. El 68% de los componentes consiste en restos de organismos carbonatados con geometría ovalada entre los que se encuentran ostrácodos y bivalvos en un 90% y gasterópodos en un 10% (Figura 26). Los restos presentan alto grado de compactación lo que genera una aparente laminación, sin embargo, durante los análisis micromorfológicos fue posible observar que las características originales de los restos (p. ej. lamelas de bivalvos) están bien preservados.



**Figura 26.** Fotografías a 10X en microscopio petrográfico en nicols cruzados para la muestra correspondiente al depósito de Coquina. A. Gasterópodo, B. Ostrácodo, C y D. Bivalvo (la flecha azul señala las lamelas que permiten su identificación).

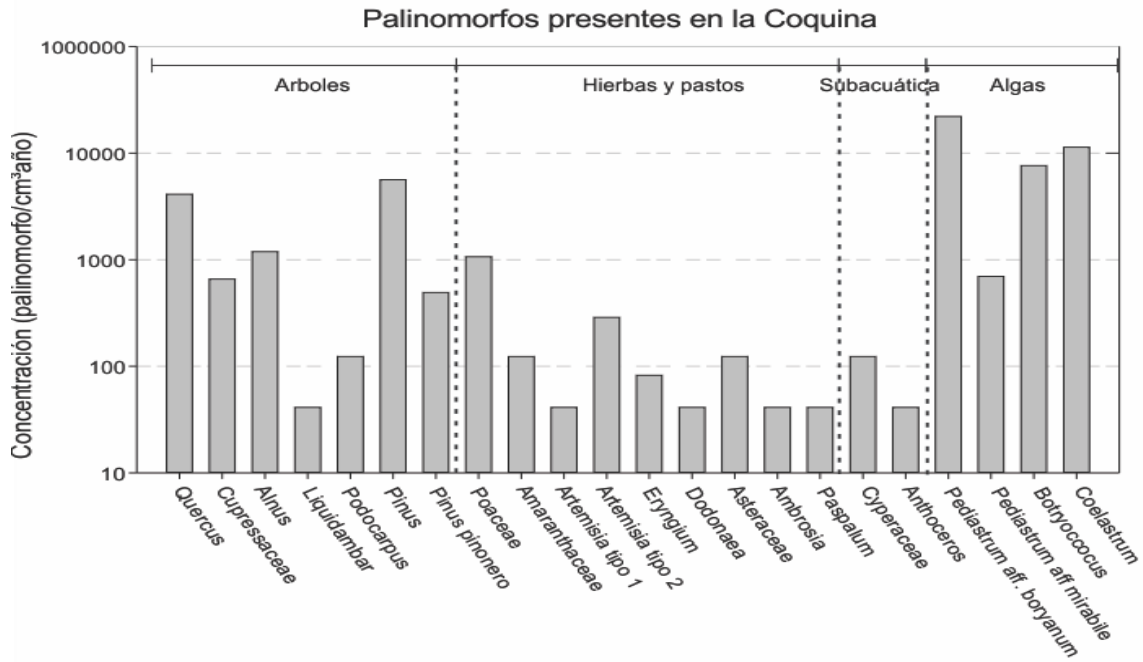
Los resultados de DRX indican la presencia de aragonito (47%) y calcita (42%) (Figura 27). Schäfer (1972) define a los depósitos de coquina como acumulaciones formadas principalmente por conchas o fragmentos de éstas, seleccionadas y transportadas mecánicamente y en menor proporción constituyentes clásticos, de aquí que se le asigne a esta facies el nombre de “coquina”.

El 30% de los componentes consiste en restos de diatomeas (4%), espículas de esponja (16%), materia orgánica amorfa (9%) y material carbonizado (1%). Las diatomeas presentes en mayor abundancia son de la especie *S. minutula*.

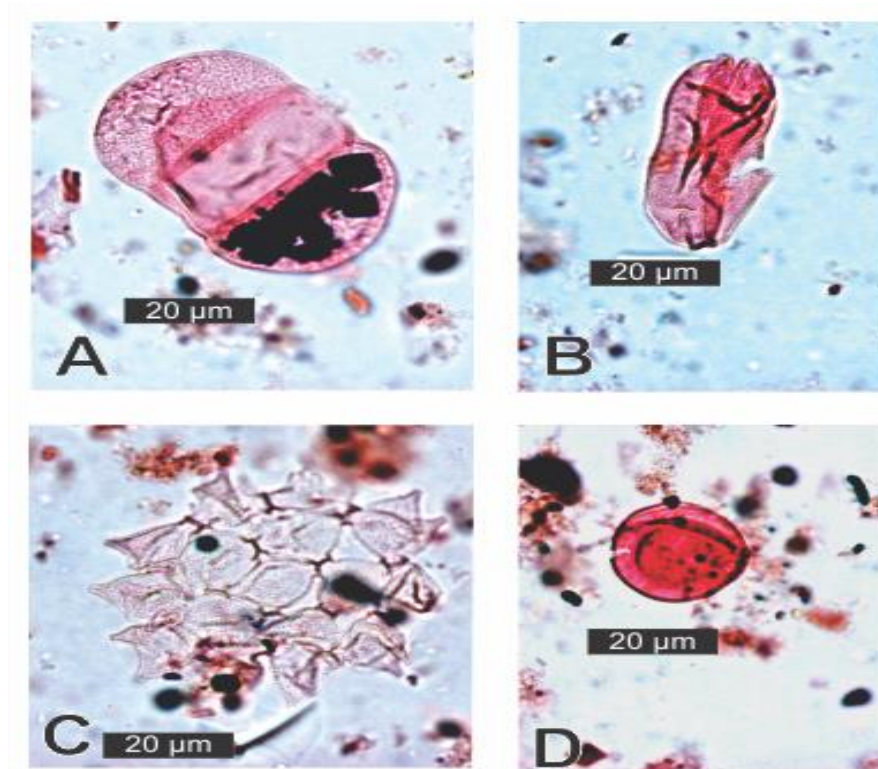


**Figura 27.** Difractograma para la facies Coquina. Con flechas se ha marcado los picos asociados con Calcita (azul), Plagioclasa (verde claro) y Aragonita (verde oscuro).

El contenido palinomorfo de esta facies es caracterizado en un 76% por algas, 21% polen arbóreo, 3% polen herbáceo y 0.3% de plantas subacuáticas (Figura 28). Las algas muestran una alta concentración de *Pediastrum* (221 mil palinomorfos/cm<sup>3</sup>año), *Coelastrum* (113 mil palinomorfos/cm<sup>3</sup>año) y *Botryococcus* (76 mil palinomorfos/cm<sup>3</sup>año). El polen arbóreo está compuesto en mayor concentración por *Pinus* (56 mil palinomorfos/cm<sup>3</sup>año), *Quercus* (41 mil palinomorfos/cm<sup>3</sup>año) y *Alnus* (12 mil palinomorfos/cm<sup>3</sup>año). Finalmente, el polen herbáceo está dominado por *Poaceae* (10 mil palinomorfos/cm<sup>3</sup>año) (Figura 28, 29).



**Figura 28.** Concentración de polinófitos presentes en la muestra de Coquina. Los datos se presentan en escala logarítmica. Se puede apreciar la dominancia de algas, particularmente de *Pediastrum* y *Coelastrum*.



**Figura 29.** Fotografías en microscopio óptico a 100X de algunos granos de polen presentes en las facies de Coquina. A) *Pinus*, B) *Cyperaceae*, C) *Pediastrum*, y D) *Poaceae*.





La fracción clástica representa el 2% de los componentes totales y está conformado en 49% por arena (cristales de cuarzo mayoritariamente), 48% limo y 3% arcilla. No fue posible realizar medición por el método de Rosiwal. Los valores de susceptibilidad magnética son bajos, menores a  $150 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ .

### ***5.1.3 Facies volcanoclásticas***

#### ***5.1.3.1 Pómez soportada por clasto (PCS)***

Consiste en cuatro depósitos de pómez masivos, bien clasificados ( $SD=0.3$ ) con clastos subangulosos a angulosos tamaño lapilli. El espesor de los estratos es de 12, 25, 40 y 85 cm, y se ubican a los 261.7, 263.5, 263.8 y 267 m de profundidad respectivamente. Los valores de susceptibilidad magnética oscilan entre los 250 y  $570 \cdot 10^{-5} \text{SI}$ . No hay datos isotópicos de esta facies. Todos se encuentran interestratificados con la facies OD con excepción del depósito de 85 cm que es subyacente a la facies coquina.

## **5.2 Modelo de edad**

Con base en el modelo bayesiano para la sección comprendida entre los 257 y 315 m realizado con los datos de la tabla 2, se sugiere que las facies de Coquina a los 266.8 m se depositaron hace  $475 \pm 38 \text{ ka}$ . Por otro lado, el periodo de transición que abarca este estudio tiene una duración de  $\sim 87 \text{ ka}$  (Figura 30). A pesar de la incertidumbre de la edad propuesta, es posible afirmar que la formación del lago ocurrió en edades superiores a los 280 ka AP con base en los fechamientos realizados por  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  en carbonatos lacustres a los 170 m.

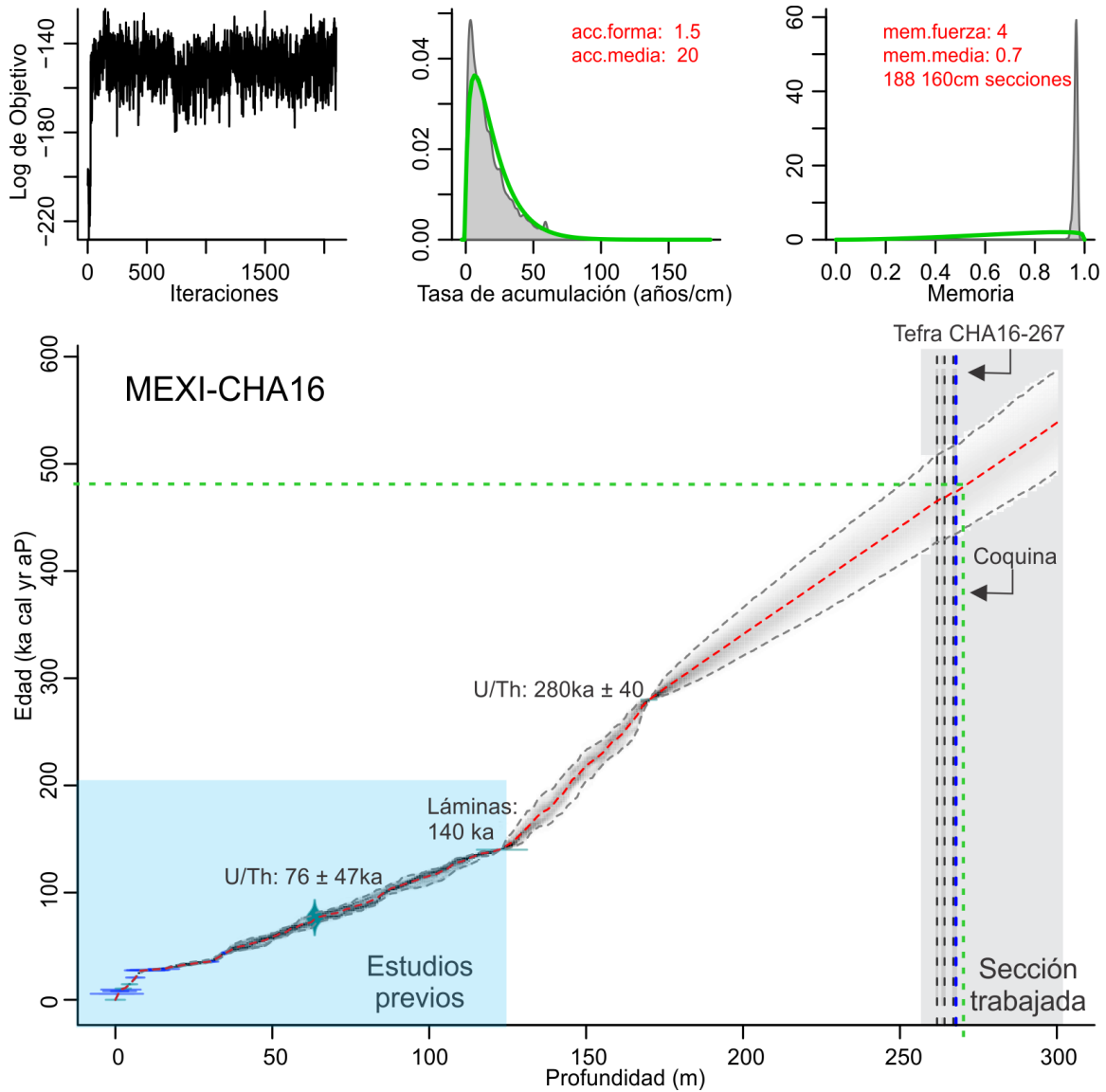


Figura 30. Modelo de edad bayesiano elaborado para los últimos 300 metros del núcleo MEXI-CHA16-1C.



## Capítulo 6

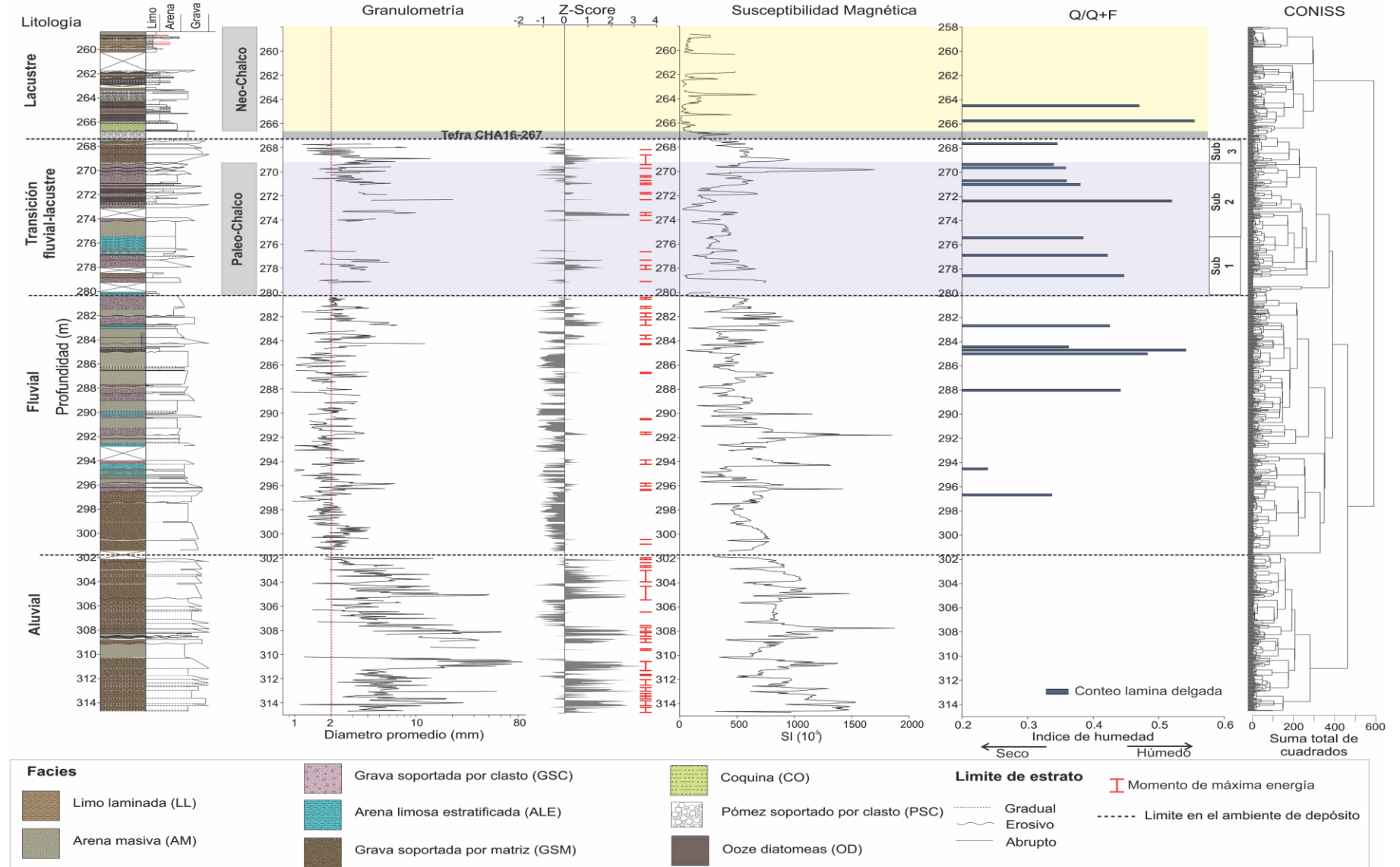
### Discusión

En este capítulo se discutirá los procesos sedimentológicos, limnológicos y climáticos asociados al depósito de las facies propuestas entre los 257 y 315 m del núcleo MEXI-CHA16-1C. Aunque este estudio únicamente abarca el 12% del sondeo obtenido por el proyecto “MexiDrill Chalco”, incluye los sedimentos asociados a las etapas formativas del lago de Chalco, el cual es un tema relevante en la evolución geológica del centro de México y en particular la cuenca de México.

#### 6.1 Historia formativa del lago de Chalco

Se propone dividir a la historia formativa del lago en cuatro etapas con base en el análisis de cluster realizado con los datos de granulometría óptica, tasa  $Q/(Q+F)$  y susceptibilidad magnética. El análisis fue complementado con datos de componentes principales e información estratigráfica (Figura 31). Las secciones son: a) Etapa aluvial, b) Etapa fluvial, c) Etapa transicional fluvial-lacustre y d) Etapa lacustre. A continuación, se presentan sus características y procesos asociados.

Lago de Chalco: registro sedimentario y estratigráfico de sus etapas formativas



**Figura 31.** Columna estratigráfica elaborada para la sección entre los 257 y 315 m. Se muestran los resultados correspondientes para la granulometría óptica y con línea punteada se indica el límite entre grava y arena. Adicionalmente, se muestra el estadístico Z-Score, los intervalos detectados por arriba de cero son señalados con color rojo. Se muestra la susceptibilidad magnética y el índice de humedad (tasa Q/(Q+F)), este último calculado a partir de los conteos de lámina delgada. Se muestra la división propuesta para cada etapa y sub-etapa de la historia formativa con base en el cluster mostrado a la izquierda de la figura.



### 6.1.2 Etapa aluvial

Los depósitos asociados a esta etapa se encuentran entre los 315 y 301.8 m. Los depósitos están constituidos por las facies grava soportado por matriz (GSM) y arena masiva (AM). Una de las principales peculiaridades de esta etapa es la ausencia de restos orgánicos o de organismos en el registro y la presencia de sedimento con altos valores de susceptibilidad magnética (entre 500 y 1800  $10^{-5}$ SI). Tanto la granulometría óptica como la susceptibilidad muestran una tendencia a disminuir su magnitud al final de la etapa. No se cuenta con datos de  $Q/(Q+F)$  para esta sección.

Las características litológicas de las facies GSM (sedimento masivo con clastos tamaño grava embebidos en una matriz arenosa) sugieren que el ambiente de depósito era probablemente un abanico aluvial. Particularmente, las secciones que presentan depósitos mal clasificados sin aparente gradación son atribuibles a flujos de escombros, una mezcla de fragmentos clásticos saturados con agua que se desplazan pendiente abajo por gravedad con un comportamiento plástico homogéneo (Sohn et al, 1999; Vallance e Iverson, 2015). Por otro lado, las secciones que presentan depósitos moderadamente clasificados, gradados normalmente y alternancias con arenas laminadas son atribuibles a flujos hiperconcentrados, una transición entre flujos de escombros y turbulentos (*streamflow*; véase etapa fluvial). Como los flujos turbulentos, los hiperconcentrados transportan altas concentraciones de sedimento, y como los flujos de escombros, los granos gruesos (grava y arena) tienden a clasificarse verticalmente resultado de la diferencia de densidad entre los clastos de distintos tamaños. (Harrison y Fritz, 1982; Lowe, 1982; Smith, 1986; Smith y Lowe, 1991). Este tipo de procesos puede generarse por aumento en la precipitación que promueve la presión de poros entre los granos de sedimento o bien por tectonismo (sismos, activación de fallas, etc.).

A lo largo de la sección, la granulometría óptica oscila en un intervalo entre 1.2 a 80 mm. Particularmente, los fragmentos rocosos presentes entre los 308 y 311 m alcanzan los valores máximos (80 mm). El análisis Z-Score detectó 19 eventos de

máxima energía en los que flujos de escombros e hiperconcentrados fueron importantes proveedores de sedimento a la cuenca (Figura 31).

La composición de los clastos es basalto-andesita, lo que sugiere que estos depósitos pudieron provenir de las estructuras más antiguas de la cuenca (p. ej., Tlálóc, Telapón, Iztaccíhual “Llano Grande”). La extensión de los flujos no se puede inferir con los datos disponibles, sin embargo, se ha observado que en regiones tectónicas pueden recorrer hasta 100 km desde su área fuente (Crandell, 1971; Janda *et al.* 1981). Particularmente, en la cuenca de México, se han observado lahares a más de 20 km de distancia desde su área fuente (Siebe *et al.* 1999)

### **6.1.2 Etapa fluvial**

Los depósitos asociados a esta etapa se encuentran entre 301.8 y 280.3 m. Están constituidos por las facies arena masiva (AM), grava soportada por clasto (GSC) y arena limosa estratificada (ALE). La curva de susceptibilidad magnética oscila en un intervalo entre 200 y 1200  $10^{-5}$ SI, así mismo alcanza su máximo al inicio y al final de la etapa asociado a las facies GSM y GSC respectivamente. Los datos de  $Q/(Q+F)$  muestran un incremento de 0.22 a 0.53 a lo largo de la etapa. Una de las peculiaridades relevantes de esta etapa es la presencia por primera vez de materia orgánica en el registro estratigráfico, particularmente en las facies ALE.

Esta sección del registro es conformada mayoritariamente por intercalaciones de las facies GSC (grava soportada por clastos, bien clasificada) y AM (arena gruesa a media con estratificación paralela o cruzada, en el mayor de los casos masiva). Dichas características litológicas son atribuibles con flujos turbulentos en un ambiente deltaico fluvial. Los flujos turbulentos o *streamflow* consisten en el desplazamiento de granos finos por suspensión hidrodinámica y de granos gruesos por tracción al fondo con velocidades menores a las de los flujos de escombros o hiperconcentrados (Beverage y Culbertson, 1964; Smith, 1986; Sohn *et al.* 1999; Wallace, 1999).



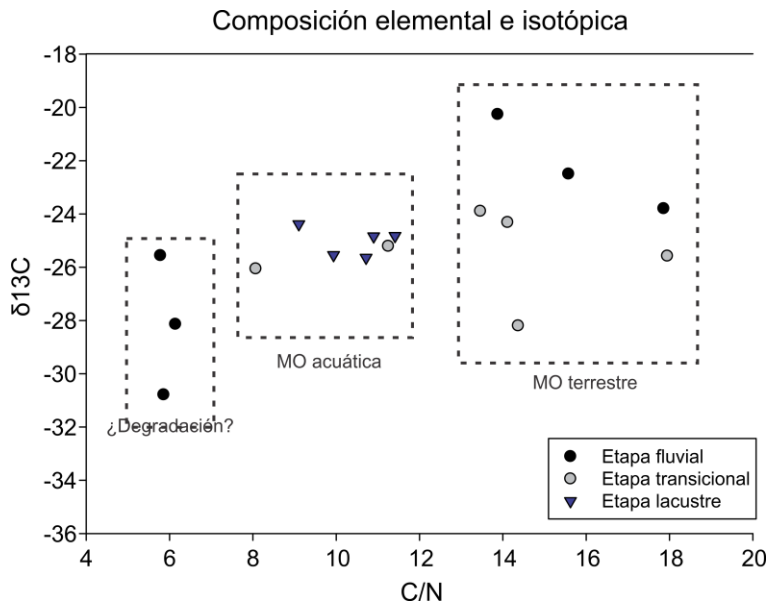
La heterogeneidad litológica de los clastos presentes en las facies GSC como fragmentos de pómez, basaltos, andesitas, etcétera, sugiere que provienen de fuentes distintas. En 1961, Mooser propuso, a partir de observaciones geomorfológicas, la existencia de una corriente fluvial de primer orden que recorría de norte a sur a la cuenca de México, sin embargo, nuestros datos no pueden validar esta hipótesis. Nuestro estudio sugiere que los fragmentos de basalto y andesita probablemente se transportaron mediante tributarios desde las estructuras más antiguas del sur de la Cuenca de México. Por otro lado, sugerimos que los fragmentos de pómez en las facies GSC están asociados al campo volcánico Iztaccíhuatl. Nixon (1989) propone dos formaciones en la estratigrafía del complejo Iztaccíhuatl. Por un lado, la serie volcánica antigua (SVA) compuesta por andesitas y dacitas (59 a 66 %w.t SiO<sub>2</sub>) de edades entre 1.09 y 0.54 Ma, que corresponden con los edificios "Llano Grande" y "Pies ancestrales". Por otro lado, la serie volcánica joven (SVJ) compuesta por dacitas (58 a 66%w.t SiO<sub>2</sub>) ricas en fenocristales de hornblenda, cuarzo y biotita, cuyas edades son menores que 0.6 Ma y que corresponden con los edificios "Cabeza", "Pecho" y "Rodillas". Se han reportado diversos depósitos riolíticos al final del emplazamiento de la SVA (p. ej. Cerro La Trampa; 65-72%w.t SiO<sub>2</sub>), por lo que es posible que la presencia de pómez en altos porcentajes en las facies GSC provengan de dicha actividad volcánica. A su vez, la presencia de cuarzo en los depósitos de Chalco, a pesar de que la cuenca mayoritariamente está compuesta de rocas andesíticas y basálticas, posiblemente este asociado a la erosión de la SVJ.

El análisis Z-Score sugiere 13 eventos de máxima energía en los que el tamaño de grano aumentó probablemente asociado a momentos de mayor transporte de los sedimentos hasta la cuenca (Figura 31). Adicionalmente, la recurrencia y espesor de los depósitos GSC aumenta hacia el final de la etapa y coincide con el incremento general entre 0.22 y 0.55 de la tasa  $Q/(Q+F)$ , lo que sugiere incremento de la humedad y escorrentía.

La redondez bien desarrollada y la buena selección de los líticos indica que el agente de transporte fue eficiente durante su desplazamiento asociado al incremento de la humedad. Sin embargo, debe considerarse la influencia de la meteorización química bajo este régimen, pues posiblemente alteró la redondez de los clastos como se observó en los fragmentos de pómez presentes en las facies CGS. Estudios realizados en suelos volcánicos de la Isla de Galápagos, donde la composición de las rocas es parecida a la cuenca de México (Andesita-Basaltos/Toleíticos), mostraron que bajo condiciones áridas los materiales presentan menor grado de meteorización química, mientras que en condiciones húmedas los fragmentos sedimentarios se meteorizan más (Taboada *et al.* 2016; Candra *et al.* 2019). Adicionalmente, debe considerarse otros factores como la posición geomorfológica (topografía) del material. De lo anterior, no se descarta la posibilidad que la meteorización química hay influenciado en la redondez de los materiales, pero no contamos con los índices necesarios para afirmarlo además que otros factores, como tiempo de exposición y topografía, pudieron intervenir.

La facies ALE es atribuida a flujos laminares en un ambiente de planicie de inundación, por lo que sugiere alternancia en los procesos sedimentarios que ocurrieron en el ambiente fluvial. La presencia de cristales de cuarzo y plagioclasa sin organización espacial (p. ej., alineación o imbricación) en las secciones claras de los depósitos laminados, probablemente se asocian con incrementos en el nivel del caudal, lo que consecuentemente inundaba la planicie aledaña (Fisher *et al.* 2008; McGlue *et al.* 2013; Miall, 2013). Por otro lado, los cristales de olivino y plagioclasa, así como material carbonizado alineados horizontalmente en las secciones oscuras, pueden corresponder con momentos posteriores a la inundación en ambientes de baja energía. La presencia de material carbonizado, asociado a incendios forestales, coincide con valores bajos de la tasa  $Q/(Q+F)$  entre 0.24 y 0.36 a los 294 y 284 m respectivamente, lo que sugiere periodos secos probablemente vinculados con los ambientes de baja energía (Figura 31).





**Figura 32.** Tasa C/N respecto a los datos de  $\delta^{13}C$  para las muestras presentes en las etapas fluvial, transicional y lacustre. En un rectángulo, son clasificados los datos con base en su posible origen: terrestre, acuático o por degradación durante procesos diagenéticos, de acuerdo con la compilación de datos hecha por Meyers y Teranes (2002).

Los valores obtenidos de la tasa C/N se dividieron en dos grupos. El primero incluye valores altos en un intervalo entre 13.5 y 19 asociado a entrada de materia orgánica terrestre (Figura 32). Diversos autores han propuesto que la proporción C/N es indicador de diferentes fuentes de materia orgánica (Talbot y Johannesssen, 1992;

Hodell y Schelske; 1998; Meyers y Lallier-Verges, 1999). Por un lado, lagos en los que la contribución de materia orgánica de plantas vasculares es mayor que la producción acuática presentan valores de C/N altos, dado que la señal elemental de la materia orgánica terrestre domina en carbono. Por otro lado, lagos en los que la contribución de la producción acuática es mayor que la entrada de restos vasculares presentan valores de C/N bajos, ya que la señal elemental de la materia orgánica acuática domina en nitrógeno.

El segundo grupo presenta valores que oscilan entre 5.7 y 6.3, y son asociados a la degradación parcial de materia orgánica durante la diagénesis. Estudios previos han mostrado que diversos procesos (p. ej. entrada súbita de materia orgánica, periodos de anoxia, degradación por diagénesis) pueden afectar la composición elemental de la materia orgánica en los sedimentos. Particularmente, la degradación parcial de la materia orgánica durante procesos posteriores a la sedimentación disminuye los valores de C/N (Meyers *et al.* 1995).

### 6.1.3 Etapa transicional fluvial-lacustre

Los depósitos asociados a esta etapa se encuentran entre 280.3 y 267.5 m. Es la etapa más compleja del registro al incluir las facies arena masiva (AM), grava soportada por clasto (GSC), limo laminado (LL), arena limosa estratificada (ALE), ooze de diatomeas (OD) y grava soportada por matriz (GSM). A lo largo de esta etapa el ambiente de depósito evoluciona de deltaico fluvial a lacustre. La evolución del ambiente sedimentario se explica en tres sub-etapas (Figura 33).

#### 6.1.3.1 Sub-etapa 1 (Sub1)

La primer sub-etapa comprende los depósitos presentes entre los 280.3 a 275.7 m y corresponde con la formación de un primer cuerpo de agua lacustre al que nombramos "Paleo-Chalco". Las características texturales y composicionales (como alto contenido de limo, sedimento bien clasificado, laminación, cristales subredondeados y abundancia de diatomeas) sugieren la presencia de un cuerpo de agua de baja energía (McGlue *et al.* 2013). La tasa  $Q/(Q+F)$  presentó una disminución desde 0.54 (reportado en la etapa fluvial) hasta 0.45 al inicio de la sub-etapa 1, lo que sugiere reducción en la humedad (Figura 33).

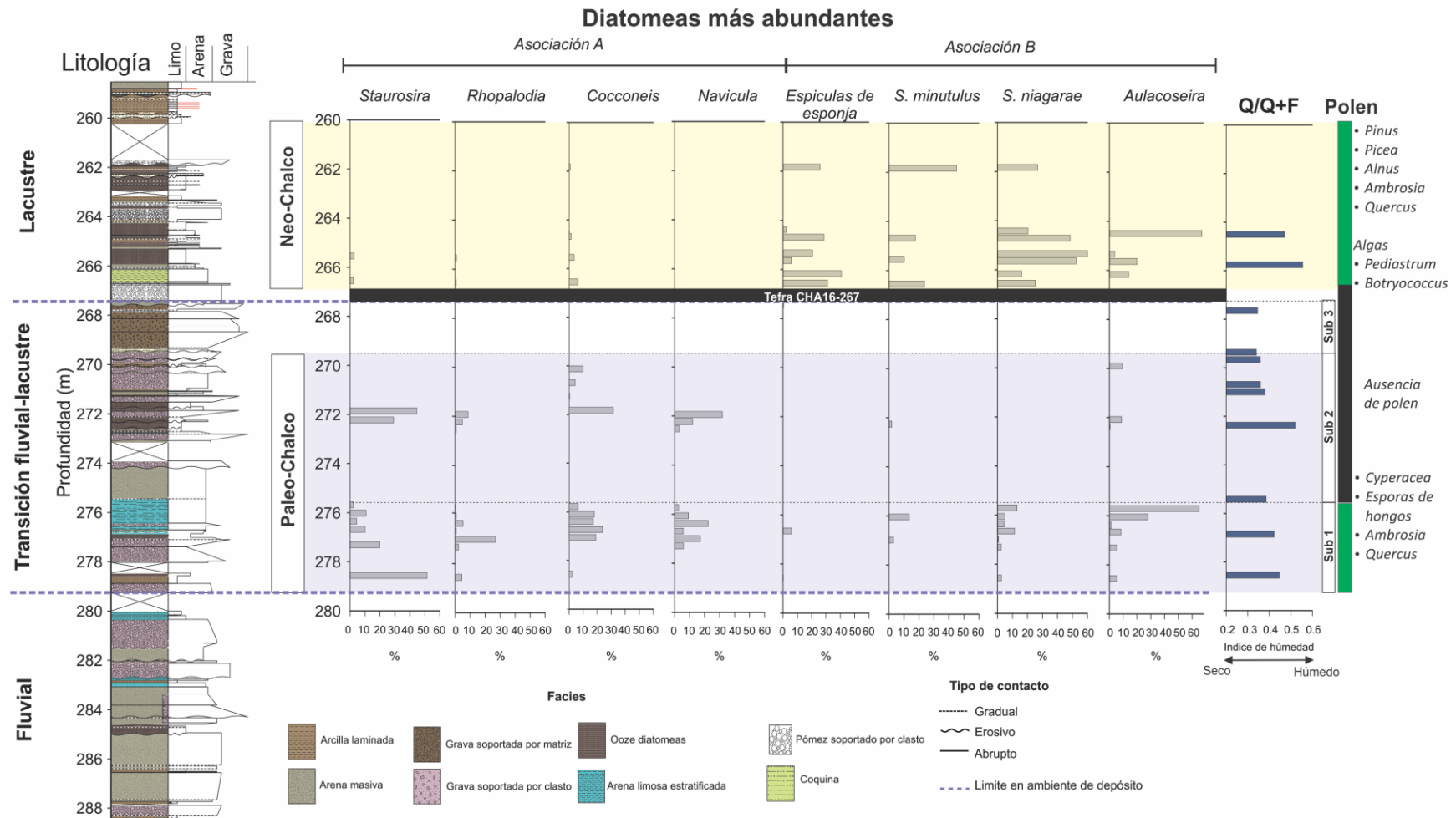
El inicio de la sedimentación lacustre está caracterizado por la presencia de diatomeas de los géneros *Staurosira*, *Rhopalodia* y *Cocconeis* que sugieren un cuerpo de agua pobre en nutrientes, somero y salino (Vos y de Wolf, 1993; Van Dam *et al.* 1994; Fritz *et al.* 2004). De igual modo, los valores obtenidos de  $Q/(Q+F)$  disminuyen en esta sección de 0.45 a 0.39, lo que sugiere un ambiente relativamente más seco que la etapa fluvial (Figura 33). Se ha observado que los géneros de diatomeas que se reportan en esta sección, particularmente *Staurosira*, son característicos de periodos de cambios ambientales (Augustinus *et al.* 2008). Adicionalmente, registros previos en Chalco han reportado la presencia de *Rhopalodia* entre 31.5 y 23.5 ka AP y se ha asociado con la reducción del cuerpo lacustre a aguas turbias y salinas (Caballero, 1997). Lo anterior sugiere que el establecimiento de Paleo-Chalco está relacionado con la disminución de la



humedad en la región que posiblemente reconfiguró las corrientes fluviales en la cuenca al disminuir la escorrentía y que consecuentemente permitió el establecimiento de un cuerpo de agua de baja energía. Esto permite explicar la presencia de una capa de carbonatos (aragonito y calcita) de 10 cm de espesor a los 276.3 m (única en todo el registro estudiado) que sugiere alta evaporación y condiciones secas.

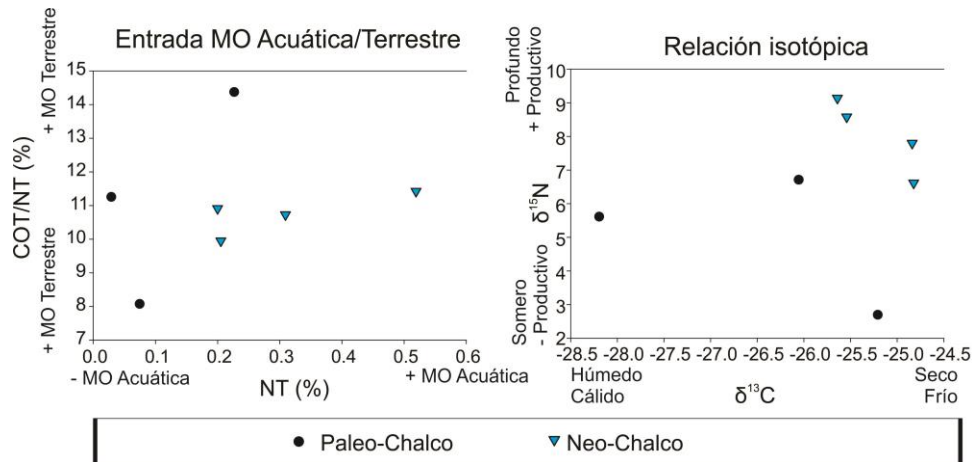
El incremento repentino de diatomeas de los géneros *Stephanodiscus* y *Aulacoseira* sugiere condiciones húmedas en la región. Estos géneros se asocian con lagos eutróficos, profundos y neutros (Edlund y Kingston, 2004; Bennion y Simpson, 2011; Gabito *et al.* 2013). Su presencia en el registro sugiere la evolución de un ambiente oligotrófico y somero a uno profundo y eutrófico. Una evolución similar fue descrita por Caballero (1997) quien reportó la presencia de *Stephanodiscus* y *Aulacoseira* en Chalco durante el final del Último Máximo Glacial. Lo anterior sugiere el incremento de los niveles lacustres hace 23.5 ka AP.

Los análisis de  $\delta^{15}\text{N}$  sugieren un lago relativamente somero y poco productivo. Asociado a lo anterior, los valores obtenidos de NT y COT/NT en muestras correspondientes a Paleo-Chalco indican un incremento en la entrada de materia orgánica terrestre y relativamente menor producción de materia orgánica acuática en el sistema lacustre conforme el lago evolucionó (Figura 34). Diversos autores estudiaron la variabilidad isotópica del nitrógeno en lagos (Hollander *et al.* 1992; Brenner *et al.* 1999; Talbot, 2001; Zhong *et al.* 2017) donde altos valores de  $\delta^{15}\text{N}$  sugieren lagos profundos pues en este entorno disminuye la cantidad de oxígeno disponible para producir desnitrificación (un proceso del ciclo del nitrógeno que genera  $^{14}\text{N}$ ), en consecuencia, el  $^{15}\text{N}$  acumulado en la materia orgánica aumenta. Por otro lado, Zhong *et al.* (2017) así como Talbot y Lædak, (2000) proponen que bajos valores de  $\delta^{15}\text{N}$  indican baja productividad acuática pues el fitoplancton, a comparación de los organismos productores terrestres, generan proteínas ricas en  $^{15}\text{N}$ , por lo que el decremento de fitoplancton resulta en la disminución de  $^{15}\text{N}$ .



**Figura 33.** Porcentaje de los géneros más abundantes de diatomeas en las muestras de frotis. A la derecha se presenta la columna estratigráfica para la sección comprendida entre los 288 y 260 m. En la izquierda, con barras de diferentes colores, se muestran las familias de polen representativas, se aprecia un intervalo de muestras sin contenido polínico. Se muestran los resultados de Q/(Q+F) para esta sección y los cuales se asocian al régimen de humedad. Con líneas punteadas azules se separan los depósitos asociados a Paleo-Chalco y Neo-Chalco. Se señala con una barra negra el depósito correspondiente a la tefra CHA16-267 a partir de la cual las diatomeas de la asociación B incrementan.

Los datos de C/N durante la etapa transicional se distribuyen en dos grupos. El primero, que oscila en un intervalo de 8 a 11.7, corresponde con sedimentos ricos de materia orgánica acuática asociados a la formación de Paleo-Chalco (Figura 32). El segundo grupo (entre 13.5 y 19) será mencionado al final de la sub-etapa 2.



**Figura 34.** Gráficos donde se comparan las condiciones limnológicas de los lagos Paleo-Chalco y Neo-Chalco. Se muestran la cantidad de materia orgánica entrante al sistema acuático basado en datos de nitrógeno total (NT) y la relación entre el carbono orgánico total y nitrógeno total (COT/NT). Por otro lado, se muestra la relación isotópica que existe entre el  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  y su función indicadora de profundidad, temperatura, humedad y productividad.

### 6.1.3.2 Sub-etapa 2 (Sub2)

La segunda sub-etapa, cuyos depósitos se encuentran entre 275.5 y 269.5 m, se caracteriza por periodos de influencia fluvial asociados a los depósitos de la facies GSC. Lo anterior sugiere fluctuaciones en el ambiente sedimentario durante el desarrollo del lago al alternar aportes deltaicos fluviales con arcillas lacustres, resultado de la progradación o regresión de las facies lacustres (facies OD).

Bogen (1983) analizó la morfología de depósitos asociados a deltas en lagos de Noruega. Dicho estudio sugirió la presencia de arena gruesa a grava, bien clasificada y con alto grado de redondez durante periodos en los que el aporte fluvial incrementaba asociadas a mayor precipitación. En Chalco, estudios recientes han mostrado que las corrientes fluviales y en consecuencia la descarga deltaica al lago de Chalco han presentado variaciones importantes durante el Holoceno asociadas a cambios en el régimen de precipitación (Frederick y Cordova, 2019).

En esta sección incrementó la tasa  $Q/(Q+F)$  (0.52) a los 272.2 m de profundidad, lo que sugiere incremento de humedad en la región (Figura 33). Esto implica un incremento en la escorrentía que posiblemente aumentó el aporte fluvial a Paleo-Chalco que consecuentemente incrementó la extensión de los deltas fluviales dentro del lago y causó una progradación de las facies lacustres. El análisis de Z-Score detectó 12 eventos de máxima energía en los que el tamaño de grano aumenta, probablemente asociado a un mayor aporte deltaico (Figura 31).

El final de la segunda sub-etapa se caracteriza por la presencia de la facies OD dominados por los géneros *Staurosira* y *Cocconeis*, lo que indica un cuerpo de agua somero, pobre en nutrientes y salino. De igual modo, la tasa  $Q/(Q+F)$  muestra una disminución hasta 0.36, lo que sugiere la reducción de humedad y escorrentías en la región que en consecuencia propició la retrogradación de las facies lacustres en Paleo-Chalco. La variabilidad en el tipo de depósito (AM, OD y GSC) sugiere que Paleo-Chalco no era un ambiente estable al progradar durante periodos húmedos y retrogradar en condiciones secas.

Durante la Sub2, los valores de  $\delta^{15}N$  sugieren la evolución de un cuerpo de agua poco productivo y somero a uno relativamente productivo y profundo. Los valores de  $\delta^{13}C$  sugieren variación en la precipitación de condiciones secas a húmedas. Por otro lado, los datos de C/N distribuidos en el intervalo entre 13.5 y 19 corresponden con sedimentos ricos de materia orgánica terrestre asociados a los procesos deltaicos (Figura 32). Lo anterior, se complementa con los valores de COT/NT y NT que indican bajo contenido de materia orgánica acuática, por lo que Paleo-Chalco, durante esta sub-etapa probablemente era un cuerpo de agua poco productivo, con una entrada considerable de materia orgánica terrestre por escorrentías (Figura 34).

#### 6.1.3.3 Sub-etapa 3 (Sub3)

Una tercer sub-etapa, cuyos depósitos se encuentran entre los 269.5.6 y 267.5 m, está caracterizada por un incremento en los valores de susceptibilidad magnética y

granulometría óptica entre 600-1800  $10^{-5}$ SI y 4-10 mm respectivamente, lo que sugiere el solvatamiento de Paleo-Chalco como resultado de flujos de escombros que depositaron la facies GSM. El análisis de Z-Score detectó dos eventos de máxima energía. Los datos de  $Q/(Q+F)$  se mantienen alrededor de 0.35 (Figura 33), lo que sugiere que la presencia de flujos de escombros al término de la etapa transicional fluvio-lacustre no está asociado a variaciones en la humedad de la región. La presencia de un paquete de pómez por encima de los depósitos GSM (discutido en la etapa lacustre) podría indicar que el volcanismo pudo haber sido el forzante principal en la formación de los flujos de escombros.

#### **6.1.4 Etapa lacustre**

Los depósitos asociados a esta etapa se encuentran entre los 267.5 y 257 m. El depósito dominante es el de la facies ooze de diatomeas (OD) seguido de limo laminado (LL). La característica relevante de esta etapa es la presencia de depósitos volcánicos en el registro estratigráfico (facies pómez soportado por clasto; PCS), así como un depósito de coquina (CO) que dio inicio con la sedimentación lacustre permanentemente.

La etapa inicia con el depósito de un paquete de pómez blanca de 85 cm de espesor a los 267.5 m de profundidad, al que nombramos en este estudio “Tefra CHA16-267”. Dicho depósito marca el desarrollo de un cuerpo de agua lacustre. Dado su espesor, es posible que el evento volcánico que le dio origen haya tenido un elevado valor de VEI (Índice de explosividad volcánica por sus siglas en inglés). El espesor de la tefra CHA16-267 es superior a los reportados en diversas tefras presentes en el registro de la cuenca de México, tal es el caso de la tefra Pómez Tutti Frutti (PTF) de 28 cm de espesor en los registros de Chalco (Ortega-Guerrero *et al.* 2015; Ortega-Guerrero *et al.* 2018). La PTF es un depósito asociado al volcán Popocatepetl producida hace aproximadamente 17,000 años cal AP. La dinámica eruptiva que produjo a la PTF consistió en una serie de flujos piroclásticos y columnas plinianas de hasta 37 km de altura (Sosa-Ceballos *et al.* 2012).

Nuestro modelo de edad sugiere que la tefra CHA16-267 puede tener una edad mayor que  $475 \pm 41$  ka. Dado que no se cuenta con datos geoquímicos de la tefra que nos permitan sugerir su origen, se realizó una comparación de la edad obtenida en este estudio con las edades reportadas en trabajos previos para las estructuras volcánicas que componen al Campo Volcánico Chichinautzin y la Sierra Nevada. Dichas edades se encuentran compiladas en la tabla 3.

**Tabla 3.** Compilación de edades de diferentes edificios volcánicos del Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) y la Sierra Nevada (SN). Se encuentran ordenados en edades de recientes a antiguas. Así mismo se indica el material en el que fue medido, el método de datación y referencia. En color gris se ha resaltado los eventos eruptivos que, por su marco cronológico, podrían estar asociados a la formación de Neo-Chalco.

Sierra	Edificio volcánico	Edad (ka)	Medido en	Método	Referencia
CVC	Malacatepec	95	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimés Viera <i>et al.</i> (2018)
CVC	Tlayacapan	133	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimés Viera <i>et al.</i> (2018)
CVC	Tezoyuca 2	159	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimés Viera <i>et al.</i> (2018)
CVC	Quepil	181	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimés Viera <i>et al.</i> (2018)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	190	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	207	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
CVC	Palpan/Cuescontepec	210	Roca Total	40Ar/39Ar	Arce <i>et al.</i> (2013b)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	211	Dique	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	219	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	220	Dique	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
CVC	Coatzontle	222	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimés Viera <i>et al.</i> (2018)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	230	Dique	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
CVC	Tezoyuca 1	238	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimés Viera <i>et al.</i> (2018)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	244	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	260	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	263	Dique	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Iztaccíhuatl (La Joya Andesita)	270	Roca Total	40Ar/39Ar	Nixon (1989)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	270	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Telapón (Domo Telapón)	274	Roca en Matriz	40Ar/39Ar	García-Tovar y Martínez-Serrano (2011)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	280	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	280	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	306	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	324	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)





Tabla 2. Continuación.

Sierra	Edificio volcánico	Edad (ka)	Medido en	Método	Referencia
SN	Iztaccíhuatl (Pies)	340	Plagioclasa	40Ar/39Ar	Nixon (1989)
SN	Popocatepetl (Nexpayantla)	380	Colada de lava	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Iztaccíhuatl (Pies)	410	Plagioclasa	40Ar/39Ar	Nixon (1989)
SN	Iztaccíhuatl (Pies)	450	Plagioclasa	40Ar/39Ar	Macias <i>et al.</i> (2012)
SN	Popocatepetl (Tlamacas)	538	Domo	40Ar/39Ar	Delgado Granados <i>et al.</i> (2017)
SN	Iztaccíhuatl (Llano grande)	580	Roca Total	40Ar/39Ar	Nixon (1989)
SN	Tláloc (C. Tlapanco)	685	Groundmass	40Ar/39Ar	Nixon (1989)
PMVG	C. La Estrella	765	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimes Viera <i>et al.</i> (2018)
PMVG	La Corona	820	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimes Viera <i>et al.</i> (2018)
PMVG	Juchmilpa/Tlacotepec	830	Roca Total	40Ar/39Ar	Arce <i>et al.</i> (2013b)
SN	Tláloc (C. Cuapayo)	840	Groundmass	40Ar/39Ar	Nixon (1989)
PMVG	Jumiltepec	846	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimes Viera <i>et al.</i> (2018)
SN	Iztaccíhuatl (Llano grande)	900	Roca Total	40Ar/39Ar	Nixon (1989)
SN	Tláloc (Mesa Xalitemi)	929	Groundmass	40Ar/39Ar	Nixon (1989)
SN	Tláloc (C. Papalotepec)	945	Flujo de lava	40Ar/39Ar	Cadoux <i>et al.</i> (2011)
SN	Tláloc/Telapón (Dacita Rio Frio)	946	Roca Total	40Ar/39Ar	García-Tovar y Martínez-Serrano (2011)
SN	Tláloc (domo Yahualica)	960	Groundmass	40Ar/39Ar	Macias <i>et al.</i> (2012)
SN	Tláloc (Mirador Grande)	970	Groundmass	40Ar/39Ar	Macias <i>et al.</i> (2012)
PMVG	Las Tetillas	986	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimes Viera <i>et al.</i> (2018)
SN	Telapón (Domo Tejolote)	998	Roca en Matriz	40Ar/39Ar	Macias <i>et al.</i> (2012)
PMVG	Atlacholoaya	1020	Roca Total	40Ar/39Ar	Arce <i>et al.</i> (2013b)
SN	Tláloc (domo Puico)	1020	Groundmass	40Ar/39Ar	Macias <i>et al.</i> (2012)
SN	Telapón (C. Torrecillas)	1030	Roca en Matriz	40Ar/39Ar	García-Tovar y Martínez-Serrano (2011)
SN	Telapón (C. Tecalco)	1030	Roca en Matriz	40Ar/39Ar	García-Tovar y Martínez-Serrano (2011)
SN	Tláloc (domo Tearco)	1040	Flujo de lava	40Ar/39Ar	Macias <i>et al.</i> (2012)
SN	Tláloc (domo Yeloxochitl)	1070	Flujo de lava	40Ar/39Ar	Macias <i>et al.</i> (2012)
PMVG	Tenancingo	1090	Roca Total	40Ar/39Ar	Arce <i>et al.</i> (2013b)
SN	Iztaccíhuatl (Llano grande)	1090	Groundmass	40Ar/39Ar	Cadoux <i>et al.</i> (2011)
PMVG	Chimalhuacán	1094	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimes Viera <i>et al.</i> (2018)
PMVG	Peñón de Baños	1124	Roca Total	40Ar/39Ar	Jaimes Viera <i>et al.</i> (2018)
PMVG	Villa Guerrero	1200	Roca Total	40Ar/39Ar	Arce <i>et al.</i> (2013b)

Jaimes-Viera *et al.* (2018) organizan a 41 edificios volcánicos del CVC en dos grupos asociados con dos periodos de volcanismo. Estos son: 1) Grupo volcánico monogenético Peñón (PMVG), cuya actividad ocurre entre los  $1294 \pm 36$  y  $765 \pm 30$  ka, y 2) Grupo volcánico monogenético Chichinautzin antiguo (CMVG Antiguo) con actividad entre  $238 \pm 51$  y  $95 \pm 12$  ka, ambos divididos por un periodo de

aparente inactividad volcánica de 527 ka. La edad propuesta en este trabajo para la tefra CHA16-267 ( $475\pm 41$  ka) coincide con este periodo, por lo que, con la cantidad de datos disponibles proponemos que la actividad volcánica del CVC no fue el factor de cierre hidrológico como lo han propuesto Mooser (1969) y Arce *et al.* (2013b). Sin embargo, esta hipótesis puede variar en función de futuros fechamientos en el CVC.

Al copilar la información existente, se observó un periodo entre 450 y 340 ka en el que el complejo volcánico Iztaccíhuatl tuvo uno de los mayores eventos eruptivos asociado al colapso del cono “Los Pies” y cuyas edades coinciden con la reportada para la tefra CHA16-267 (García Tenorio, 2008; Macías *et al.* 2012). García Tenorio (2008) reporta un depósito de flujo de escombros resultado de la actividad volcánica (Iztaccíhuatl Debris Avalanche Deposit; IZDAD) que pudo alcanzar hasta 45 km de distancia al este del cráter (cuenca de Puebla). A sí mismo, también se reportaron depósitos asociados a flujos piroclásticos, lahares y material de caída compuesto por pómez blanca pobremente vesiculada con líticos accesorios. Dada la coincidencia temporal y las similitudes entre los depósitos asociados al colapso de Los Pies y la tefra CHA16-267, es posible que este evento volcánico haya sido el que produjo el cierre hidrológico de la región por la acumulación paulatina de materiales volcanoclásticos, lo que permitió el emplazamiento de Neo-Chalco. Sin embargo, es importante considerar la incertidumbre del modelo de edad y que puede variar nuestra interpretación en estudios posteriores.

La presencia de un depósito de coquina y el incremento de las comunidades de diatomeas sugiere el posterior desarrollo de un segundo cuerpo lacustre, al que nombramos “Neo-Chalco”. Debido a su relación estratigráfica, es posible que la actividad volcánica que precedió a la tefra CHA16-267 haya modificado la configuración hidrológica de la cuenca, de modo que fue posible el emplazamiento definitivo de Neo-Chalco.



Por encima del depósito de la tefra CHA16-267 se encuentra un depósito de coquina compuesto por restos de gasterópodos y bivalvos de composición aragonítica y calcárea. Estos restos sugieren un ambiente lacustre rico en carbonatos. Diversos estudios en la formación Morro de Chaves (Brasil) asocian depósitos de coquina con ambientes lacustres con márgenes suaves capaces de formar playas carbonatadas (Tavares *et al.* 2015). La presencia de aragonito en las estructuras carbonatadas de nuestra coquina posiblemente esté relacionado con un lago estratificado. Estudios previos, han mostrado que el aragonito es resultado de la presencia de magnesio en disolución, así como reducción de sulfatos y periodos de estratificación prolongados en el medio (Checa *et al.* 2007; Rey *et al.* 2016; Roeser *et al.* 2016).

El contenido de carbono total durante el depósito de coquina aumenta derivado del contenido carbonatado, sin embargo, la baja concentración de nitrógeno (Figura 34) sugiere baja concentración de materia orgánica acuática.

Los datos de polen en el depósito de coquina sugieren comunidades boscosas compuestas por *Pinus*, *Picea*, *Alnus*, *Ambrosia* y *Quercus*, así como comunidades acuáticas con *Pediastrum* y *Coelastrum*. Esta última ha sido reportada en diversos estudios como una especie pionera indicadora de condiciones de eutrofia dentro de cuerpos de agua someros, salobres y perturbados (Janssen y Ijzermans-Lutgerhorst, 1973). Por otro lado, *Pediastrum* también ha sido reportado por diversos autores como indicadores de eutrofia (Hutchinson, 1975; Whitney y Mayle, 2012). En el lago de Chalco, Torres-Rodríguez (2015) reportó la presencia de *Coelastrum* y *Pediastrum* entre 30 y 10 ka cal AP y de igual modo, Acosta-Noriega (2019) reporta la presencia de *Pediastrum* entre 124 y 120 ka cal AP. En ambos trabajos, tanto *Pediastrum* como *Coelastrum* se asocian a condiciones de eutrofia y particularmente, Acosta Noriega (2019) sugiere incremento en la humedad en la región durante su depósito. De lo anterior, se respalda que durante este periodo formativo, Neo-Chalco era un cuerpo de agua eutrófico, somero y posiblemente salobre.

El incremento de nutrientes en Neo-Chalco posiblemente este asociado a la actividad volcánica que produjo la tefra CHA16-267. En los sistemas lacustres, la caída de material volcánico (tefra) puede reducir la cantidad de luz disponible para realizar fotosíntesis, así como generar una barrera impermeable en el sedimento que no permite la regeneración de nutrientes a corto plazo (Barker *et al.* 2000; Telford *et al.* 2004). Sin embargo, uno de los efectos más importantes de la actividad volcánica explosiva a largo plazo es la entrada de nutrientes al cuerpo acuático. Esto aumenta gradualmente la concentración de organismos fotosintéticos (Harper *et al.* 1986). Registros del lago Alberta en Canadá reportan incremento en la concentración de diatomeas después de periodos con actividad volcánica en los últimos 300 años (Hickman y Reasoner, 1994). También se han registrado ligeros cambios en las concentraciones de *Fragilaria ssp* en el lago Pátzcuaro (México) después del emplazamiento de la tefra C4/T636 cuyo origen es desconocido y data de 14,940 <sup>14</sup>C años AP (Telford *et al.* 2004). En el lago de Chalco se han reportado diversas tefras asociadas a cambios limnológicos y ambientales (Herrera-Hernández, 2011; Ortega-Guerrero *et al.* 2015; Ortega *et al.* 2018). Un ejemplo es la Tefra VII 9.15 ubicada a los 9.15 m de profundidad con un espesor de 2 cm y edad de 27,600 años cal AP (Ortega-Guerrero *et al.* 2018). Su emplazamiento está caracterizado por cambios en las comunidades arbóreas, recurrencia de incendios, modificación en la tasa de sedimentación y salinidad del lago asociada a un posible cambio en la hidrología de la cuenca (Caballero y Ortega, 1998).

Posterior al depósito de coquina se observó el incremento de diatomeas de los géneros *Stephanodiscus* y *Aulacoseira* asociados con la eventual disolución de sílice proveniente de la tefra CHA16-267. La presencia de la especie *Stephanodiscus niagarae* sugiere condiciones frías en la región (Brabdry, 1992). La coincidencia temporal así como la reconstrucción paleoclimática a partir de *S. niagarae* y *Picea*, una conífera de ambientes fríos, podría sugerir que la formación de Neo-Chalco ocurrió durante el Estadio Isotópico Marino 12, un periodo frío que no ha sido analizado en el centro de México (Lisiecki y Raymo, 2005). Sin embargo, debe



tenerse en cuenta la incertidumbre de nuestro modelo de edad. Estudios previos en el lago de Chalco han reportado *S. niagarae* y *Picea* durante periodos fríos, particularmente durante el Último Máximo Glacial (UMG) y el Estadio Isotópico Marino 6 (EIM 6). Durante el UMG (22.5–18.5 ka AP), el lago de Chalco pudo haber incrementado sus niveles lacustres y alcanzar al menos 5 m de profundidad (Caballero y Ortega, 1998). Por otro lado, durante el EIM 6 el lago parece haber sido profundo, con aguas dulces, eutrófico a hipertrófico (Avendaño- Villeda *et al.* 2018).

Nuestros datos sugieren que Neo-Chalco posiblemente incrementó sus niveles lacustres y fue eutrófico. Los datos de  $Q/(Q+F)$  alcanzan valores de 0.55 durante esta sección, lo que sugiere el incremento de la humedad asociada a mayor escorrentía y confirma el posterior incremento de los niveles lacustres (Figura 31).

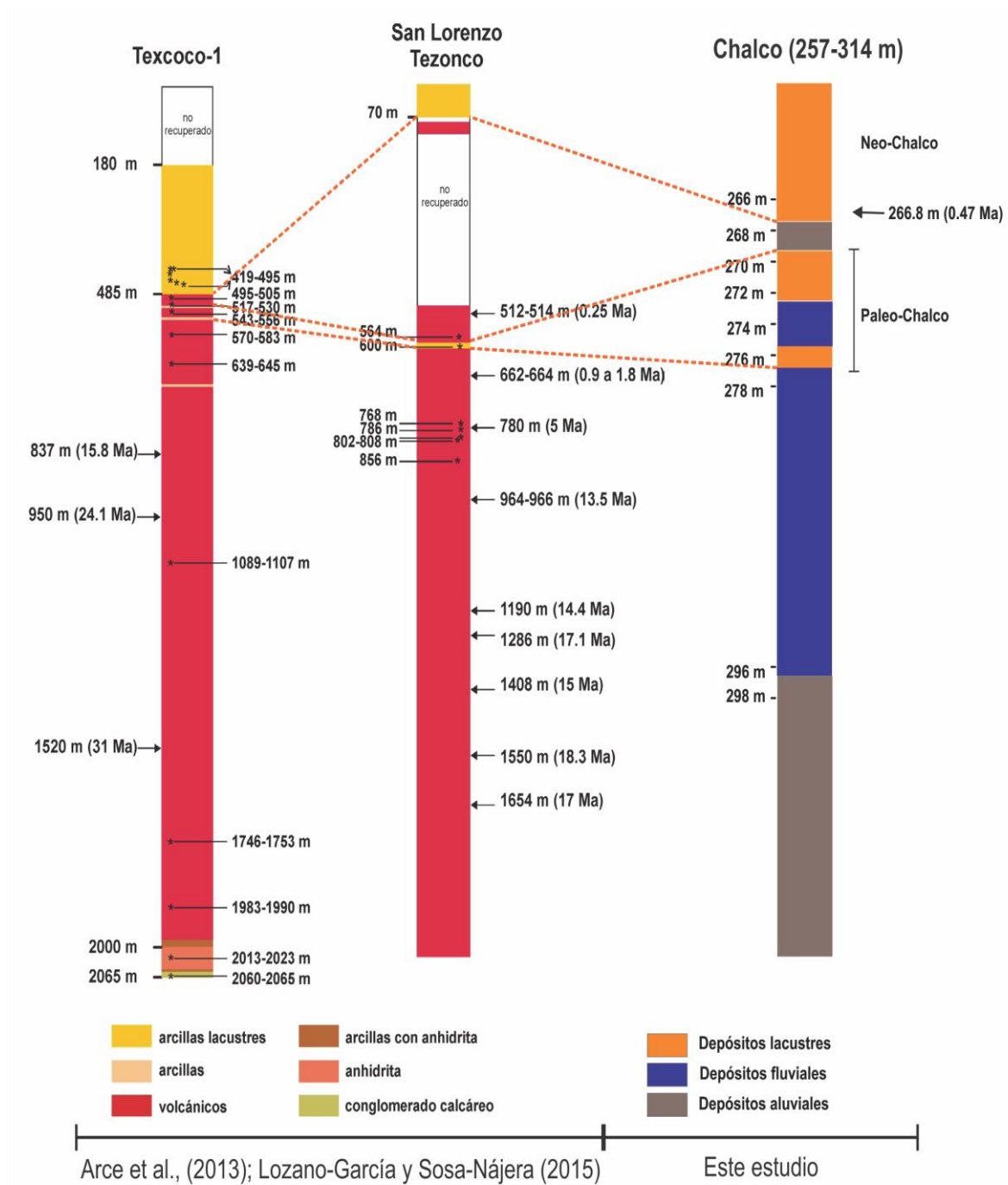
Los valores de C/N durante esta etapa oscilan entre 8 a 11.7, lo que sugiere sedimento rico en materia orgánica acuática y alta productividad lacustre (Figura 32). Los datos de  $\delta^{15}N$  indican la evolución de un ambiente productivo y profundo. Con lo anterior, el sistema lacustre de Chalco culminó su etapa formativa hace  $\sim 475 \pm 41$  ka.

## 6.2 Correlación estratigráfica con las perforaciones previas

La estratigrafía de la cuenca de México, a partir del pozo de San Lorenzo Tezonco, reporta la presencia de depósitos lacustres que sobreyacen a materiales volcánicos a partir de los 70 m de profundidad y hasta la superficie de esa región (Arce *et al.* 2013a). Sin embargo, Lozano-García y Sosa-Nájera (2015) reportan para el mismo núcleo la presencia de algas de la familia *Pediastrum* y *Botryococcus* en arcillas lacustres por debajo de los materiales volcánicos entre los 590 y 604 m de profundidad. Dado lo anterior, se sugirió la presencia de un cuerpo de agua lacustre que precedió a los depósitos volcánicos y en consecuencia al establecimiento definitivo del sistema lacustre. En el pozo Texcoco-1, los depósitos lacustres se presentan a partir de los 485 m de profundidad y sobreyacen a materiales volcánicos. Lozano-García y Sosa-Nájera (2015) reportan la presencia de diversas capas de arcilla entre los 525 y 642 m de profundidad con macroalgas como *Botryococcus* y *Pediastrum*, por lo que sugieren la presencia de un lago previo.

En términos temporales, se reportó que el paquete de materiales volcanoclásticos (andesita-basalto) que sobreyacen a las arcillas lacustres de San Lorenzo Tezonco (>604 m) tienen una edad aproximada de 250 ka, mientras que las lavas dacíticas que subyacen a dichas arcillas cuentan con una edad mayor que 1 Ma.

Los datos palinológicos, estratigráficos y cronológicos de las sucesiones de Texcoco y San Lorenzo Tezonco sugieren que puede existir una correlación entre los depósitos arcillosos previos reportados por Lozano-García y Sosa Nájera (2015) con los que en este trabajo se reportan como parte de la formación de Paleo-Chalco (Figura 35). Los tres sondeos indican un rango de edad entre 250 y 500 ka para el establecimiento del cuerpo de agua previo a Neo-Chalco.



**Figura 35.** Correlación estratigráfica propuesta para los sondeos obtenidos por Arce *et al.* (2013a) y el sondeo MEXI-CHA16-1C del lago de Chalco que este estudio analiza. Con líneas rojas punteadas se indica la posible correlación entre Paleo-Chalco con los depósitos lacustres reportados previamente a 580 m de profundidad en San Lorenzo Tezonco. También se correlaciona Neo-Chalco con los depósitos superiores de San Lorenzo Tezonco y Texcoco-1. Modificado de Lozano-García y Sosa-Nájera (2015)

### 6.3 Formación del lago de Chalco

Nuestros datos sugieren la formación de dos cuerpos de agua: Paleo-Chalco y Neo-Chalco. En ambos se muestran variaciones en la tasa  $Q/(Q+F)$  que sugieren regímenes de humedad distintos durante su formación. Por un lado, Paleo-Chalco estuvo asociado a la disminución de la humedad que permitió su establecimiento al reducir el aporte fluvial y, por otro lado, Neo-Chalco estuvo asociado al incremento de la humedad en la región. Ambas hipótesis son contrastantes y a su vez posibles al considerar que durante la generación y posterior evolución de sistemas lacustres en contextos tectónicos y volcánicos, como la cuenca de México, influyen dos parámetros: tectonismo y clima.

El tectonismo modifica la tasa de subsidencia de la región y el grado de exposición de los materiales a la meteorización; cuando la subsidencia incrementa, la erosión aumenta. Como consecuencia habrá mayor entrada de sedimentos al cuerpo lacustre. La subsidencia tiene respuesta doble en la profundidad de los lagos (espacio de acomodamiento de sedimento), por un lado, puede incrementar la formación del espacio de acomodamiento y por otro lado puede solvatar al sistema lacustre (Olsen, 1990).

La variabilidad climática, principalmente el régimen de precipitación, modifica la entrada y salida de agua en la cuenca al igual que acelerar el proceso de formación y transporte de sedimento al sistema lacustre (Carroll, 1999). De esta manera, el clima tiene una respuesta doble en la evolución de los lagos, ya que momentos de intensa precipitación puede aumentar la profundidad del lago o bien solvatar los sistemas lacustres por la constante entrada de sedimento.

La formación de Paleo-Chalco parece ser resultado de la variabilidad climática de la región. La disminución de la humedad resultó en la formación del lago debido a la reducción de la erosión y subsecuente transporte de sedimentos en la cuenca. En comparación con Paleo-Chalco, la formación de Neo-Chalco parece ser resultado del volcanismo asociado a la tefra CHA16-267, de modo que la morfología e





hidrografía de la cuenca pudieron permitir el desarrollo de espacio necesario para albergar a Neo-Chalco.

Es importante analizar por qué Neo-Chalco permaneció estable mientras que Paleo-Chalco alternaba su tirante de agua hasta que fue azolvado por las facies GSM. En los registros correspondientes en ambos lagos se observaron incrementos en la tasa  $Q/(Q+F)$  en los cuales ambos cuerpos de agua respondieron de modo distinto. Por un lado, en Paleo-Chalco, las facies GSC sugirieron que hubo aporte deltaico durante periodos húmedos, es decir mayor aporte sedimentario con potencial de azolvarlo. Sin embargo, se observó que el fin de Paleo-Chalco no estuvo asociado a variaciones en la tasa  $Q/Q+F$ , por lo que otros factores independientes de la humedad debieron haberse modificado para azolvar Paleo-Chalco. Nuestra hipótesis sugiere que el incremento de la subsidencia de la región pudo ser el causante de una mayor exposición de los materiales a la erosión y que en consecuencia azolvaron Paleo-Chalco, sin embargo no se cuentan con las evidencias necesarias para confirmarlo y dicha hipótesis se basa en lo reportado en otros sitios (p. ej. Olsen, 1990). Por otro lado, en Neo-Chalco, las diatomeas presentes sugirieron un cuerpo de agua profundo asociado al incremento de la humedad, sin embargo, es posible que el incremento en la subsidencia asociado al fin de Paleo-Chalco pudiera permitir la generación del espacio de acomodamiento necesario para preservar Neo-Chalco a pesar de un mayor aporte detrítico.

Adicionalmente, la transición de un ambiente aluvial a uno fluvial puede estar asociada a variaciones en la subsidencia. Olsen (1991) sugiere que con tasas de subsidencia lo suficientemente bajas, el ambiente sedimentario está representado por facies fluviales. Por el contrario, cuando la cuenca presenta altas tasas de subsidencia, el ambiente sedimentario es dominado por facies aluviales dado que la exposición de los materiales es mayor y en momentos de inestabilidad (sismos o alta precipitación) estos pueden desplazarse (Olsen, 1991). Aunque nuestros datos sustentan esta hipótesis, no son suficientes para validarla ya que sólo representan un punto de la cuenca. Se requiere de mayor información para validarla. En

términos climáticos, se observó que el constante incremento de la humedad asociado al aumento de la tasa  $Q/(Q+F)$  durante la etapa fluvial pudo haber favorecido el depósito de facies asociadas a corrientes fluviales.

Los estudios tanto tectónicos como paleoclimáticos en la cuenca de México han mostrado que el clima, el volcanismo y el tectonismo son importantes durante su evolución. Por un lado, la variabilidad climática ha modificado las condiciones limnológicas y ambientales de la región al modificar los regímenes de precipitación y temperatura (Caballero, 1997; Lozano-García *et al.* 2015; Torres-Rodríguez *et al.* 2015; Caballero *et al.*, 2019). Por otro lado, el volcanismo recurrente desde el Mioceno y particularmente durante el Cuaternario ha modificado el paisaje y la hidrografía de la zona (Siebe *et al.* 1995; Arce *et al.* 2003; Arana-Salinas *et al.* 2010; Guilbaud *et al.* 2015; Sosa-Ceballos *et al.* 2015). A sí mismo, la subsidencia de la región y su gradual aumento durante las últimas décadas, ha mostrado que éste factor puede modificar significativamente el relieve o incluso generar cuerpos lacustres (Morales *et al.* 1991; Ortega-Guerrero, 2006; Arango-Galván *et al.* 2011; Illades y Pérez, 2015; Solano-Rojas *et al.*; 2015). Derivado de lo anterior, es posible que todos estos factores hayan influenciado durante el desarrollo de las etapas formativas del lago de Chalco.



## Capítulo 7

### Conclusiones

Este trabajo analizó los sedimentos asociados a las etapas formativas del lago de Chalco sustentado en datos texturales, composicionales, mineralógicos, isotópicos y micromorfológicos. A partir del análisis de facies y estratigrafía del núcleo MEXI-CHA16-1C entre los 257 y 315 m se llegó a las siguientes conclusiones.

- ✓ La sucesión sedimentaria está conformada por tres grupos de facies: A) Detríticas (Limo laminado "LL", Arena masiva "AM", Arena limosa estratificada "ALE", Grava soportada por clastos "GSC", Grava soportada por matriz "GSM"), B) Biogénicas (Ooze de diatomeas "OD", Coquina "CO") y C) Volcaniclásticas (Pómez soportada por clasto "PCS").
- ✓ Se identificaron cuatro etapas en las que el ambiente de depósito cambió: A) Aluvial (315 - 301.8 m), B) Fluvial (301.8 - 280.3 m), C) Transicional fluvial-lacustre (280.3 - 267.5 m) y D) Lacustre (267.5 - 257 m).
- ✓ Durante la etapa aluvial dominaron los flujos de escombros y flujos hiperconcentrados; en la etapa fluvial flujos turbulentos, así como depósitos de planicie de inundación; en la etapa transicional depósitos lacustres y deltaicos; y finalmente la etapa lacustre por depósitos volcánicos de caída y lacustres.
- ✓ A lo largo de las distintas etapas formativas de Chalco se establecieron dos cuerpos de agua: Paleo-Chalco (pobre en nutrientes y somero) y Neo-Chalco (eutrófico y profundo).
- ✓ La formación de Paleo-Chalco, durante la etapa transicional fluvial - lacustre, fue resultado de la disminución de la humedad en la región que redujo los aportes fluviales en la cuenca.

- ✓ La formación de Neo-Chalco pudo ser favorecida por la actividad volcánica que depositó a la tefra CHA16-267, la cual por un lado modificó la morfología de la cuenca y por otro aportó nutrientes al lago.
- ✓ La tefra CHA16-267 fue posiblemente resultado de un evento volcánico asociado al colapso del cono “Los Pies” del complejo volcánico Iztaccíhuatl.
- ✓ De acuerdo a nuestro modelo de edad, la formación del lago de Chalco ocurrió hace  $\sim 475 \pm 41$  ka.
- ✓ Los datos de diatomeas y polen durante la formación de Neo-Chalco sugieren condiciones frías, esto en conjunto con la edad obtenida contextualizarían a los depósitos profundos del lago de Chalco durante el Estadio Isotópico Marino 12.
- ✓ Se sugiere continuar con el implemento de técnicas no cotidianas en el análisis paleoclimático, como la tasa  $Q/(Q+F)$ , utilizado por primera vez en los registros del lago de Chalco en este estudio.

Este trabajo aporta nueva información en la evolución de la cuenca de México, proporciona los primeros resultados del proyecto MexiDrill Chalco y es una contribución al entendimiento de la dinámica sedimentológica y climática de la cuenca. La cantidad de preguntas que genera este estudio es evidencia del potencial de los pozos obtenidos por el proyecto MexiDrill Chalco y abre la posibilidad de nuevos proyectos de investigación con el material disponible.



## Referencias

Acosta Noriega, E. C. (2019). *Análisis palinológico de una secuencia lacustre de 130,000 a 103,000 años A.P. del Lago de Chalco, México*. (Tesis licenciatura), UNAM, pp. 70

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Morán-Zenteno, D. J., y Alba-Aldave, L. (2002). *Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2), 1-14.

Arana-Salinas, L., Siebe, C., y Macías, J. L. (2010). *Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP “Ochre Pumice” Plinian eruption of Popocatepetl volcano, México*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192(3-4), 212-231.

Arango-Galván, C., Torre-González, B. D. L., Chávez-Segura, R. E., Tejero-Andrade, A., Cifuentes-Nava, G., y Hernández-Quintero, E. (2011). *Structural pattern of subsidence in an urban area of the southeastern Mexico Basin inferred from electrical resistivity tomography*. *Geofísica internacional*, 50(4), 401-409.

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

Arce, J. L., Macías, R., Palomo, A. G., Capra, L., Macías, J. L., Layer, P., y Rueda, H. (2008). *Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4), 944-958.

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

Arce, J. L., Layer, P. W., Lassiter, J. C., Benowitz, J. A., Macías, J. L., y Ramírez-Espinosa, J. (2013b). *40 Ar/39 Ar dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism*. *Bulletin of Volcanology*, 75(12), 774.

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

Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F. J., ... y Vásquez-Serrano, A. (2019). *Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Journal of Maps*, 15(2), 320-332.

Arnold, J. R., y Libby, W. F. (1951). *Radiocarbon dates*. *Science*, 113(2927), 111-120.

Aspler, L. B., Chiarenzelli, J. R., y Cousens, B. L. (2004). *Fluvial, lacustrine and volcanic sedimentation in the Angikuni sub-basin, and initiation of 1.84–1.79 Ga Baker Lake Basin, western Churchill Province, Nunavut, Canada*. *Precambrian Research*, 129(3-4), 225-250.

Augustinus, P., Bleakley, N., Deng, Y., Shane, P., y Cochran, U. (2008). *Rapid change in early Holocene environments inferred from lake Pupuke, Auckland city, New Zealand*. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 23(5), 435-447.

Avendaño-Villeda, D. A., Caballero, M., Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, S., y Brown, E. (2018). *Condiciones ambientales a finales del Estadio Isotópico 6 (EI 6: > 130000 años) en el centro de México: caracterización de una sección de sedimentos laminados proveniente del Lago de Chalco*. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 35(2), 168-178.



Barker, P., Telford, R., Merdaci, O., Williamson, D., Taieb, M., Vincens, A., y Gibert, E. (2000). *The sensitivity of a Tanzanian crater lake to catastrophic tephra input and four millennia of climate change*. *The Holocene*, 10(3), 303-310.

Bennion, H., y Simpson, G. L. (2011). *The use of diatom records to establish reference conditions for UK lakes subject to eutrophication*. *Journal of paleolimnology*, 45(4), 469-488.

Beverage, J. P., y Culbertson, J. K. (1964). *Hyperconcentrations of suspended sediment*. *Journal of the Hydraulics Division*, 90(6), 117-128.

Bloomfield, K. (1975). *A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico*. *Geologische Rundschau*, 64(1), 476-497.

Bogen, J. (1983). *Morphology and sedimentology of deltas in fjord and fjord valley lakes*. *Sedimentary Geology*, 36(2-4), 245-267.

Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy*: Pearson Prentice Hall. Upper Saddle River, New Jersey.

Böhnel, H., y Molina-Garza, R. (2002). *Secular variation in Mexico during the last 40,000 years*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 133(1-4), 99-109.

Bradbury, J. P. (1992). *Late Cenozoic lacustrine and climatic environments at Tule Lake, northern Great Basin, USA*. *Climate Dynamics*, 6(3-4), 275-285.

Brenner, M., Whitmore, T. J., Curtis, J. H., Hodell, D. A., y Schelske, C. L. (1999). *Stable isotope ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ) signatures of sedimented organic matter as indicators of historic lake trophic state*. *Journal of Paleolimnology*, 22(2), 205-221.

Brown, E. T., Werne, J. P., Lozano-García, S., Caballero, M., Ortega-Guerrero, B., Cabral-Cano, E., ... y Arciniega-Ceballos, A. (2012). *Scientific drilling in the basin of Mexico to evaluate climate history, hydrological resources, and seismic and volcanic hazards*. *Scientific Drilling*, 14, 72-75.

Brücher, T., Brovkin, V., Kloster, S., Marlon, J. R., y Power, M. J. (2014). *Comparing modelled fire dynamics with charcoal records for the Holocene*. *Climate of the Past*, 10(2), 811-824.

Caballero, M. (1997). *The last glacial maximum in the basin of Mexico: the diatom record between 34,000 and 15,000 years BP from Lake Chalco*. *Quaternary International*, 43, 125-136.

Caballero, M., y Ortega, B. (1998). *Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City*. *Quaternary Research*, 50(1), 69-79.

Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., y Ortega, B. (2010). *Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 359-377.

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

Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R. G., y Guillou, H. (2011). *Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range*. *Geological Magazine*, 148(3), 492-506.

Candra, I. N., Gerzabek, M. H., Ottner, F., Tintner, J., Wriessnig, K., & Zehetner, F. (2019). *Weathering and soil formation in rhyolitic tephra along a moisture gradient on Alcedo Volcano, Galápagos*. *Geoderma*, 343, 215-225.

Carroll, A. R., y Bohacs, K. M. (1999). *Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls*. *Geology*, 27(2), 99-102.

Cerca, M., Ferrari, L., López Martínez, M., Martiny, B., y Iriondo, A. (2007). *Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North American plate interaction*. *Tectonics*, 26(3).





Cerpa, L., Meza, P., Carlotto, V., Fornari, M., y Sempere, T. (2004). *Paleogeografía y evolución de la cuenca miocena de Descanso-Yauri (Cusco)*. En Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú (Vol. 5, pp. 175-182). Sociedad Geológica del Perú Lima.

Checa, A. G., Jiménez-López, C., Rodríguez-Navarro, A., y Machado, J. P. (2007). *Precipitation of aragonite by calcitic bivalves in Mg-enriched marine waters*. *Marine Biology*, 150(5), 819-827.

Chen, R., y Shen, J. (2015). *Rapid Environmental Change of Jingpo Lake in Mid-Holocene: Inferred from Fluvial/Lacustrine Sedimentary Facies Transition*. En *Earth Surface Processes and Environmental Changes in East Asia* (pp. 129-142). Springer, Tokyo.

Cohen, A., McGlue, M. M., Ellis, G. S., Zani, H., Swarzenski, P. W., Assine, M. L., y Silva, A. (2015). *Lake formation, characteristics, and evolution in retroarc deposystems: A synthesis of the modern Andean orogen and its associated basins. Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. *Geological Society of America Memoir*, 212, 309-335.

Crandell, D. R. (1971). *Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington* (No. 677). US Govt. Print. Off.

Cui, J. X., Zhou, S. Z., Han, H. T., Wang, J., y Xu, L. B. (2005). *Fluvial-lacustrine sediments and Holocene climatic and hydrologic events in the Renqiu section, China*. *Marine geology and quaternary geology*, 25(4), 107.

Davis, Briant L.; Smith, Deane K. y Holomany, Mark A. (1989) *Tables of Experimental Reference Intensity Ratios Table No. 2*, December, 1989. *Powder Diffraction*, 4, 201-204.

Dean, W. E. (1997). *Rates, timing, and cyclicity of Holocene eolian activity in north-central United States: Evidence from varved lake sediments*. *Geology*, 25(4), 331-334.

Dean, W. E. (1981). *Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes*.

Delgado-Granados H., Cassatta W., Gisbert Pinto G. y Paul R. (2017). *Historia geológica y eruptiva del volcán Popocatepetl*. En Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl (pp. 13-17). Instituto de Geología.

Edlund, M. B., y Kingston, J. C. (2004). *Expanding sediment diatom reconstruction model to eutrophic southern Minnesota lakes*. Final report to Minnesota Pollution Control Agency, CFMS Contract, (A45276), 32.

Enciso De la Vega, S. (1992). *Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México*. Revista Geofísica Internacional, volumen, 10(1), 26-36.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., y Carrasco-Núñez, G. (1999). *Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt*. Geology, 27(4), 303-306.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M. (2012). *The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone*. Tectonophysics, 522, 122-149.

Fisher, J. A., Krapf, C. B., Lang, S. C., Nichols, G. J., y Payenberg, T. H. (2008). *Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central Australia*. Sedimentology, 55(6), 1915-1930.

Folk, R. L. (1951). *A comparison chart for visual percentage estimation*. Journal of Sedimentary Research, 21(1).

Folk, R. L. (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company.

Frederick, C. D., y Cordova, C. E. (2019). *Prehispanic and colonial landscape change and fluvial dynamics in the Chalco Region, Mexico*. Geomorphology, 331, 107-126.



Fries, C. (1960). *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*. Univ. Nacional Autónoma de México.

Fritz, S. C., Baker, P. A., Lowenstein, T. K., Seltzer, G. O., Rigsby, C. A., Dwyer, G. S., ... y Luo, S. (2004). *Hydrologic variation during the last 170,000 years in the southern hemisphere tropics of South America*. *Quaternary Research*, 61(1), 95-104.

Gabito, L., Bonilla, S., y Antoniales, D. (2013). *Paleolimnological reconstruction of change in a subtropical lake: a comparison of the subfossil record to limnological data*. *Limnetica*, 32(2), 175-188.

García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., y Macías, J. L. (2008). *El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central*. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(1), 158-178.

García-Tenorio, F., (2008). *Avalancha de escombros del Pleistoceno Tardío del cono Los Pies, Complejo volcánico Iztaccihuatl (Tesis maestría)*: Posgrado en Geología, ESIA-IPN, pp. 147.

García-Tovar, G. P., y Martínez-Serrano, R. G. (2011). *Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México*. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 28(2), 301-322.

Garduño-Martínez, D. E., Puig, T. P., Solé, J., Martini, M., y Alcalá-Martínez, J. R. (2015). *K-Ar illite-mica age constraints on the formation and reactivation history of the El Doctor fault zone, central Mexico*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(2), 306-322.

Glantz, S. A., y Slinker, B. K. (1990). *Primer of applied regression and analysis of variance* (No. Sirsi) i9780070234079).

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., y Ferrari, L. (2005). *Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

Grantham, J. H., y Velbel, M. A. (1988). *The influence of climate and topography on rock-fragment abundance in modern fluvial sands of the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina*. *Journal of Sedimentary Research*, 58(2), 219-227.

Guilbaud, M. N., Arana-Salinas, L., Siebe, C., Barba-Pingarrón, L. A., y Ortiz, A. (2015). *Volcanic stratigraphy of a high-altitude mammuthus columbi (Tlacotenco, sierra Chichinautzin), central México*. *Bulletin of Volcanology*, 77(3), 17.

Harper, M. A., Howorth, R., y McLeod, M. (1986). *Late Holocene diatoms in Lake Poukawa: effects of airfall tephra and changes in depth*. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 20(1), 107-118.

Harrison, S., y Fritz, W. J. (1982). *Depositional features of March 1982 Mount St Helens sediment flows*. *Nature*, 299(5885), 720.

Henderson, P. J., y Last, W. M. (1998). *Holocene sedimentation in Lake Winnipeg, Manitoba, Canada: implications of compositional and textural variations*. *Journal of Paleolimnology*, 19(3), 265-284.

Herrera-Hernández, D. (2011). *Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del Cuaternario tardío de la cuenca de Chalco, México (Tesis maestría)*. Instituto de Geofísica Universidad Nacional Autónoma de México, 122.

Herrero, B. E., y Pal, S. (1977). *Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin, Mexico*. *Geofísica Internacional*, 17(2).

Herschy, R. W., y Fairbridge, R. W. (Eds.). (1998). *Lakes* en *Encyclopedia of hydrology and water resources*. Springer Science y Business Media.

Hickman, M., y Reasoner, M. A. (1994). *Diatom responses to late Quaternary vegetation and climate change, and to deposition of two tephras in an alpine and a sub-alpine lake in Yoho National Park, British Columbia*. *Journal of Paleolimnology*, 11(2), 173-188.



Hodell, D. A., & Schelske, C. L. (1998). *Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario*. *Limnology and Oceanography*, 43(2), 200-214.

Hollander, D. J., McKenzie, J. A., y Haven, H. L. T. (1992). *A 200 year sedimentary record of progressive eutrophication in Lake Greifen (Switzerland): implications for the origin of organic-carbon-rich sediments*. *Geology*, 20(9), 825-828.

Hutchinson, G. E. (1957). *A Treatise on Limnology. Vol 1: Georgraphy, Physics and Chemistry*. John Wiley y Sons.

Hutchinson, G. E. (1975). *A treatise on limnology: limnological botany (Vol. 3)*. John Wiley y Sons.

Illades, J. M. L., y Pérez, M. Á. C. (2015). *El hundimiento del terreno en la ciudad de México y sus implicaciones en el sistema de drenaje*. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 13(3), 13-18.

Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., y Sares, S. W. (1984). *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 103-116.

Jaimes-Viera, M. C., Del Pozzo, A. M., Layer, P. W., Benowitz, J. A., y Nieto-Torres, A. (2018). *Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 225-242.

Janda, R. J., Scott, K. M., Nolan, K. M., y Martinson, H. A. (1981). *Lahar movement, effects, and deposits*. En *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington (Vol. 1250, pp. 461-478)*. USGS.

Janssen, C. R., y Ijzermans-Lutgerhorst, W. (1973). *A "local" Late-Glacial pollen diagram from Limburg, Netherlands*. *Acta Botanica Neerlandica*, 22(3), 213-220.

Jenkins, R. (2006). *X-Ray Techniques: Overview*. En *Encyclopedia of Analytical Chemistry: Applications, Theory and Instrumentation*.

Johnsson, M. J., Stallard, R. F., y Meade, R. H. (1988). *First-cycle quartz arenites in the Orinoco River basin, Venezuela and Colombia*. *The Journal of Geology*, 96(3), 263-277.

Jones, F. W. (1938). *The measurement of particle size by the X-ray method*. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 166(924), 16-43.

Kershaw, A. P. (1997). *A modification of the Troels-Smith system of sediment description and portrayal*. *Quaternary Australasia*, 15(2), 63-68.

Klug, H. P., y Alexander, L. E. (1974). *X-ray diffraction procedures: for polycrystalline and amorphous materials*. *X-Ray Diffraction Procedures: For Polycrystalline and Amorphous Materials*, 2nd Edition, por Harold P. Klug, Leroy E. Alexander, pp. 992. ISBN 0-471-49369-4. Wiley-VCH, Mayo 1974., 992.

Last, W. M. (2002a). *Mineralogical analysis of lake sediments*. En *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 143-187). Springer, Dordrecht.

Last, W. M. (2002b). *Textural analysis of lake sediments*. En *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 41-81). Springer, Dordrecht.

Lewis, D. W. (1984). *Practical Sedimentology*: Stroudsburg. Pennsylvania, USA, Hutchinson Ross.

Lezama-Campos, J. L., Morales-Casique, E., Castrejón-Pineda, R., Arce, J. L., y Escolero, O. A. (2016). *Interpretación del registro geofísico del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y su correlación litológica en la cuenca de México*. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33(2), 198-208.

Lindholm, R. (2012). *A practical approach to sedimentology*. Springer Science y Business Media.



Lisiecki, L. E., y Raymo, M. E. (2005). *A Pliocene- Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records*. *Paleoceanography*, 20(1).

Lowe, D. R. (1982). *Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents*. *Journal of sedimentary research*, 52(1), 279-297.

Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). *Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco lake, central Mexico*. *Quaternary Research*, 40(3), 332-342.

Lozano-García, M., y Ortega-Guerrero, B. (1998). *Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99(2), 77-93.

Lozano-García, S., y Sosa-Nájera, S. (2015). *Análisis palinológico del Cenozoico de la cuenca de México: el registro polínico de los pozos Texcoco-I y San Lorenzo Tezonco*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 245-253.

Lozano-García, S., Ortega, B., Roy, P. D., Beramendi-Orosco, L., y Caballero, M. (2015). *Climatic variability in the northern sector of the American tropics since the latest MIS 3*. *Quaternary Research*, 84(2), 262-271.

Lozano-García, S., Brown, E. T., Ortega, B., Caballero, M., Werne, J., Fawcett, P. J., ... y Steinman, B. (2017). *Perforación profunda en el lago de Chalco: reporte técnico*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 299-311.

Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., y Zamorano-Orozco, J. (1994). *Geomorfología de la sierra de Santa Catarina, México*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 13-52.

Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustín, G., López-Pizaña, F., Avellán, D., (2012), *Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico*,

En Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S., (eds.), *The southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America, Field Guide 25*, 163–193.

Mack, G. H. (1981). *Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fore-thrust belt of north Georgia*. *Journal of Sedimentary Research*, 51(4), 1247-1258.

Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., y Brandle, J. L. (1999). *Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1-2), 125-150.

Martin del Pozzo, A. L. (1982). *Monogenetic volcanism in sierra Chichinautzin. Mexico: Bulletin of Volcanology*, 45(1), 9-24.

Martin del Pozzo, A. L. (1989). *Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin (Tesis doctoral)*, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico, DF.

Martínez-Abarca, R., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., & Caballero-Miranda, M. (2019). *Incendios y actividad volcánica: historia de fuego en la cuenca de México en el Pleistoceno tardío con base en registros de material carbonizado en el lago de Chalco*. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 36(2), 259-269.

Martini, M., Ramírez-Calderón, M., Solari, L., Villanueva-Amadoz, U., Zepeda-Martínez, M., Ortega-Gutiérrez, F., y Elías-Herrera, M. (2016). *Provenance analysis of Jurassic sandstones from the Otlaltepec Basin, southern Mexico: Implications for the reconstruction of Pangea breakup*. *Geosphere*, 12(6), 1842-1864.

Mazzullo, J. M., y Ehrlich, R. (1983). *Grain-shape variation in the St. Peter Sandstone; a record of eolian and fluvial sedimentation of an early Paleozoic cratonic sheet sand*. *Journal of Sedimentary Research*, 53(1), 105-119.





McGlue, M. M., Cohen, A. S., Ellis, G. S., y Kowler, A. L. (2013). *Late Quaternary stratigraphy, sedimentology and geochemistry of an underfilled lake basin in the Puna plateau (northwest Argentina)*. *Basin Research*, 25(6), 638-658.

Menking, K. M. (1997). *Climatic signals in clay mineralogy and grain-size variations in Owens Lake core OL-92, southeast California*. *Special papers-geological society of America*, 25-36.

Merkt, J., Lüttig, G., y Schneekloth, H. (1971). *Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente*. *Geologisches Jahrbuch*, 89, 607-623.

Meyers, P. A., Leenheer, M. J., & Bourbonniere, R. A. (1995). *Diagenesis of vascular plant organic matter components during burial in lake sediments*. *Aquatic Geochemistry*, 1, 35-52.

Meyers, P. A., & Lallier-Vergès, E. (1999). *Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates*. *Journal of Paleolimnology*, 21(3), 345-372.

Meyers, P. A., & Teranes, J. L. (2002). *Sediment organic matter*. In *Tracking environmental change using lake sediments* (pp. 239-269). Springer, Dordrecht.

Miall, A. D., y Postma, G. (1997). *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. *Sedimentary Geology*, 110(1), 149.

Miall, A. D. (2013). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer.

Mooser, F. (1961). *Informe sobre la geología de la cuenca del Valle de México*. Comisión Hidrológica del Valle de México. México, DF. Secretaría de Recursos Hidráulicos.

Mooser, F. (1969). *The Mexican volcanic belt; structure and development*. En *Proceedings, Pan-American Symposium on the Upper Mantle, Group* (Vol. 2, pp. 15-22).

Mooser, F., Nairn, A. E., y Negendank, J. F. (1974). *Palaeomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks: VIII a palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico*. *Geologische Rundschau*, 63(2), 451-483.

Mora Álvarez, G., Caballero Miranda, C., Urrutia Fucugauchi, J., y Uchiumi, S. (1991). *Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico?-a preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study*. *Geofísica Internacional*, 30(2).

Morales, R., Murillo-Fernandez, R., y Hernandez-Rubio, A. (1991). *Subsidence of the former Texcoco Lake*. En *The 4 th International Symposium on Land Subsidence*, Houston, TX, USA, 05/12-17/91 (pp. 35-43).

Navas-Parejo, P., Lara-Peña, R. A., Torres-Martínez, M. A., y Martini, M. (2018). *Biostratigraphy and petrography of upper Paleozoic rocks of Sierra Las Pintas, northern Baja California*. *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 160-171.

Negendak J. F. W. (1972). *Volcanisc of Valley of Mexico*. *N. Jb. Miner. Abh.* 117-2:183-195.

Nixon, G. T. (1989). *The Geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico*. *Geological Society of America Special Papers*, 219, 1-59.

Olsen, P. E. (1990). *Tectonic, Climatic, and Biotic Modulation of Lacustrine Ecosystems--Examples from Newark Supergroup of Eastern North America: Chapter 13*.

Ortega-Guerrero, B. (1992). *Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario tardío en el Lago de Chalco, Cuenca de México (Tesis doctoral)*. Universidad Nacional Autónoma de México.

Ortega-Guerrero, B., y Newton, A. J. (1998). *Geochemical characterization of Late Pleistocene and Holocene tephra layers from the Basin of Mexico, Central Mexico*. *Quaternary Research*, 50(1), 90-106.



Ortega Guerrero, B., Lozano García, M., Caballero, M., y Herrera Hernández, D. A. (2015). *Historia de la evolución deposicional del lago de Chalco, México, desde el MIS 3*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 67(2), 185-201.

Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, S., Herrera-Hernández, D., Caballero, M., Beramendi-Orosco, L., Bernal, J. P., ... y Avendaño-Villeda, D. (2017). *Lithostratigraphy and physical properties of lacustrine sediments of the last ca. 150 kyr from Chalco basin, central México*. Journal of South American Earth Sciences, 79, 507-524.

Ortega-Guerrero, B., García, L. C., y Linares-López, C. (2018). *Tephrostratigraphy of the late Quaternary record from Lake Chalco, central México*. Journal of South American Earth Sciences, 81, 122-140.

Ortega-Guerrero, M. A. (2006). *Land Subsidence Evolution And Controlling Mechanisms Near Mexico City: Environmental Planning And Management*. WIT Transactions on Ecology and the Environment, 89.

Ortega-Gutiérrez, F. (1980). *Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero*. Sociedad Geologica Mexicana, Libro Guia de la Excursion Geologica a la Parte Central de la Cuenca del Alto Rio Balsas, V Convencion Geologica Nacional, 1980.

Ortiz Zamora, D. D. C., y Ortega Guerrero, M. A. (2007). *Origen y evolución de un nuevo lago en la planicie de Chalco: implicaciones de peligro por subsidencia e inundación de áreas urbanas en Valle de Chalco (Estado de México) y Tláhuac (Distrito Federal)*. Investigaciones geográficas, (64), 26-42.

Osete, M. L., Ruiz-Martínez, V. C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., y Tarling, D. H. (2000). *Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: palaeomagnetic and radiometric evidence*. Tectonophysics, 318(1-4), 201-215.

Oviedo de León, A. (1967). *Estudio geológico del subsuelo, basado en los datos obtenidos de la perforación del pozo profundo Texcoco No. 1: Instituto Mexicano de Petróleo*. Departamento de Geología y Exploración, 1-18.

Palmer, B. A., y Shawkey, E. P. (2000). *Lacustrine-fluvial transitions in a small intermontane valley, Eocene Challis volcanic field, Idaho*. *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine Settings*, 99-118.

Palomo, A. G., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., y Mora, J. C. (2002). *Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Geofísica Internacional*, 41(2), 133-150.

PEMEX. (1987). *Informe geológico de los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Copilco-1 y Roma* (Reporte interno).

Pérez-Cruz, G. A. (1988). *Estudio sísmológico de reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México. (Tesis doctoral)* Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., ... y Gurnis, M. (2008). *Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico*. *Geophysical Research Letters*, 35(18).

Pérez, L., Massaferró, J., y Correa-Metrio, A. (2017). *Paleobioindicadores lacustres neotropicales*. UNAM.

Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentary rocks (Vol. 3)*. New York: Harper y Row.

Picurd, M. D. (1971). *Petrographic criteria for recognition of lacustrine and fluvial sandstone, PR Spring oil-impregnated sandstone area, southeast Uinta Basin, Utah*.

Rey, K. A., Mayo, A. L., Tingey, D. G., y Nelson, S. T. (2016). *Late Pleistocene to Early Holocene Sedimentary History of the Lake Bonneville Pilot Valley Embayment, Utah-Nevada, USA*. En *Developments in Earth Surface Processes (Vol. 20, pp. 184-220)*. Elsevier.



Robin, C. (1982). *México*. En R. Thorpe, *Andesites* (págs. 137-147). Wiley.

Roeser, P., Franz, S. O., y Litt, T. (2016). *Aragonite and calcite preservation in sediments from Lake Iznik related to bottom lake oxygenation and water column depth*. *Sedimentology*, 63(7), 2253-2277.

Sarocchi, D., Borselli, L., y Macías, J. L. (2005). *Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 371-382.

Schnurrenberger, D., Russell, J., y Kelts, K. (2003). *Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components*. *Journal of Paleolimnology*, 29(2), 141-154.

Siebe, C., Abrams, M., y Macías, J. L. (1995). *Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual como del volcán Popocatepetl*. In *Volcán Popocatepetl estudios realizados durante la crisis de 1994-1995* (pp. 195-220). México. Comité Científico Asesor CENAPRED-UNAM.

Siebe, C., Schaaf, P., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1999). *Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central Mexico*. *Geological Society of America Bulletin*, 111(10), 1550-1562.

Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J. L., Gardner, J., y Bonasia, R. (2017). *The ~ 23,500 y 14C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatepetl volcano, México*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 333, 66-95.

Sly, P. G. (1978). *Sedimentary processes in lakes*. In *Lakes* (pp. 65-89). Springer, New York, NY.

Smith, G. A. (1986). *Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process*. *Geological Society of America Bulletin*, 97(1), 1-10.

Smith, G. A., y Lowe, D. R. (1991). *Lahars: Volcano hydrologic-events and deposition in the debris flow – Hyperconcentrated flow continuum*.

Smol, J. P., Birks, H. J., y Last, W. M. (Eds.). (2002). *Tracking environmental change using lake sediments: Volume 3: Terrestrial, algal, and siliceous indicators (Vol. 3)*. Springer Science y Business Media.

Sohn, Y. K., Rhee, C. W., y Kim, B. C. (1999). *Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea*. *The Journal of Geology*, 107(1), 111-132.

Solano-Rojas, D., Cabral-Cano, E., Hernández-Espriú, A., Wdowinski, S., DeMets, C., Salazar-Tlaczani, L., ... y Bohane, A. (2015). *La relación de subsidencia del terreno InSAR-GPS y el abatimiento del nivel estático en pozos de la zona Metropolitana de la Ciudad de México*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 273-283.

Sosa-Ceballos, G., Gardner, J. E., Siebe, C., y Macías, J. L. (2012). *A caldera-forming eruption ~ 14,100 14C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213, 27-40.

Suttner, L. J., & Dutta, P. K. (1986). *Alluvial sandstone composition and paleoclimate; I, Framework mineralogy*. *Journal of Sedimentary Research*, 56(3), 329-345.

Stevenson, R. J., Pan, Y., y van Dam, H. E. R. M. A. N. (2010). *Assessing environmental conditions in rivers and streams with diatoms*. *The diatoms: applications for the environmental and earth sciences*, 2, 57-85.

Swinamer, R. T. (1989). *The geomorphology, geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the Sierra del Chichinautzin, Mexico (Tesis doctoral)* Queen's University, Kingston, Ontario, Canada).

Taboada, T., Rodríguez-Lado, L., Ferro-Vázquez, C., Stoops, G., & Cortizas, A. M. (2016). *Chemical weathering in the volcanic soils of Isla Santa Cruz (Galápagos Islands, Ecuador)*. *Geoderma*, 261, 160-168.



Talbot, M. R., & Johannessen, T. (1992). *A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter*. *Earth and Planetary Science Letters*, 110(1-4), 23-37.

Talbot M.R., (2001) *Nitrogen isotopes in palaeolimnology*. En: Last WM, Smol JP (eds) *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 2: physical and geochemical methods*. Kluwer, Dordrecht, pp 401-439

Talbot, M. R., y Lærdal, T. (2000). *The Late Pleistocene-Holocene palaeolimnology of Lake Victoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic matter*. *Journal of Paleolimnology*, 23(2), 141-164.

Tan, P. N., Steinbach, M., & Kumar, V. (2006). *Cluster analysis: basic concepts and algorithms*. *Introduction to data mining*, 8, 487-568.

Tavares, A. C., Borghi, L., Corbett, P., Nobre-Lopes, J., y Câmara, R. (2015). *Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria*. *Brazilian Journal of Geology*, 45(3), 415-429.

Team, R. C. (2013). *R: A language and environment for statistical computing*.

Telford, R. J., Barker, P., Metcalfe, S., y Newton, A. (2004). *Lacustrine responses to tephra deposition: examples from Mexico*. *Quaternary Science Reviews*, 23(23-24), 2337-2353.

Teller, J. T., y Last, W. M. (1981). *Late Quaternary history of Lake Manitoba, Canada*. *Quaternary Research*, 16(1), 97-116.

Torres Rodríguez, E. (2015). *Historia climática y cambios en la vegetación en la cuenca de México durante el último ciclo glacial (tesis doctoral)*, UNAM, pp. 212

Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, S., Roy, P., Ortega, B., Beramendi-Orosco, L., Correa-Metrio, A., y Caballero, M. (2015). *Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands*. *Journal of Quaternary Science*, 30(1), 88-99.

Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, S., Caballero-Miranda, M., Ortega-Guerrero, B., Sosa-Nájera, S., y Debajyoti-Roy, P. (2018). *Pollen and non-pollen palynomorphs of Lake Chalco as indicators of paleolimnological changes in high-elevation tropical central Mexico since MIS 5*. *Journal of Quaternary Science*, 33(8), 945-957.

Tröels-Smith, J. (1955). *Characterization of unconsolidated sediments: Dansk Geologiske Undersøgelse*, ser.

Urrutia, J. F., y Chávez, R. S. (1991). *Gravity modeling of lake basin structure: the lakes of Xochimilco and Chalco, southern basin of Mexico*. En 64th Annual International Meeting: United States of America, Society of Exploration Geophysics (SEG) Annual Proceedings, Expanded Abstracts Book (Vol. 94, pp. 655-657).

Vallance, J. W., y Iverson, R. M. (2015). *Lahars and their deposits*. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 649-664). Academic Press.

Van Dam, H., Mertens, A., y Sinkeldam, J. (1994). *A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands*. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 28(1), 117-133.

Van de Kamp, P. C. (2010). *Arkose, subarkose, quartz sand, and associated muds derived from felsic plutonic rocks in glacial to tropical humid climates*. *Journal of Sedimentary Research*, 80(10), 895-918.

Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, L. R. (1989). *Geología de la cuenca de México: Geofísica Internacional (México)*, v. 28.

Vos, P. C., y De Wolf, H. (1993). *Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands; methodological aspects*. *Hydrobiologia*, 269(1), 285-296.

Wadell, H. (1932). *Volume, shape, and roundness of rock particles*. *The Journal of Geology*, 40(5), 443-451.





Weltje, G. J. (1994). *Provenance and dispersal of sand-sized sediments: reconstruction of dispersal patterns and sources of sand-sized sediments by means of inverse modelling techniques*(Vol. 121, pp. 1-208). Utrecht University.

Wetzel, R. G., & Likens, G. E. (2013). *Limnological analyses*. Springer Science & Business Media.

Whitney, B. S., y Mayle, F. E. (2012). *Pediastrum species as potential indicators of lake-level change in tropical South America*. *Journal of paleolimnology*, 47(4), 601-615.

Zervas, D., Nichols, G. J., Hall, R., Smyth, H. R., Lüthje, C., y Murtagh, F. (2009). *SedLog: A shareware program for drawing graphic logs and log data manipulation*. *Computers y Geosciences*, 35(10), 2151-2159.

Zhong, W., Wei, Z., Chen, Y., Shang, S., Xue, J., Ouyang, J., ... y Zhu, C. (2017). *A 15.4-ka paleoclimate record inferred from  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{15}N$  of organic matter in sediments from the sub-alpine Daping Swamp, western Nanling Mountains, South China*. *Journal of paleolimnology*, 57(2), 127-139.


# Apéndices


## Apéndice I: Columna estratigráfica MEXI-CHA16-1C


### Leyenda


#### Facies


 *Detríticas*

 Limo laminado (LL)


 Arena masiva (AM)


 Arena limosa estratificada (ALE)

 Grava soportada por matriz (GSM)


 Grava soportada por clastos (GSC)

 *Biogénicas*

 Ooze diatomeas (OD)


 Coquina (CO)

 *Volcaniclásticos*

 Pómez soportado por clastos (PSC)

#### Restos

 Materia orgánica amorfa y raices

 Ostrácodos

#### Tipo de contacto


..... Gradual

~~~~~ Erosivo

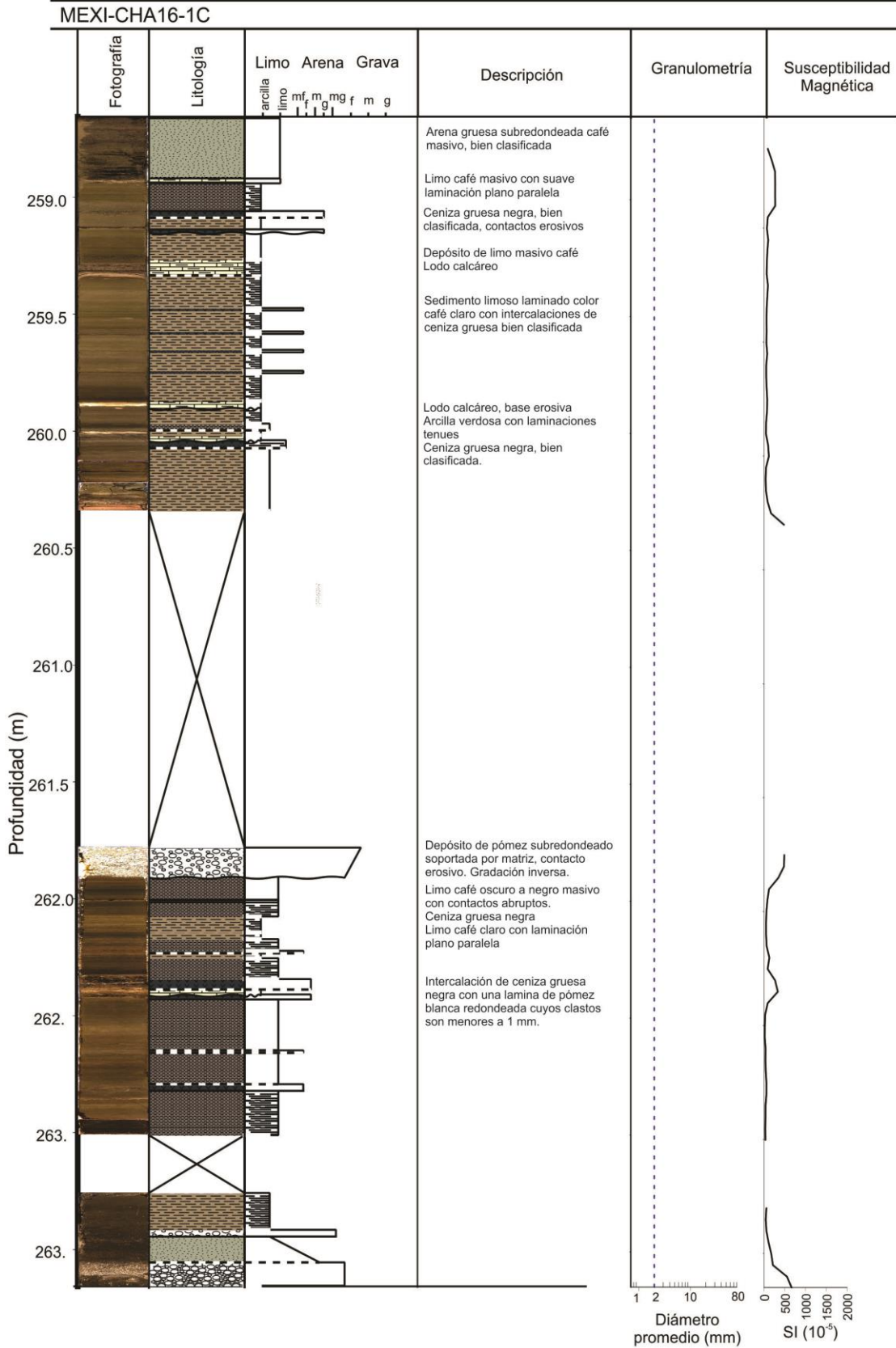
———— Abrupto

#### Estructuras sedimentarias

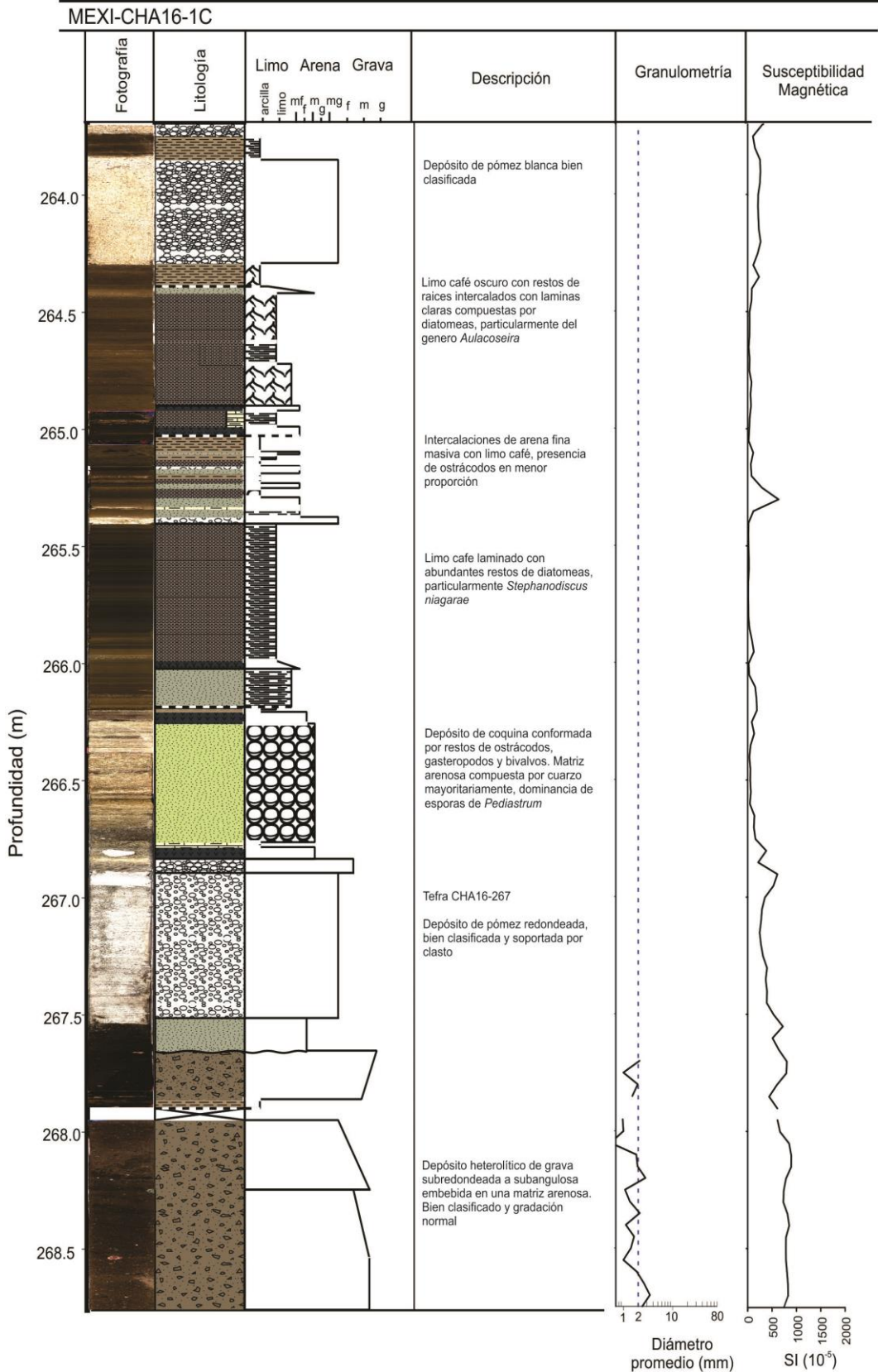
 Laminación ondulada

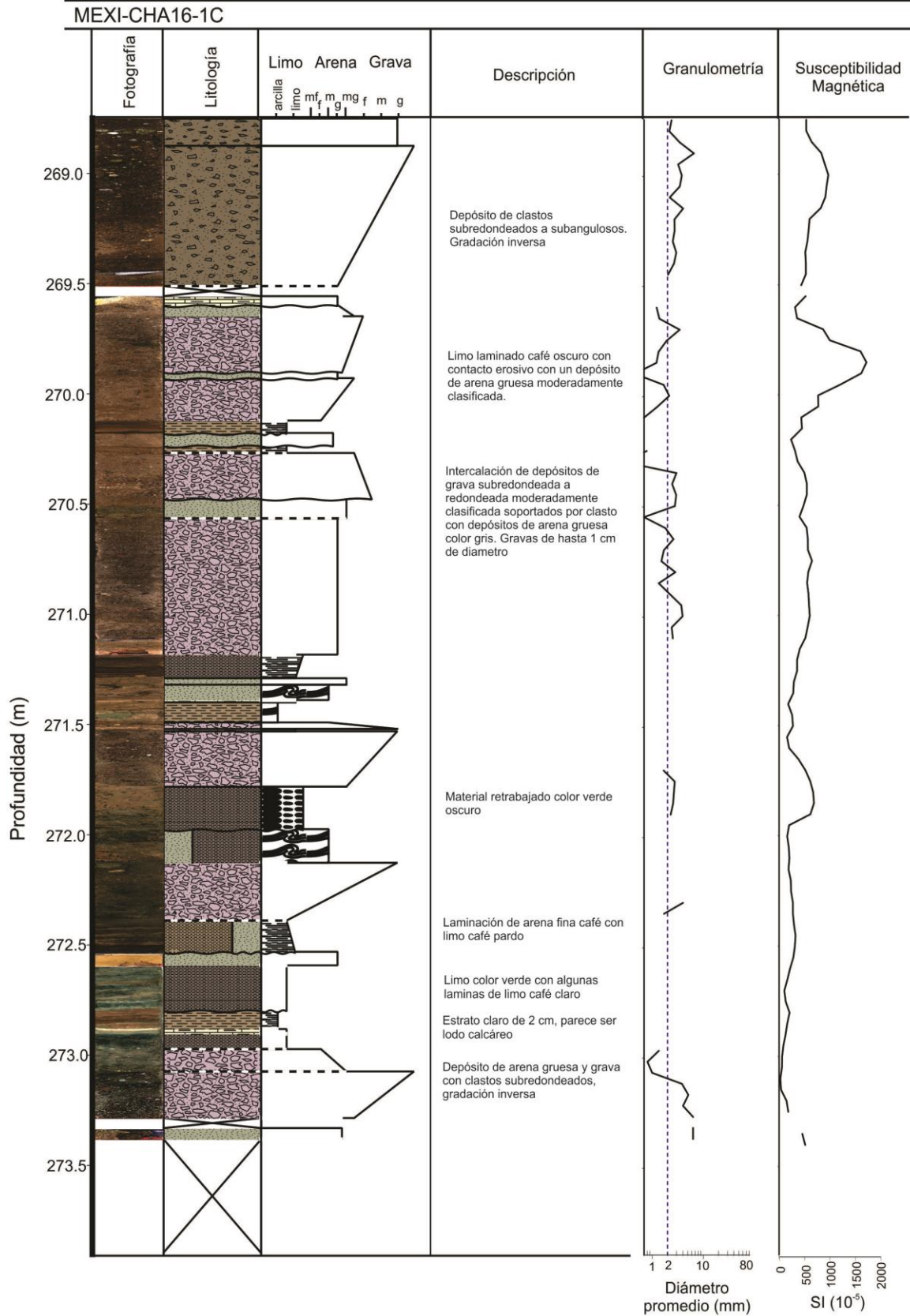
 Laminación paralela

 Laminación convoluta

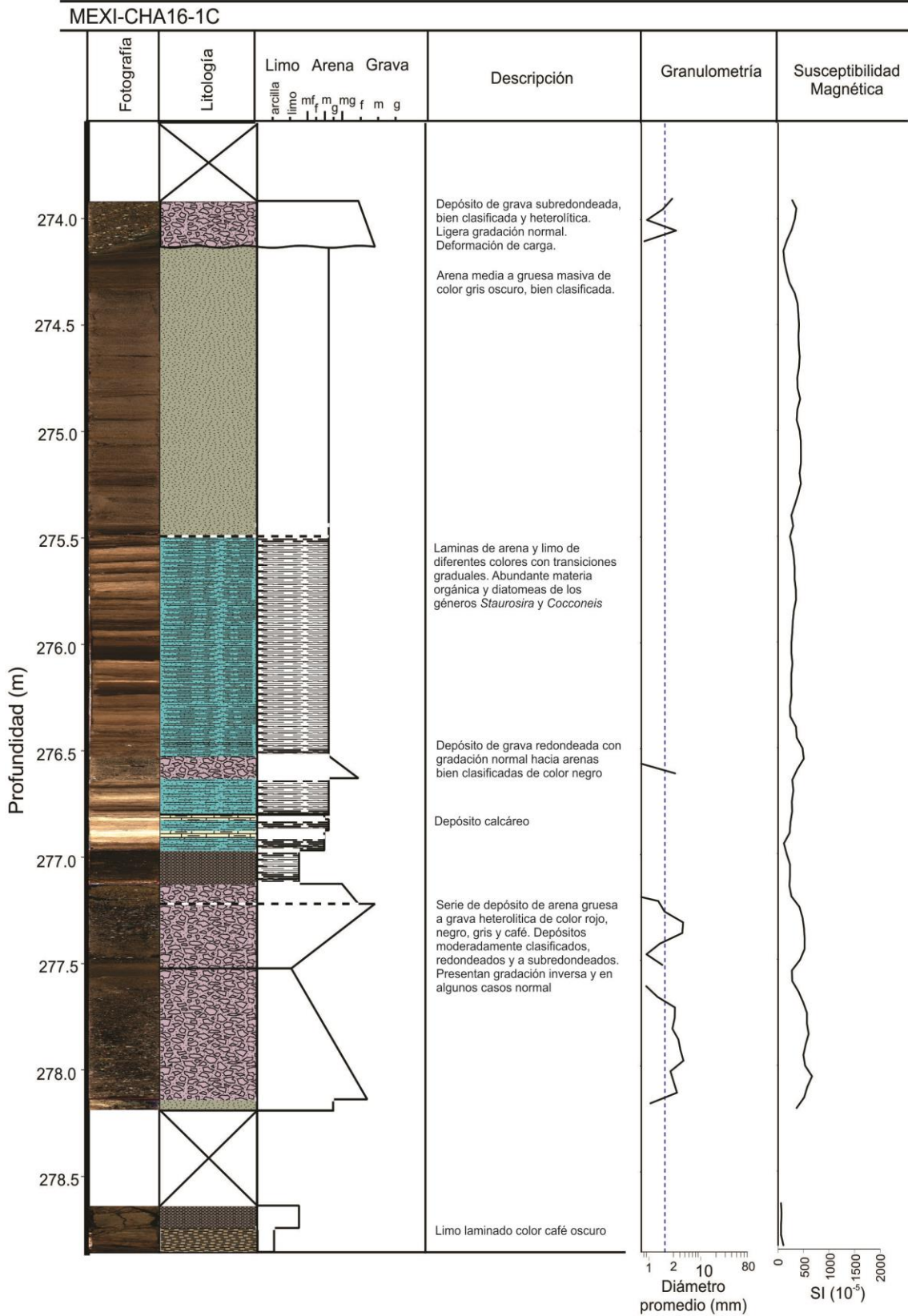


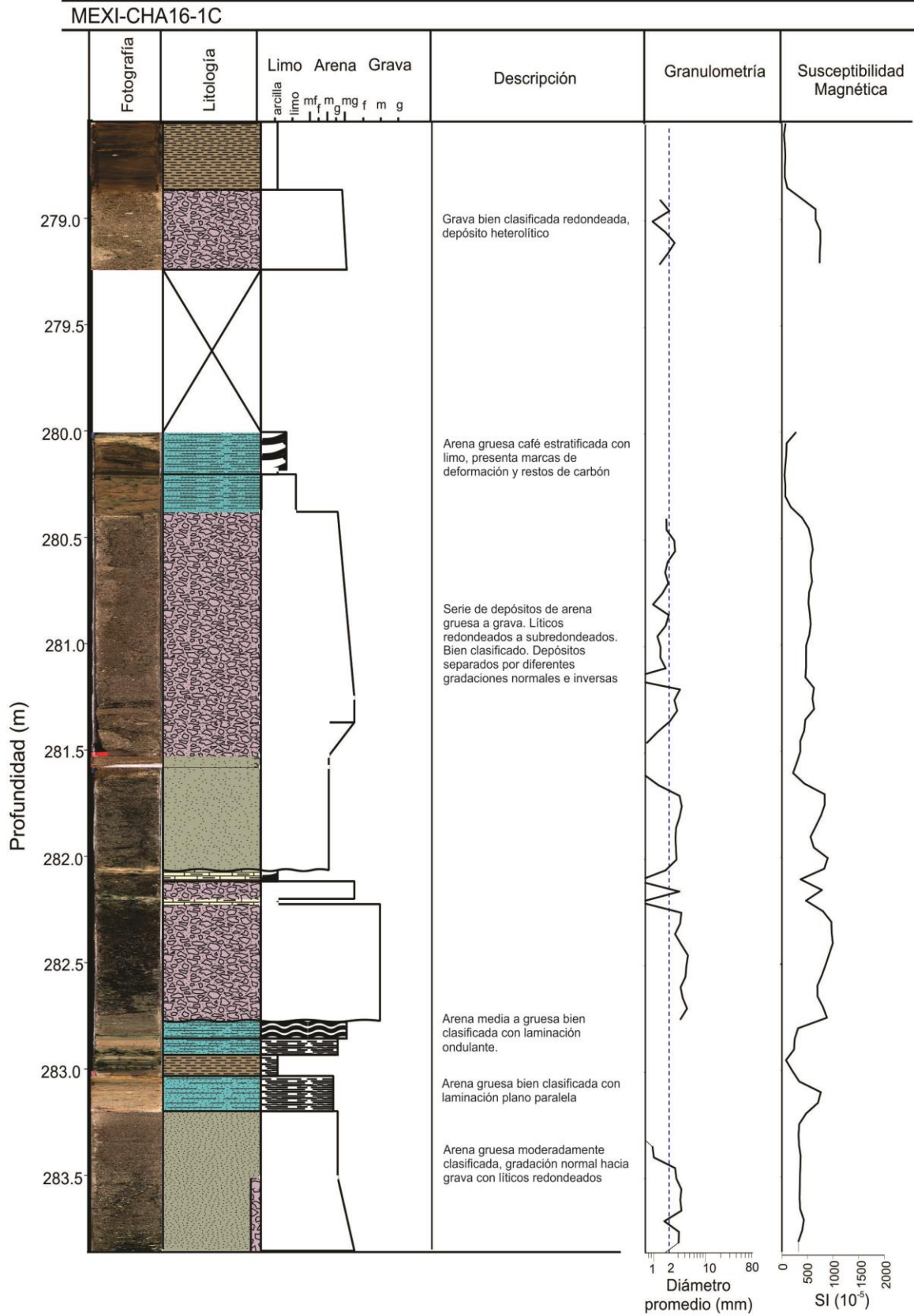
Lago de Chalco: registro sedimentario y estratigráfico de sus etapas formativas



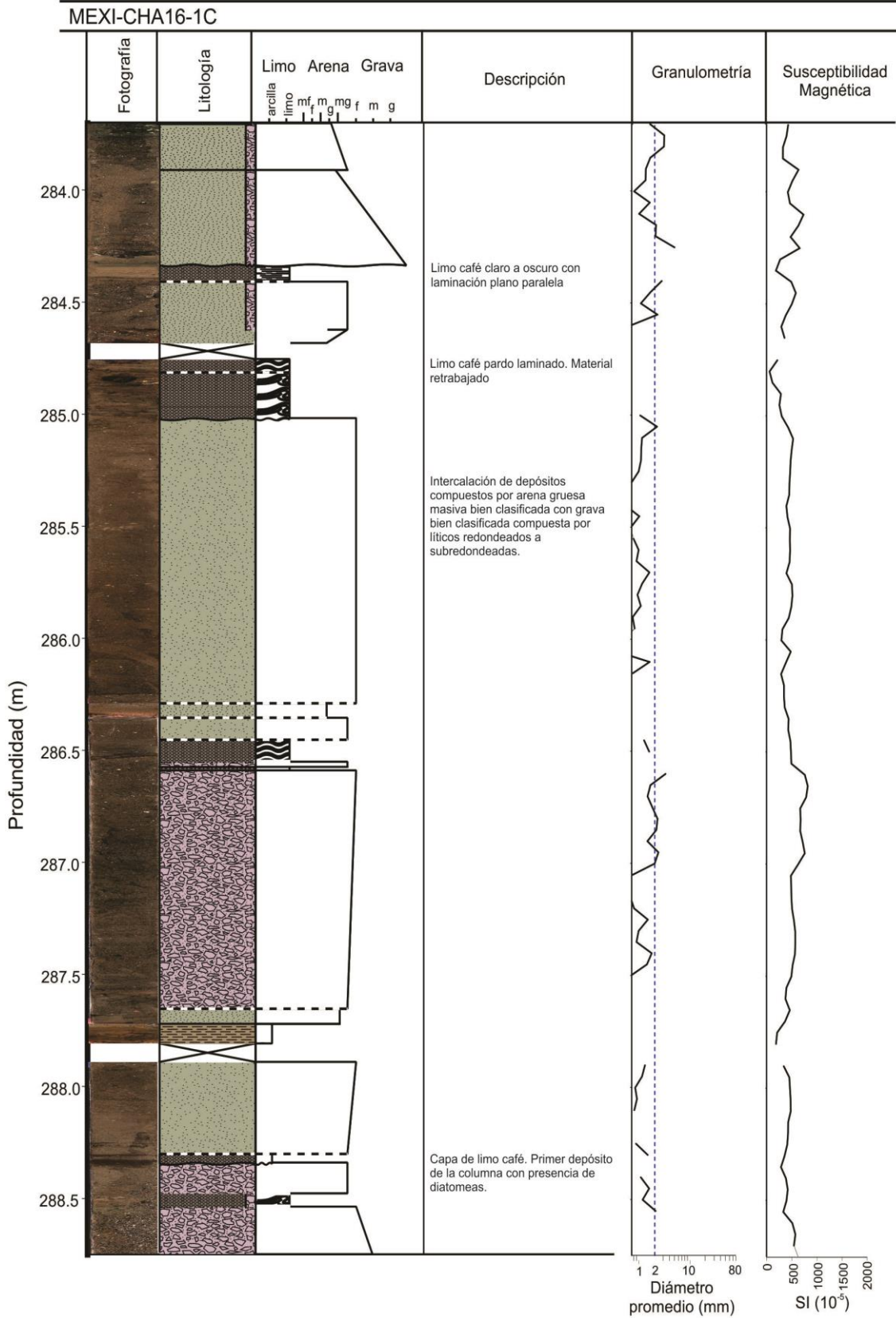


Lago de Chalco: registro sedimentario y estratigráfico de sus etapas formativas

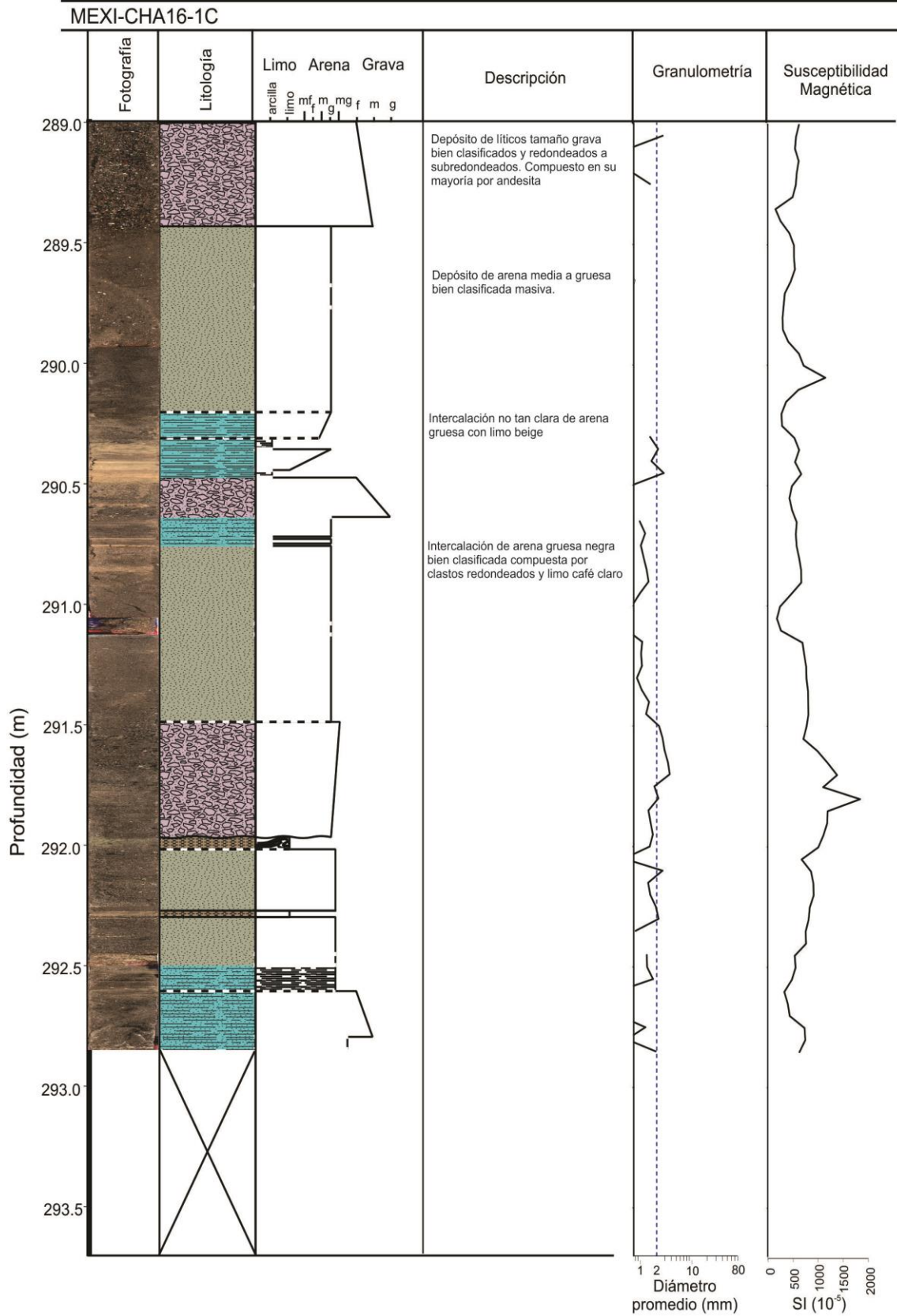




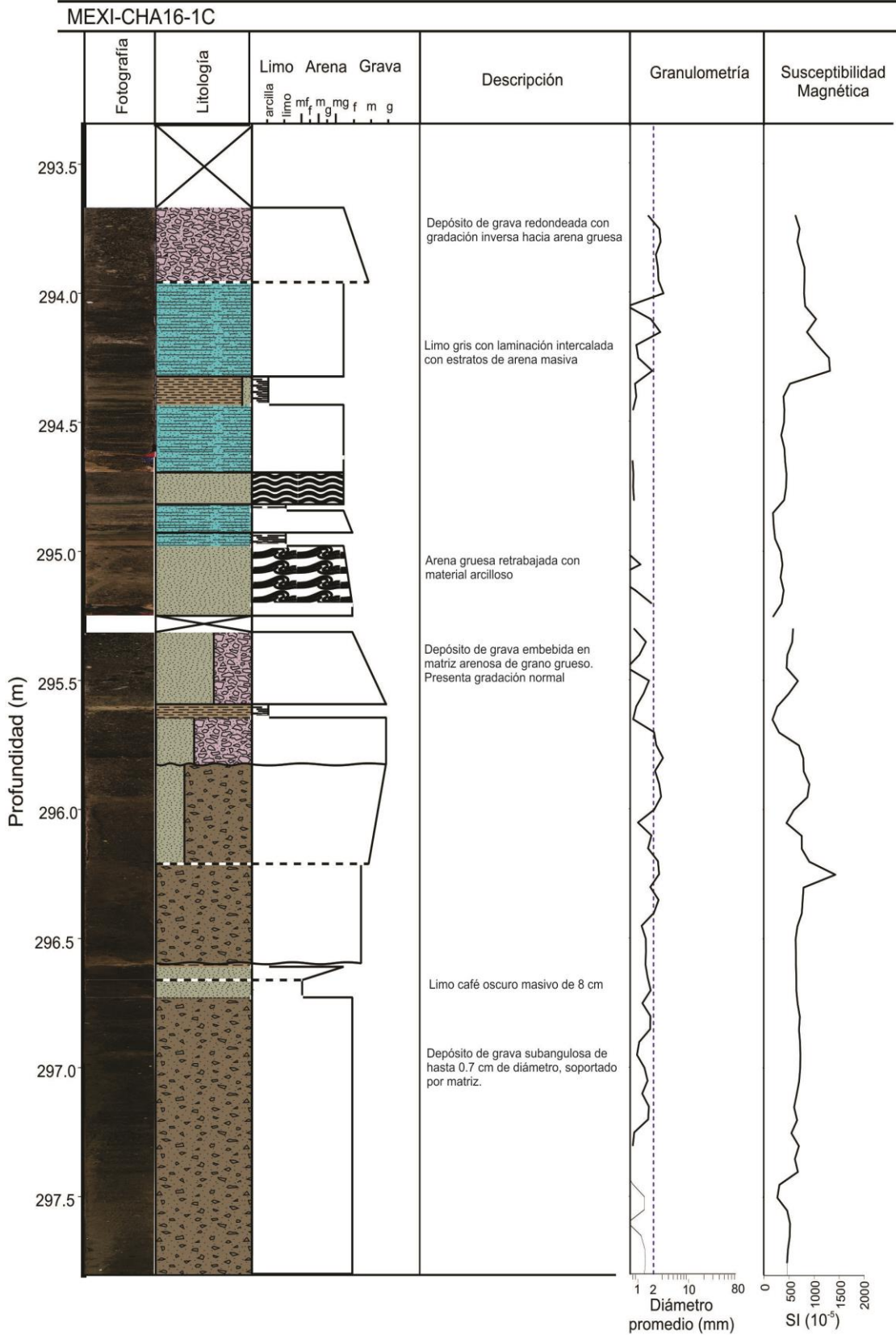
Lago de Chalco: registro sedimentario y estratigráfico de sus etapas formativas

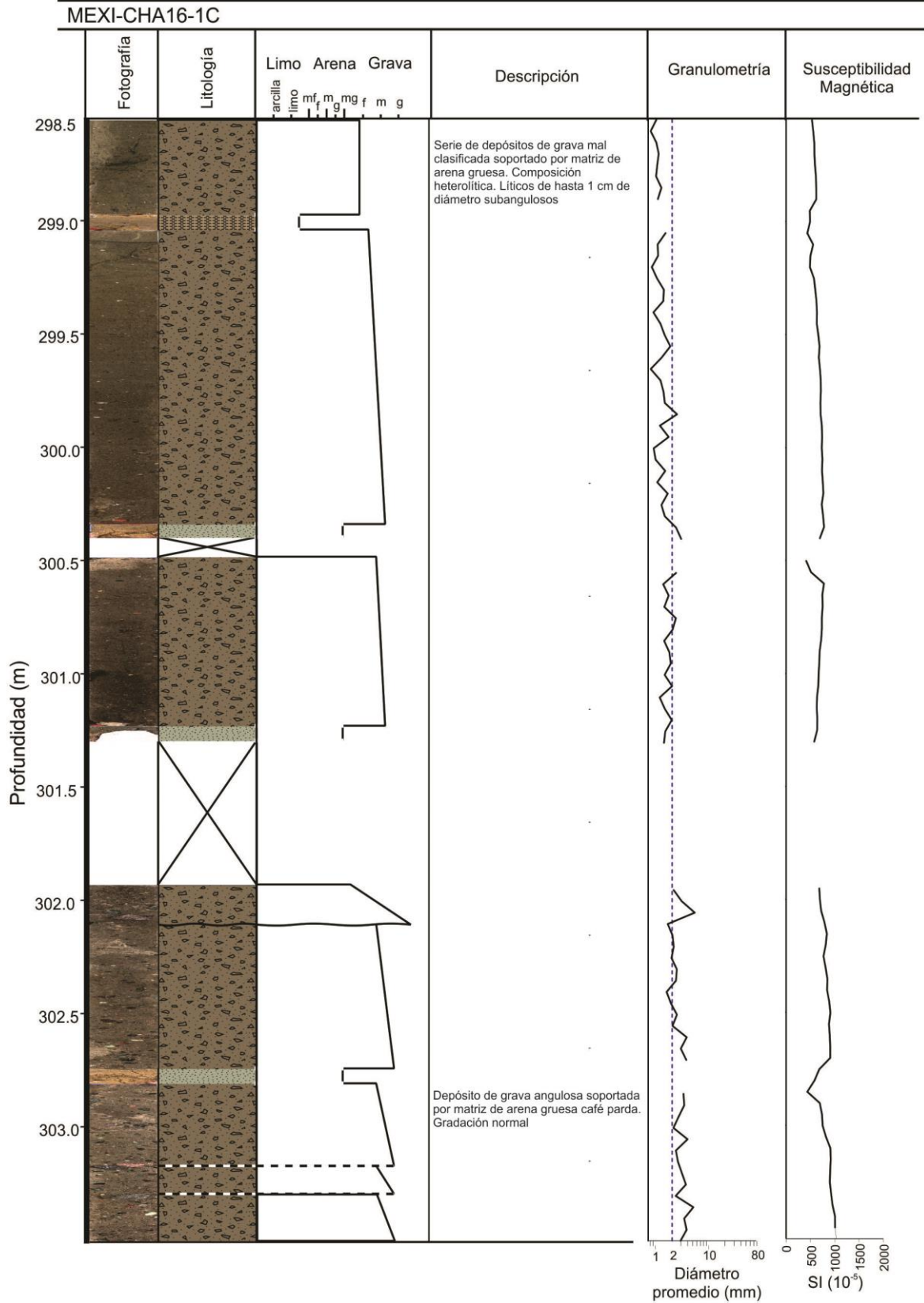




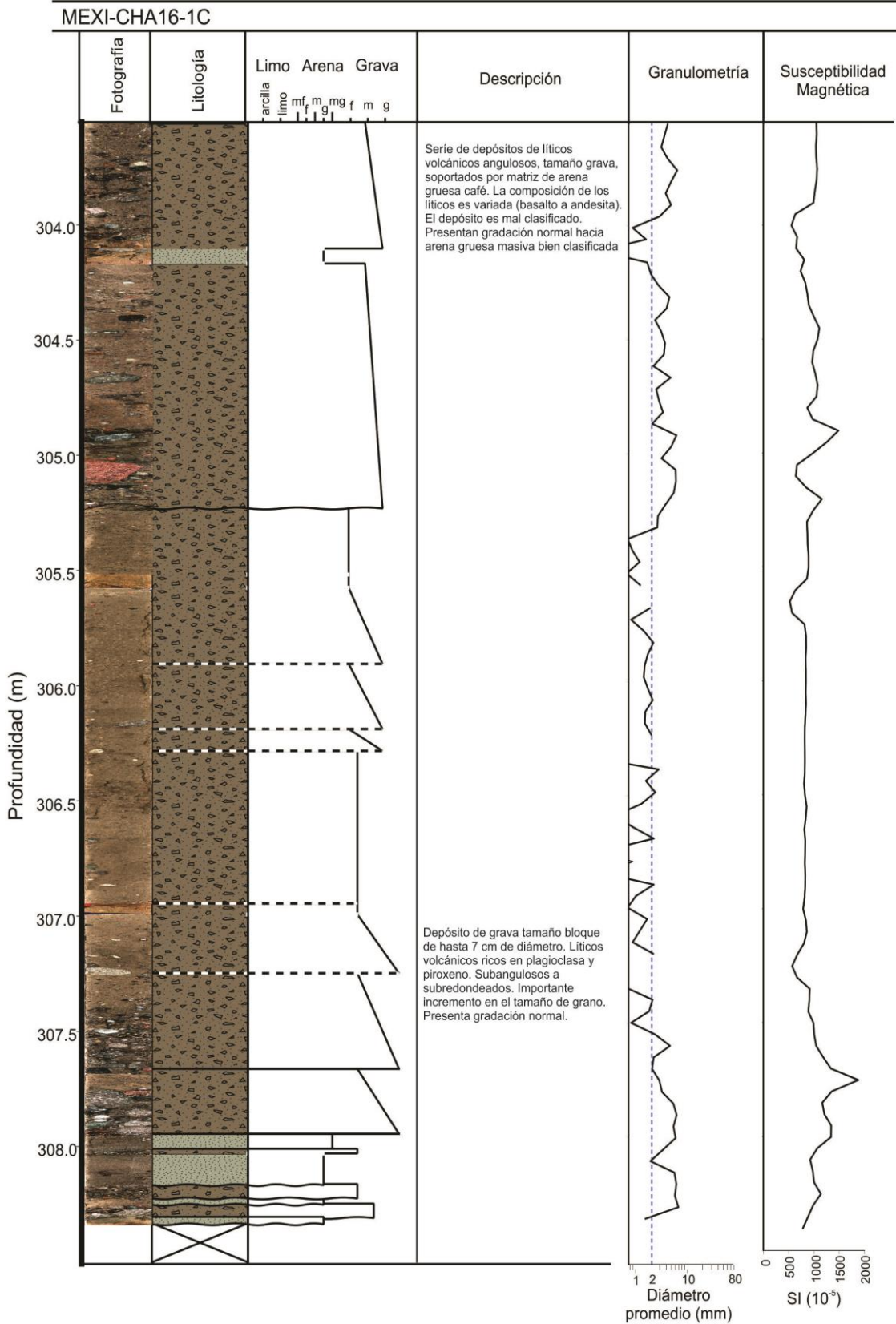


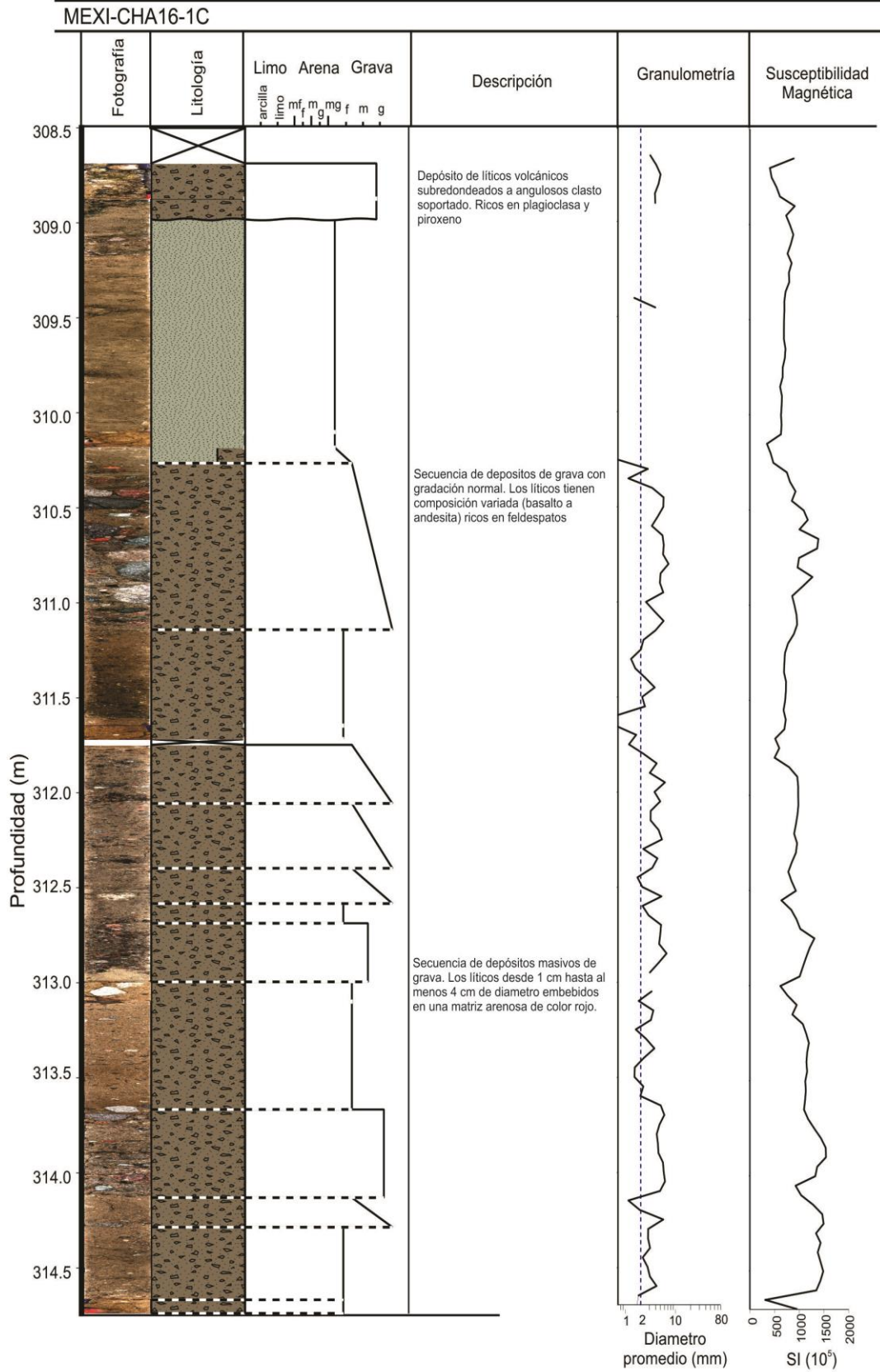
Lago de Chalco: registro sedimentario y estratigráfico de sus etapas formativas





Lago de Chalco: registro sedimentario y estratigráfico de sus etapas formativas





| Tramo | cm  | Prof   | Facies | Granulometría |      |       | Comp. Mayores |       |      | Mineralogía (DRX) - Componentes detríticos |      |      |      |      |      |      |       | Componentes biogénicos |       |      |    |           |             |        |        |   |       |
|-------|-----|--------|--------|---------------|------|-------|---------------|-------|------|--------------------------------------------|------|------|------|------|------|------|-------|------------------------|-------|------|----|-----------|-------------|--------|--------|---|-------|
|       |     |        |        | Arcilla       | Limo | Arena | Detr          | Autig | Biog | Qzo                                        | Plag | Mica | Clor | Hbn  | Fors | Calc | Arago | Diato                  | Espic | Fito | MO | Rest Vasc | Part Carbon | Raices | Ostrac |   |       |
| 171-1 | 1   | 261.17 | AL     | 10.4          | 37.6 | 51.8  | 95            | 0     | 5    | 18.8                                       | 58.6 | 0    | 8.57 | 13.9 | 0    | 0    | 0     | 0                      | 0     | 0    | 40 | 0         | 50          | 10     | 0      |   |       |
| 172-1 | 13  | 261.83 | OD     | 12.8          | 71.3 | 15.8  | 20            | 0     | 80   |                                            |      |      | BC   |      |      |      |       |                        |       | 38   | 25 | 0         | 25          | 0      | 13     | 0 | 0     |
| 173-1 | 128 | 264.5  | OD     | 7.1           | 71.7 | 21.2  | 10            | 0     | 90   |                                            |      |      | BC   |      |      |      |       |                        |       | 78   | 11 | 0         | 10          | 0      | 1      | 0 | 0     |
| 173-2 | 6   | 264.68 | OD     | 6.34          | 65.3 | 28.4  | 35            | 5     | 60   |                                            |      |      | BC   |      |      |      |       |                        |       | 17   | 50 | 0         | 20          | 0      | 13     | 0 | 0     |
| 174-1 | 8   | 264.82 | OD     |               |      |       | 10            | 0     | 90   |                                            |      |      |      |      |      |      |       |                        |       | 33   | 33 | 0         | 17          | 0      | 17     | 0 | 0     |
| 174-1 | 75  | 265.49 | OD     | 5.2           | 59.0 | 28.4  | 30            | 0     | 70   |                                            |      |      | BC   |      |      |      |       |                        |       | 17   | 11 | 0         | 57          | 0      | 14     | 0 | 0     |
| 174-1 | 80  | 265.54 | OD     |               |      |       | 5             | 0     | 95   |                                            |      |      |      |      |      |      |       |                        |       | 53   | 21 | 0         | 21          | 0      | 5      | 0 | 0     |
| 174-1 | 123 | 265.97 | CO     |               |      |       | 5             | 0     | 95   |                                            |      |      |      |      |      |      |       |                        |       | 8    | 7  | 0         | 5           | 0      | 11     | 0 | 68.42 |
| 174-2 | 1   | 266.17 | CO     | 3.3           | 48.1 | 48.5  | 2             | 0     | 98   | 1.3                                        | 6.8  | 0    | 0    | 0    | 0    | 42.5 | 49.2  |                        |       | 4    | 16 | 0         | 9           | 0      | 1      | 0 | 69.39 |
| 175-1 | 4   | 266.31 | CO     |               |      |       | 10            | 0     | 90   |                                            |      |      |      |      |      |      |       |                        |       | 11   | 22 | 0         | 1           | 0      | 10     | 0 | 55.56 |
| 175-1 | 28  | 266.55 | CO     |               |      |       | 2             | 0     | 98   |                                            |      |      |      |      |      |      |       |                        |       | 20   | 23 | 0         | 2           | 0      | 0      | 0 | 54.08 |
| 175-1 | 119 | 267.46 | OD     |               |      |       | 40            | 0     | 60   |                                            |      |      |      |      |      |      |       |                        |       | 83   | 3  | 5         | 0           | 0      | 8      | 0 | 0     |
| 177-1 | 57  | 269.89 | LL     | 12.8          | 60.3 | 26.9  | 91            | 0     | 9    | 14.2                                       | 45.5 | 0    | 0    | 1.3  | 38.8 | 0    | 0     |                        |       | 11   | 0  | 78        | 11          | 0      | 0      | 0 | 0     |
| 177-2 | 1   | 270.78 | AM     | 5.5           | 22.8 | 71.8  | 95            | 0     | 5    | 22.5                                       | 77.4 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0     |                        |       | 20   | 0  | 80        | 0           | 0      | 0      | 0 | 0     |
| 178-1 | 8   | 270.88 | LL     | 8.8           | 66.7 | 24.5  | 80            | 0     | 20   | 10.6                                       | 34.0 | 0    | 0    | 0    | 55.3 | 0    | 0     |                        |       | 10   | 0  | 15        | 10          | 65     | 0      | 0 | 0     |
| 178-1 | 19  | 271.03 | AL     | 8.1           | 52.7 | 39.1  | 75            | 0     | 25   | 13.5                                       | 86.4 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0     |                        |       | 20   | 0  | 20        | 60          | 0      | 0      | 0 | 0     |
| 179-1 | 24  | 271.08 | -      |               |      |       | 80            | 0     | 20   |                                            |      |      |      |      |      |      |       |                        |       | 25   | 0  | 0         | 65          | 0      | 10     | 0 | 0     |
| 179-1 | 30  | 271.14 | -      |               |      |       | 5             | 0     | 95   |                                            |      |      |      |      |      |      |       |                        |       | 90   | 0  | 0         | 11          | 0      | 0      | 0 | 0     |
| 179-1 | 27  | 272.63 | OD     | 22.3          | 40.1 | 37.4  | 10            | 0     | 90   |                                            |      |      | BC   |      |      |      |       |                        |       | 83   | 0  | 6         | 10          | 0      | 1      | 0 | 0     |
| 181-1 | 50  | 275.91 | -      |               |      |       | 20            | 0     | 80   |                                            |      |      |      |      |      |      |       |                        |       | 56   | 0  | 6         | 13          | 0      | 25     | 0 | 0     |
| 181-1 | 80  | 276.21 | -      |               |      |       | 40            | 0     | 60   |                                            |      |      |      |      |      |      |       |                        |       | 67   | 13 | 3         | 3           | 0      | 13     | 0 | 0     |



| Tramo | cm  | Prof   | Facies | Granulometría |      |       | Comp. Mayores |       |      | Mineralogía (DRX) - Componentes detríticos |      |      |      |      |      |      |       | Componentes biogénicos |          |      |      |           |             |        |        |
|-------|-----|--------|--------|---------------|------|-------|---------------|-------|------|--------------------------------------------|------|------|------|------|------|------|-------|------------------------|----------|------|------|-----------|-------------|--------|--------|
|       |     |        |        | Arcilla       | Limo | Arena | Detr          | Autig | Biog | Qzo                                        | Plag | Mica | Clor | Hbn  | Fors | Calc | Arago | Diato                  | Esp. Esp | Fito | MO   | Rest Vasc | Part Carbon | Raices | Ostrac |
| 181-1 | 123 | 276.64 | -      |               |      |       | 40            | 0     | 60   |                                            |      |      |      |      |      |      |       | 25                     | 8.3      | 16.7 | 25   | 0         | 25          | 0      | 0      |
| 181-1 | 133 | 276.74 | -      |               |      |       | 20            | 40    | 40   |                                            |      |      |      |      |      |      |       | 75                     | 0        | 0    | 12.5 | 0         | 12.5        | 0      | 0      |
| 181-2 | 1   | 276.77 | AL     | 12.2          | 58.1 | 29.8  | 50            | 0     | 50   | 5.6                                        | 83.6 | 0    | 0    | 10.8 | 0    | 0    | 0     | 40                     | 4        | 6    | 40   | 0         | 10          | 0      | 0      |
| 182-1 | 43  | 277.37 | AL     |               |      |       | 50            | 0     | 50   | 7.0                                        | 67.6 | 2.4  | 0    | 23.0 | 0    | 0    | 0     | 60                     | 0        | 10   | 0    | 0         | 20          | 10     | 0      |
| 183-1 | 10  | 278.56 | OD     | 16.5          | 72.4 | 11.1  | 30            | 0     | 70   |                                            |      |      |      |      |      |      |       | 57.1                   | 7.1      | 7.1  | 14.3 | 0         | 14.3        | 0      | 0      |
| 185-1 | 48  | 281.99 | -      |               |      |       | 85            | 0     | 15   |                                            |      |      |      |      |      |      |       | 6.67                   | 0        | 46.7 | 33.3 | 0         | 13.3        | 0      | 0      |
| 185-1 | 122 | 282.73 | AL     | 3.4           | 34.5 | 62.0  | 100           | 0     | 0    | 19.4                                       | 51.2 | 0    | 0    | 29.3 | 0    | 0    | 0     | 0                      | 0        | 0    | 0    | 0         | 0           | 0      | 0      |
| 185-1 | 125 | 282.76 | -      |               |      |       | 60            | 0     | 40   |                                            |      |      |      |      |      |      |       | 87.5                   | 7.5      | 0    | 2.5  | 0         | 2.5         | 0      | 0      |
| 185-1 | 135 | 282.86 | -      |               |      |       | 90            | 0     | 10   |                                            |      |      |      |      |      |      |       | 0                      | 0        | 50   | 50   | 0         | 0           | 0      | 0      |
| 187-1 | 6   | 284.62 | AL     | 12.8          | 58.0 | 29.4  | 75            | 5     | 20   | 7.1                                        | 92.8 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0     | 10                     | 25       | 40   | 25   | 0         | 0           | 0      | 0      |
| 189-1 | 41  | 288.01 | AL     | 7.0           | 65.2 | 27.8  | 90            | 5     | 5    | 6.7                                        | 83.1 | 0    | 0    | 10.2 | 0    | 0    | 0     | 0                      | 0        | 0    | 100  | 0         | 0           | 0      | 0      |
| 189-1 | 44  | 288.04 | -      |               |      |       | 58            | 2     | 40   |                                            |      |      |      |      |      |      |       | 0                      | 0        | 12.5 | 75   | 0         | 0           | 12.5   | 0      |
| 190-1 | 71  | 289.84 | -      |               |      |       | 100           | 0     | 0    |                                            |      |      |      |      |      |      |       | 0                      | 0        | 0    | 0    | 0         | 0           | 0      | 0      |
| 193-1 | 86  | 294.56 | AL     | 4.6           | 57.0 | 38.3  | 100           | 0     | 0    | 4.8                                        | 83.9 | 0    | 0    | 11.3 | 0    | 0    | 0     | 0                      | 0        | 0    | 0    | 0         | 0           | 0      | 0      |
| 194-1 | 15  | 294.65 | -      |               |      |       | 100           | 0     | 0    |                                            |      |      |      |      |      |      |       | 0                      | 0        | 0    | 0    | 0         | 0           | 0      | 0      |
| 194-1 | 27  | 294.77 | AL     | 6.3           | 52.8 | 40.9  | 100           | 0     | 0    | 10.5                                       | 89.5 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0     | 0                      | 0        | 0    | 0    | 0         | 0           | 0      | 0      |
| 194-1 | 32  | 294.82 | -      |               |      |       | 100           | 0     | 0    |                                            |      |      |      |      |      |      |       | 0                      | 0        | 0    | 0    | 0         | 0           | 0      | 0      |
| 195-2 | 1   | 296.65 | AL     | 10.9          | 40.5 | 48.6  | 100           | 0     | 0    | 4.3                                        | 95.7 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0    | 0     | 0                      | 0        | 0    | 0    | 0         | 0           | 0      | 0      |

