



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**"MAGNETISMO AMBIENTAL DE LOS ÚLTIMOS 17,000 AÑOS
EN EL LAGO ZIRAHUÉN, MICHOACÁN MÉXICO"**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS
(GEOLOGÍA AMBIENTAL)
P R E S E N T A:
GABRIEL VÁZQUEZ CASTRO



ASESORA DE TESIS: DRA. BEATRIZ ORTEGA GUERRERO.

Ciudad Universitaria D. F. Mayo del año 2012.



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.



Of. No. PCT/ELFM/64/11

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis
y asignación de jurado para examen de grado.

GABRIEL VÁZQUEZ CASTRO

Estudiante de Doctorado

Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 15 de diciembre del 2010, aprobó el tema de tesis titulado "Magnetismo ambiental de los últimos 17,000 años en el Lago Zirahuén, Michoacán México". Así mismo ratificó a la Dra. Beatriz Ortega Guerrero como asesora del mismo y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. Lorenzo Vázquez Selem
Dr. Avto Gogichaishvili
Dra. Beatriz Ortega Guerrero
Dr. Sergey Sedov
Dra. Ma. Julia Orgeira

Presidente
Vocal
Secretario
Suplente
Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 28 de enero de 2011.

COORDINADORA DEL PROGRAMA

DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ

ELFM'lmf

***“MAGNETISMO AMBIENTAL DE LOS ÚLTIMOS 17,000 AÑOS EN EL LAGO ZIRAHUÉN,
MICHOACÁN, MÉXICO”***

RESUMEN

Se propone un modelo de evolución climático-ambiental de los últimos 17,000 años cal. AP (a. cal AP), del lago Zirahuén y su entorno, en la región centro occidental de la Faja Volcánica Transmexicana, con base en el estudio de propiedades magnéticas y características geoquímicas de dos secuencias sedimentarias lacustres. Los sedimentos fueron colectados en dos núcleos, uno en la zona central profunda (> 40 m) del lago, y otro cercano al litoral moderno en la parte norte del lago. Las secuencias sedimentarias se componen principalmente de facies diatomáceas en la parte inferior y media, y clásticas hacia la cima, así como de facies volcaniclásticas distribuidas a lo largo de las secuencias. Los sedimentos diatomáceos se caracterizan por tener estratificación masiva en la base de la secuencia y laminada en la parte media. Las facies clásticas presentan estratificación delgada, y las volcaniclásticas estratos finos que representan menos del 1% del espesor total de la secuencia. Las facies han sido agrupadas en cuatro asociaciones que describen la evolución de los ambientes de depósito. De acuerdo a sus características magnéticas y geoquímicas, los sedimentos fueron divididos en cuatro zonas de evolución a lo largo del tiempo, con estrecha relación a las asociaciones de facies. Los datos indican baja erosión superficial al inicio de la zona IV (17,000-12,100 a. cal AP), y decremento progresivo de ésta a lo largo del tiempo. La presencia de magnetita pura en algunos intervalos, permite asociar algunas partículas finas con procesos bacterianos en el lago. Condiciones oxidantes e incipiente precipitación de carbonatos antes de 15,000 a. cal AP, se asocian a un ambiente litoral con bajo nivel lacustre. La hematita procedente de los alrededores sugiere aumento de la evapo-transpiración en la cuenca, asociada a un clima más seco. En la zona III (12,100-8,150 a. cal AP), altos valores de TOC y S/Ti junto con una baja relación Mn/Ti, son características típicas de ambientes reductores en la interfase agua-sedimento. La presencia en la mineralogía magnética de una componente de coercitividad intermedia, greigita, sugiere la neoformación de partículas finas y ultrafinas de origen diagenético. Las condiciones reductoras se asocian al aumento del nivel lacustre, el alto TOC y el bajo cociente C/N indican un mayor desarrollo de vegetación acuática, posiblemente asociada a la profundización, lo que sugiere un aumento en las condiciones de humedad, en comparación con la zona anterior. En la zona II (8,150-4,000 a. cal AP), los bajos valores de χ , Ti y Fe indican un mayor desarrollo de vegetación terrestre que pudo ser causa de la baja erosión registrada. En este periodo domina un ambiente anóxico en el lago (bajo Mn/Ti, altos S/Ti,

medio a alto TOC, color gris oscuro de sedimentos), y altos niveles lacustres. En la secuencia litoral se reconoce un evento erosivo que originó un hiato, que abarca de 12,100 a 7,160 a. cal AP. En la zona I (últimos 4,000 años), se presenta una intensa erosión asociada al decremento en la vegetación arbórea. La acentuada acumulación de sedimentos clásticos en delgados estratos indica la ocurrencia de eventos extraordinarios de intensas precipitaciones sobre el terreno vulnerable con una pobre cobertura vegetal. El relativamente alto cociente Mn/Ti en la secuencia central indica una interfase agua-sedimentos más oxigenada, que sugiere una mezcla más intensa o más prolongada de la columna de agua. En el sondeo norte entre 2,800-1,750 a. cal AP, el ligero aumento en TIC, Sr/Ti y Mn/Ti, sugieren un bajo nivel lacustre con incipiente precipitación de carbonatos, que representan el establecimiento de condiciones secas. El modelo de evolución del lago se resume en cuatro etapas. 1) Pleistoceno tardío: bajos niveles lacustres y condiciones climáticas secas. 2) Holoceno temprano: ligero aumento en la humedad y en los niveles lacustres, con clima aún relativamente seco. 3) Holoceno medio: aumento en los niveles lacustres y en la humedad. 4) Holoceno tardío: intervalos de sequía (uno de estos correspondiente al periodo arqueológico Clásico tardío), intercalados con pulsos menores de intensa precipitación asociados con tormentas, y altos niveles de erosión antrópica.

ABSTRACT

The analysis of magnetic properties and geochemical characteristics of two lacustrine sedimentary sequences from Zirahuén Lake in the west central region of the Transmexican Volcanic Belt, provided a model of the climatic and environmental evolution during the last 17,000 cal yr BP for the region. Sediment cores were collected one in the deeper (> 40 m) central part and other in the northern littoral part of the lake. The sedimentary sequences are principally composed of diatomaceous facies in the bottom and the middle part, and clastic facies to the top. Volcaniclastic facies are present all along the sequence. Diatomaceous sediments are characterized by massive stratification in the bottom of the sequence and laminated in the middle part. Clastic facies present thin stratification, and volcaniclastic facies have fine beds that represent less than 1% of total thickness of the sequence. The described sedimentary facies have been grouped into four facies associations, which describe the sedimentary evolution of the depositional environments. According to their magnetic and geochemical characteristics, sediments were divided into four evolutionary zones along the time, with a very close relationship to facies association. Data indicate low surface erosion at

the beginning of zone IV (17,000-12,100 cal yr BP), and its progressive decrease along the time. The presence of pure magnetite in some intervals, allows associating some fine particles with bacterial processes in the lake. Oxidizing conditions and incipient carbonate precipitation before 15,000 cal yr BP are associated with a littoral environment with low lacustrine level. The hematite that comes from the catchment area, suggests an increase in the evapo-transpiration in the basin, associated with a drier climate. In zone III (12,100-8,150 cal yr BP), high TOC and S/Ti ratios, together with low Mn/Ti ratios, are typical characteristics of reducing environment at the sediment-water interface. An intermediate coercivity magnetic component, greigite, suggests the neoformation of fine and ultrafine particles of diagenetic origin. Reducing conditions are associated with an increase of lake level, high TOC and low C/N ratios suggest a higher development in aquatic vegetation, possibly associated with a deepening of the lake, which in turns suggests an increase in humidity conditions, in relation with the previous zone. In the zone II (8,150-4,000 cal yr BP), the low χ , Ti and Fe, indicate a larger development in terrestrial vegetation which could be the cause of the low erosion. An anoxic environment dominates during this period in the lake (low Mn/Ti ratios, high S/Ti ratios, middle to high TOC, dark gray color of the sediments), and high lake levels. In the littoral sequence it is recognized an erosive event that originated a hiatus since 12,100 to 7,160 cal yr BP. In zone I (the last 4,000 years), an intense erosion is present associated to a decrease in arboreal vegetation. The prominent accumulation of clastic sediments in beds indicates the occurrence of extraordinary events of heavy precipitation and runoff over land with scarce vegetation. The relatively higher Mn/Ti ratios in the central sequence indicate a more oxygenated sediment-water interface that suggests a more intense or more prolonged mixing of water column. In the north sequence, between 2,800-1,750 cal yr BP, the slight increase in TIC, Sr/Ti and Mn/Ti ratios, suggest low lake level with an incipient carbonate precipitation that represents the establishment of dry conditions. The evolution model for Zirahuen Lake can be summarized in four stages. 1) Late Pleistocene: low lake level and dry climatic conditions. 2) Early Holocene: slight increase in humidity and in lake level, with a relatively dry climate. 3) Middle Holocene: increase in lake level and in humidity. 4) Late Holocene: dry intervals (one of those corresponding to late Classic archaeological period), alternated with wet short episodes of high precipitation associated with storms, and accelerated erosion linked to human activities.

AGRADECIMIENTOS

En principio quiero agradecer todo el entusiasmo y apoyo brindado para la realización de esta tesis a la Dra. Beatriz Ortega Guerrero, sin la cual no hubiera sido posible la terminación de esta meta en mi trayectoria académica. A los revisores de la tesis por sus valiosos comentarios en aspectos teóricos del trabajo, Dra. María Julia Orgeira, Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dr. Sergey Sedov y Dr. Avto Gogichaishvili además por sus sugerencias y comentarios a lo largo de mi trayectoria académica. Agradezco a la Dra. Isabel Israde Alcántara, quien formó parte de mi comité tutorial, por toda su ayuda a lo largo de la realización de este trabajo.

A la Dra. Socorro Lozano por sus comentarios y sugerencias durante el desarrollo del doctorado, así como por el financiamiento de parte de esta investigación, derivado de sus proyectos. A la Dra. Margarita Caballero Miranda por su apoyo en el análisis de diatomeas. Por el apoyo en la campaña de perforación de los núcleos al M. C. Alejandro Rodríguez Ramírez, Anders Noren, Doug Schnurrenberger, Mark Shapley, Dra. Sara Davies, Dra. Sara Metcalfe, Dr. Ben Aston y a todos los que participaron como parte del proyecto conjunto de investigación de las universidades de Aberystwyth (Gales), Nottingham (Inglaterra), Minnesota (EEUU) y Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (México). Al M. C. José Antonio González Rangel, por su apoyo en la perforación y el procesamiento de muestras por campos alternos. A la M. C. Susana Sosa Nájera, por su apoyo en la extracción de palinomorfos y asistencia en campo. Al Dr. Subir Banerjee y Dr. Mike Jackson del *IRM*, UM, por las facilidades otorgadas para el procesamiento de muestras.

En particular quiero agradecer al Quím. Rufino Lozano Santacruz, por su amistad y ayuda desinteresada, así como por el apoyo brindado en la realización de los análisis químicos por fluorescencia de rayos X; a la Quím. Patricia Girón García y a la Dra. Teresa Pi Puig, por la elaboración de los análisis de difracción de rayos X. Al Ing. Carlos Linares López por la ayuda en los análisis de microsonda electrónica. Al Dr. Peter Schaaf y M. C. Ángel Ramírez Luna, por su apoyo en la realización de los estudios de TL en rocas.






Agradezco también al Dr. Priyadarsi Roy por su ayuda y comentarios en la interpretación geoquímica. Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi por todas sus asesorías a lo largo de este proyecto. Al M. C. Gabriel Salinas Calleros de la CONAGUA y Dr. Manuel E. Mendoza por su aportación en datos de precipitación y temperatura de las estaciones meteorológicas cercanas a Zirahuén. Al Dr. Juan Julio Morales y Dr. Rubén Cejudo por su apoyo en la

elaboración de muestras prensadas en sal; al Dr. Moloud Benami por las asesorías y facilidades del magnetizador de pulsos en campos altos; a la M. C. Elia Escobar Sánchez por toda su colaboración en laboratorios a lo largo de esta larga etapa; al M. C. Jorge Rivas por su ayuda en el trabajo de campo y procesado de muestras de suelos y sedimentos. A la Ing. Rosario Peralta por su colaboración en el procesamiento de muestras del sondeo norte. Por la ayuda en el modelo de terreno a la M. Laura Luna González. A Esperanza Torres R. por la ayuda en conceptos teóricos de la tesis. A Danira Flores Cano e Iván Duran Atilano, por su valioso apoyo en trabajo de laboratorio.

Agradezco el apoyo brindado por los proyectos de DGAPA PAPIIT IN114906 (Paleoclimas y paleoambientes del occidente de México), DGAPA PAPIIT IN113408 (Variabilidad climática del Holoceno registrada en sedimentos de lagos de Michoacán), DGAPA PAPIIT IN107511-2 (Sedimentación lacustre en ambientes volcánicos activos: la historia deposicional de lagos del occidente de México), CONACYT 28528-T, DGAPA IN107902, IN2126062, PAPIIT IN212606 y la Coordinación de Investigación Científica, UMSNH; así como por la beca CONACYT (163229) que me brindó apoyo económico para la realización de mis estudios de posgrado.

Por último quiero agradecer a todos aquellos investigadores, amigos y familiares que siempre me brindaron su apoyo y que directa o indirectamente me ayudaron en la realización de esta tesis, a todos ellos muchas gracias.

DEDICATORIA

-  A mis padres Lucila Castro Viveros y Pablo Vázquez Jiménez, por esa confianza que siempre han tenido hacia mi y su gran apoyo con el que he logrado muchas metas de mi trayectoria académica, y con el que he salido adelante en todos mis proyectos.
-  A mis hermanos Dulce, Alberto y Pablo, por inculcarme el hábito del estudio, la superación y el saber siempre inagotable; por enseñarme el camino científico que me ha llevado a reafirmar mi escepticismo sobre todas las cosas y sobre todo por mantenerme siempre en un lugar especial junto de ellos. Los quiero mucho.
-  A Elia Escobar Sánchez por apoyarme siempre en todas mis ideas por más descabelladas que parezcan, por soportar la tensión en los momentos difíciles, por seguir a mi lado a pesar de todos esos días y noches que la olvidé por completo para lograr esta meta de mi vida. A ti muchísimas gracias por tu amor, ternura y comprensión. Te dedico este poema: Por alto que esté el cielo en el mundo, por hondo que sea el mar profundo, no habrá una barrera en el mundo, que mi amor profundo no rompa por ti. Te amo.
-  A todos mis compañeros y amigos que siempre estuvieron en los momentos especiales y con los cuales he compartido parte de esta etapa, solo por mencionar algunos dentro de una lista muy grande: Esperanza Torres R. y Claudia Serrano B. por sus comentarios alentadores en momentos decisivos de la tesis. a Miriam Rojas A., que siempre me ha apoyado en todo, incluso en mis más locos proyectos; a mi hermana adoptiva Adriana Vázquez H., por ser mi compañera y amiga inseparable en las buenas y en las malas; a Jorge Hernández R. por compartir su forma de ver la vida.
-  Una dedicatoria especial a mis amigos: Carlos Segovia, David Morales, Jorge Rivas, Miriam Velasco, Juan López, Marco A. Cabrera, Aurelio Iturbe, Jorge Montaña, Gloria Montaña, Elizabeth Montaña, Araceli Montaña, Israel Noriega (pollo), Erick Calva, Alma Telles, Paco, Adrián, Raulito, Amilkar, Samuel, Ramiro, José, Isidro., Melibea, Rosalía, Danira Flores, Raúl Machuca, y todos los que no aparecen por ahora, pero me consideran su amigo.

“Es preciso soñar, pero con la condición de creer en nuestros sueños, de examinar con atención la vida real, de confrontar nuestra observación con nuestros sueños, y de realizar escrupulosamente nuestra fantasía”

V. I. Lenin

**“MAGNETISMO AMBIENTAL DE LOS ÚLTIMOS 17,000 AÑOS
EN EL LAGO ZIRAHUÉN, MICHOACÁN MÉXICO”
ÍNDICE**

| | Página |
|---|-----------|
| -Jurado de examen. | II |
| -Resumen. | III |
| -Abstract. | IV |
| -Agradecimientos. | VI |
| -Dedicatoria. | VIII |
| -Índice de figuras. | XIV |
| -Índice de tablas. | XVI |
| -Abreviaturas. | XVII |
| | |
| I. Introducción. | 1 |
| <input type="checkbox"/> Planteamiento del problema. | 4 |
| <input type="checkbox"/> Objetivos. | 6 |
| <input type="checkbox"/> Objetivo general. | 6 |
| <input type="checkbox"/> Objetivos específicos. | 6 |
| <input type="checkbox"/> Antecedentes. | 7 |
| <input type="checkbox"/> Variaciones climáticas durante el Cuaternario tardío a nivel planetario. | 7 |
| <input type="checkbox"/> Patrones climáticos actuales en México. | 12 |
| <input type="checkbox"/> Investigaciones paleoclimáticas en México. | 14 |
| <input type="checkbox"/> Estudios previos en Zirahuén. | 17 |
| | |
| II. Generalidades. | 19 |
| <input type="checkbox"/> Localización y vías de acceso. | 19 |
| <input type="checkbox"/> Fisiografía. | 19 |
| <input type="checkbox"/> Hidrografía y características limnológicas. | 20 |
| <input type="checkbox"/> Clima y vegetación. | 21 |
| <input type="checkbox"/> Características morfológicas del lago. | 22 |
| <input type="checkbox"/> Características geomorfológicas regionales y cubierta edáfica. | 23 |
| <input type="checkbox"/> Características geológicas regionales. | 25 |

| | |
|--|----|
| III. Metodología. | 27 |
| □ Colecta de núcleos. | 27 |
| □ Análisis iniciales. | 28 |
| □ Digitalización del registro. | 28 |
| □ Descripción de la estratigrafía. | 29 |
| □ Fechamientos por ¹⁴ C. | 30 |
| □ Fechamientos por termoluminiscencia. | 30 |
| □ Tefracronología. | 30 |
| □ Análisis geoquímicos. | 32 |
| □ Fluorescencia de rayos X. | 32 |
| □ Difracción de rayos X. | 34 |
| □ Coulometría de carbono. | 35 |
| □ Carbono y nitrógeno total. | 36 |
| □ Propiedades magnéticas. | 36 |
| □ Susceptibilidad magnética. | 37 |
| ○ Susceptibilidad magnética dependiente de la masa. | 37 |
| ○ Susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia. | 38 |
| ○ Susceptibilidad ferrimagnética. | 38 |
| ○ Susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura. | 39 |
| □ Magnetización remanente. | 39 |
| ○ Magnetización remanente anhistéica. | 39 |
| ○ Magnetización remanente isoterma. | 40 |
| □ Histéresis magnética. | 40 |
| □ Desmagnetización térmica. | 41 |
| ○ En alta temperatura. | 41 |
| ○ En baja temperatura. | 42 |
| □ Cocientes y parámetros usados en magnetismo ambiental. | 43 |
| ○ Magnetización remanente isoterma dura. | 43 |
| ○ Cocientes S. | 43 |
| ○ ARM/IRM ₁₀₀ . | 43 |
| ○ Mr/Ms, Hcr/Hc y Diagrama de Day. | 44 |
| ○ χ_f /Ms, SIRM/ χ . | 44 |

| | |
|--|----|
| IV. Resultados. | 46 |
| □ Cronología. | 46 |
| □ Estratigrafía. | 49 |
| □ Sondeo norte. | 52 |
| □ Sondeo central. | 53 |
| □ Geoquímica. | 58 |
| □ Sondeo norte. | 58 |
| ○ Componentes alóctonos (Fe y Ti). | 59 |
| ○ Componentes biogénicos (Si/Ti, S/Ti, C/N y TOC). | 60 |
| ○ Otros componentes (Mn/Ti, Ca/Ti, Sr/Ti y TIC). | 61 |
| □ Sondeo central. | 62 |
| ○ Componentes alóctonos (Fe y Ti). | 63 |
| ○ Componentes biogénicos (Si/Ti, S/Ti, C/N y TOC). | 63 |
| ○ Otros componentes (Mn/Ti, Ca/Ti, Sr/Ti y TIC). | 64 |
| □ Propiedades magnéticas. | 65 |
| □ Sondeo norte. | 65 |
| ○ Susceptibilidad magnética. | 65 |
| ○ Magnetización remanente anhistórica e isothermal de saturación. | 67 |
| ○ Parámetros de histéresis magnética. | 67 |
| ○ Cocientes S y magnetización remanente isothermal dura. | 69 |
| ○ χ_{fd} , ARM/IRM ₁₀₀ , Mr/Ms y Hcr/Hc. | 70 |
| ○ χ_f /Ms y SIRM/ $\tilde{\chi}$ | 72 |
| ○ Susceptibilidad magnética en alta temperatura. | 73 |
| ○ Desmagnetización térmica en bajas temperaturas. | 75 |
| ○ Curvas de adquisición de IRM. | 76 |
| □ Sondeo central. | 77 |
| ○ Susceptibilidad magnética. | 77 |
| ○ Magnetización remanente anhistórica e isothermal de saturación. | 78 |
| ○ Parámetros de histéresis magnética. | 78 |
| ○ Cocientes S y magnetización remanente isothermal dura. | 80 |
| ○ χ_{fd} , ARM/IRM ₁₀₀ , Mr/Ms y Hcr/Hc. | 80 |
| ○ χ_f /Ms y SIRM/ $\tilde{\chi}$ | 81 |
| ○ Susceptibilidad magnética en alta temperatura. | 82 |
| ○ Desmagnetización térmica (altas temperaturas). | 83 |

| | | |
|--------------|--|------------|
| o | Desmagnetización térmica en bajas temperaturas. | 84 |
| o | Curvas de adquisición de IRM. | 85 |
| V. | Análisis y discusión de resultados. | 86 |
| □ | Modelo de edad. | 86 |
| □ | Correlación entre sitios perforados. | 88 |
| □ | Correlación de facies. | 90 |
| □ | Efectos morfológicos producidos en el lago por el evento volcánico “La magueyera”. | 95 |
| □ | Interpretación geoquímica de ambos sondeos. | 98 |
| □ | Componentes clásticos. | 99 |
| □ | Componentes biogénicos. | 102 |
| □ | Otros componentes. | 107 |
| □ | Magnetismo de rocas. | 109 |
| □ | Mineralogía magnética. | 110 |
| o | Ti-Magnetita – Ti-Maghemita. | 110 |
| o | Hematita. | 114 |
| o | Sulfuros. | 116 |
| □ | Granulometría magnética | 120 |
| □ | Concentración magnética. | 126 |
| □ | Magnetismo ambiental. | 128 |
| □ | Implicaciones paleoambientales. | 147 |
| VI. | Conclusiones. | 158 |
| VII. | Referencias bibliográficas. | 165 |
| VIII. | Anexos. | 179 |
| □ | Artículo generado en el proyecto de Tesis. | 179 |
| □ | Rocas y suelos circundantes al lago. | 199 |
| □ | Rocas. | 199 |
| □ | Suelos. | 201 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| Capítulo I | Página |
|--|--------|
| I.1 Patrones de circulación de los vientos sobre México. | 13 |
| Capítulo II | |
| II.1 Localización y vías de acceso al lago Zirahuén. | 19 |
| II.2 Ubicación fisiográfica del lago Zirahuén. | 20 |
| II.3 Red hidrográfica regional y parteaguas de la cuenca de drenaje. | 21 |
| II.4 Promedios mensuales de temperatura y precipitación. | 21 |
| II.5 Mapa y perfiles batimétricos del lago Zirahuén. | 23 |
| II.6 Mapa geológico de la región circundante al lago Zirahuén. | 24 |
| Capítulo III | |
| III.1. Imagen digital tomada con Corescanner. | 29 |
| III.2 Correlación de núcleos del sondeo central. | 31 |
| Capítulo IV | |
| IV.1 Modelo de edades representativo de ambos sondeos. | 48 |
| IV.2 Imágenes de microsonda electrónica de muestras de sedimentos. | 49 |
| IV.3 Imágenes de microsonda electrónica de clastos de sedimentos. | 50 |
| IV.4 Fotomicrografías de fragmento lítico de roca volcánica máfica. | 51 |
| IV.5 Columna estratigráfica generalizada para ambos sondeos. | 53 |
| IV.6 Elementos químicos que representan la componente alóctona en profundidad. | 59 |
| IV.7 Cocientes químicos que representan la componente biogénica en profundidad. | 60 |

| | |
|--|-----|
| IV.8 Otros cocientes químicos en función de la profundidad. | 62 |
| IV.9 Parámetros indicadores de concentración magnética en profundidad. | 66 |
| IV.10 Ejemplos de ciclos de histéresis del sondeo norte. | 68 |
| IV.11 Parámetros indicadores de coercitividad magnética en profundidad. | 69 |
| IV.12 Parámetros indicadores de granulometría magnética en profundidad. | 71 |
| IV.13 Curvas de susceptibilidad magnética vs. alta temperatura del sondeo norte. | 73 |
| IV.14 Curvas de remanencias magnéticas a bajas temperaturas del sondeo norte. | 76 |
| IV.15 Ejemplos de curvas de adquisición de IRM del sondeo norte. | 77 |
| IV.16 Ejemplos de ciclos de histéresis del sondeo central. | 79 |
| IV.17 Curvas de susceptibilidad magnética vs. alta temperatura del sondeo central. | 82 |
| IV.18 Curvas de desmagnetización térmica en altas temperaturas del sondeo central. | 84 |
| IV.19 Ejemplos de curvas de adquisición de IRM del sondeo central. | 85 |
| Capítulo V | |
| V.1 Modelo de edad y correlación estratigráfica para ambos sondeos. | 87 |
| V.2 Asociaciones de facies de los sondeos N y C del lago Zirahuén. | 92 |
| V.3 Distribución geográfica actual y reconstrucción hipotética del lago antes de los flujos volcánicos La Magueyera. | 96 |
| V.4 Perfiles esquemáticos con la evolución de la cuenca del lago Zirahuén. | 98 |
| V.5 Elementos químicos que representan la componente alóctona en tiempo. | 100 |
| V.6 Cocientes químicos que representan la componente biogénica en tiempo. | 103 |
| V.7 Otros cocientes químicos en función del tiempo. | 108 |

| | |
|---|-----|
| V.8 Parámetros indicadores de coercitividad magnética en tiempo. | 112 |
| V.9 Diagrama de coercitividad remanente (Hcr) vs. cociente SIRM/ χ | 113 |
| V.10 Fotomicrografías en microsonda electrónica de concentrados magnéticos. .. | 114 |
| V.11 Parámetros varios para ambos sondeos en tiempo. | 119 |
| V.12 Diagrama del cociente ARM/IRM ₁₀₀ vs. S ₃₀₀ y χ /Ms vs. S ₃₀₀ | 121 |
| V.13 Parámetros indicadores de granulometría magnética en tiempo. | 122 |
| V.14 Diagrama de Day. | 124 |
| V.15 Diagramas de dispersión de χ vs. IRM ₁₀₀ y χ vs. ARM/IRM ₁₀₀ | 126 |
| V.16 Síntesis de información paleoclimática para los últimos 18,000 años. | 149 |

Anexo 2

| | |
|--|-----|
| VIII.2.1 Sitios de muestreo de rocas y suelos. | 199 |
| VIII.2.2 Curvas de susceptibilidad magnética vs. alta temperatura en rocas. | 201 |
| VIII.2.3 Curva de susceptibilidad magnética vs. alta temperatura en suelos. | 202 |

ÍNDICE DE TABLAS

| Capítulo IV | Página |
|--|--------|
| IV.1 Resultados de los fechamientos por ¹⁴ C. | 47 |
| IV.2 Características de las facies de los sedimentos. | 54 |
| Anexo 2 | |
| VIII.2.1 Coordenadas geográficas del los sitios de muestreo de rocas. | 199 |
| VIII.2.2 Resultados de los análisis petrográficos en rocas. | 200 |

ABREVIATURAS

| | | | |
|-----------------|--|---------------------|--|
| - | Menos o separador de valores extremos de intervalo | 10YR 4/3 | Color pardo |
| ≈ | Aproximadamente igual | 10YR 4/4 | Color pardo oscuro amarillento |
| ≥ | Mayor o igual que | 10YR 5/2 | Color pardo grisáceo |
| ~ | Aproximadamente | 10YR 5/4 | Color pardo amarillento |
| ' | Minutos | 10YR 7/1 | Color gris claro |
| " | Segundos | 10YR 7/3 | Color pardo muy pálido |
| + | Más | 10YR 8/2 | Color pardo muy pálido |
| < | Menor que | ¹⁴ C | Relación isotópica de carbono 14 |
| > | Mayor que | A | Ampere |
| ± | Más y menos | a. | Años |
| ≤ | Menor o igual que | A/m | Ampere / metro |
| ° | Grados | AC | Años antes del calendario actual |
| °C | Grados centígrados | AF | Asociación de facies |
| % | Tanto por ciento | Al | Aluminio |
| χ | Susceptibilidad magnética en términos de masa específica | Am ² /kg | Ampere • metro cuadrado / kilogramo |
| χ _d | Susceptibilidad diamagnética | AMS | Espectrometría de Aceleración de Masas (Accelerator Mass Spectrometry) |
| χ _f | Susceptibilidad ferrimagnética | | |
| χ _{fd} | Susceptibilidad dependiente de la frecuencia | AP | Años antes del presente |
| χ _{hf} | Susceptibilidad en alta frecuencia | Ar | Argón |
| χ _{lf} | Susceptibilidad en baja frecuencia | ARM | Magnetización Remanente Anhistórica |
| χ _p | Susceptibilidad paramagnética | BMP | Mapa de bits (Bit Mapped Picture) |
| δ | Densidad | BP | Before present |
| κ | Susceptibilidad magnética en términos de volumen | C | Sondeo central |
| μg | Microgramos | C | Carbono |
| μm | Micrómetros | Ca | Calcio |
| μT | Microteslas | CA | Facies clástica del sondeo central |
| σ | Intervalo de probabilidad | Ca. | Aproximadamente |
| 2.5Y 3/3 | Color pardo oliva oscuro | ca. | Aproximadamente |
| 2.5YR 3/4 | Color pardo oscuro rojizo | cal | Calibrados, calibrated |
| 5Y 2.5/1 | Color negro | CB | Facies clástica del sondeo central |
| 5Y 3/1 | Gris muy oscuro | CC | Facies clástica del sondeo central |
| 5Y 3/2 | Gris gris oliva oscuro | CD | Facies clástica del sondeo central |
| 5YR 2.5/1 | Color negro | CE | Facies diatomácea del sondeo central |
| 5YR 3/2 | Color pardo oscuro rojizo | CF | Facies diatomácea del sondeo central |
| 5YR 3/3 | Color pardo rojizo oscuro | CG | Facies diatomácea del sondeo central |
| 5YR 3/4 | Color pardo oscuro rojizo | cm | Centímetros |
| 5YR 3/4 | Color pardo oscuro rojizo | cm ³ | Centímetros cúbicos |
| 7.5YR 2.5/1 | Color negro | CO ₂ | Bióxido de carbono |
| 7.5YR 3/1 | Color gris muy oscuro | CONACYT | Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología |
| 7.5YR 3/2 | Color pardo oscuro | CONAGUA | Comisión Nacional del Agua |
| 7.5YR 3/3 | Color pardo oscuro | cps | Conteos por segundo |
| 7.5YR 6/3 | Color pardo claro | | |
| 7.5YR 7/1 | Color gris claro | | |
| 10YR 2/1 | Color negro | | |
| 10YR 3/1 | Color gris muy oscuro | | |
| 10YR 3/2 | Color pardo grisáceo muy oscuro | | |
| 10YR 3/3 | Color pardo oscuro | | |
| 10YR 4/1 | Color gris oscuro | | |

| | | | |
|--|--|----------------------|---|
| CVMG | Campo volcánico Michoacán-Guanajuato | JPG | Grupo Conjunto de Expertos en Fotografía (Joint Photographic Experts Group) |
| Cw ₂ | Clima templado subhúmedo con lluvias en verano | K | Grados Kelvin |
| D-O | Evento Dansgaard-Oeschger | K | Potasio |
| DC | Años calendarios actuales | ka | Kilo-años |
| Dr. | Doctor | ka cal. AP | Kilo-años calibrados antes del presente |
| Dra. | Doctora | | |
| DGAPA | Dirección General de Apoyo al Personal Académico | kA/m | Kiloampere / Metro |
| DRX | Difracción de Rayos X | Kg | Kilogramos |
| E | Este | Kg/m ³ | Kilogramos / metro cúbico |
| ed. | Edición | kHz | Kilohertz |
| Ed. | Editorial, editor | km | Kilómetros |
| Eds. | Editores | km/s | Kilómetros/segundos |
| EEUU | Estados Unidos de America | km ² | Kilómetros cuadrados |
| EH | Eventos Heinrich | kPa | Kilopascales |
| ELA | Línea de equilibrio de los glaciares | LIA | Pequeña edad de hielo (little Ice Age) |
| ENSO | El Niño Southern Oscillation (Oscilación Sur El Niño) | LRC | Limnological Research Center |
| et al. | et alii: "y otros" | LUGIS | Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica |
| etc. | etcétera | m snm | Metros sobre el nivel del mar |
| Fe | Hierro | M | Magnetización adquirida |
| Fe ₂ O ₃ | Hematita, maghemita, óxido de hierro | m | Metros o masa (según contexto) |
| Fe ₃ O ₄ | Magnetita | m/A | Metro / ampere |
| Fe ₃ S ₄ | Greigita | M1, M2, M4 | Intervalos de incremento de la χ |
| Fe ₇ S ₈ | Pirrotita | m ³ | Metros cúbicos |
| Fe _{3-x} Ti _x O ₄ | Ti-magnetita | M3 | Intervalo de decremento de la χ |
| FeCO ₃ | Siderita | m ³ /kg | Metros cúbicos / kilogramo |
| FeS | Troilita | m ³ /s | Metros cúbicos / segundos |
| FeS•H ₂ O | Hidrotroilita | Ma | Millones de años |
| FeS ₂ | Pirita | mAm ² /kg | Miliampere • metro cuadrado / kilogramo |
| FRX | Fluorescencia de Rayos X | MD | Dominio múltiple |
| FVLM | Flujos volcánicos <i>La Magueyera</i> | M. en C. | Maestro en ciencias |
| FVT | Faja Volcánica Transmexicana | ME | Microsonda Electrónica |
| g | gramos | Mex. | México |
| H | Campo magnético | mg | Miligramos |
| H0 - H6 | Eventos Heinrich | Mich. | Michoacán |
| H ₂ S | Ácido sulfúrico | ml | Mililitros |
| Hc | Coercitividad | mm | Milímetros |
| HCl | Ácido clorhídrico | mm/año | Milímetros / año |
| Hcr | Coercitividad remanente | MM | Monzón mexicano |
| Hf | Hafnio | Mn | Manganeso |
| Hgo. | Hidalgo | MO | Materia orgánica |
| HIRM | Hard Isotermal Remanent Magnetization (magnetización remanente isotermal dura) | Mr | Magnetización Remanente |
| IGF | Instituto de Geofísica | Ms | Magnetización de saturación |
| IGL | Instituto de Geología | mT | Militeslas |
| Ing. | Ingeniero | N | Norte |
| INEGI | Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática | N | Sondeo norte |
| IRM | Magnetización Remanente Isotermal | N | Nitrógeno |
| <i>IRM</i> | Institute for Rock Magnetism (instituto de Magnetismo de Rocas) | No. | Número |
| IRM ₁₀₀ | Magnetización remanente isotermal en un campo de 100 mT | NA | Facies clástica del sondeo norte |
| | | NaCl | Cloruro de sodio, Halita, Sal |
| | | Nay. | Nayarit |
| | | NB | Facies clástica del sondeo norte |
| | | Nb | Niobio |
| | | NC | Facies clástica del sondeo norte |
| | | ND | Facies diatomácea del sondeo norte |
| | | NE | Noreste |

| | | | |
|----------------------|--|------------------|--|
| NE | Facies diatomácea del sondeo norte | T | Tesla |
| NERC | Natural Environment Research Council, UK | T3, T4, T5 | Tefras |
| NF | Facies clástica del sondeo norte | Ta | Tantalio |
| NG | Facies diatomácea del sondeo norte | Tc | Temperatura de Curie |
| NH | Facies diatomácea del sondeo norte | TC | Carbono total |
| NI | Facies diatomácea del sondeo norte | Th | Thorio |
| NJ | Facies diatomácea del sondeo norte | Ti | Titanio |
| nm | Nanómetros | TIC | Carbono Inorgánico Total |
| NRM | Magnetización Remanente Natural | TJ | Tefra Jorullo |
| NW | Noroeste | TL | Termoluminiscencia |
| P | Fósforo | TM | Titanomagnetita |
| p. ej. | Por ejemplo | TN | Nitrógeno total |
| Pb | Plomo | TOC | Carbono Orgánico Total |
| pH | Potencial de hidrógeno | TP | Tefra Paricutín |
| plg | Pulgadas | UM | University of Minnesota |
| pp. | Páginas | UMG | Último Máximo Glacial |
| PSD | Dominio pseudosencillo | UMSNH | Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo |
| PVC | Polímero de cloruro de vinil | | Universidad Nacional Autónoma de México |
| Q | Cuaternario | UNAM | Universidad de Southampton |
| Qal-s | Secuencia continental de aluvión y Acrisoles de edad cuaternaria | US | Ultravioleta |
| Qb | Secuencia volcanoclástica de edad cuaternaria | UV | Volumen |
| Qb ₁ | Posible <i>basalto</i> de edad cuaternaria | V | Valvas por gramo de sedimento seco |
| Qb ₂ | Posible <i>basalto</i> de edad cuaternaria | v/gss | Depósitos volcanoclásticos |
| Qb ₃ | Basalto de olivino y augita de edad cuaternaria | V6, V7, ..., V17 | Vientos alisios |
| Qb ₄ | Basalto de augita de edad cuaternaria | VA | Variedad |
| Qb ₅ | Basalto de augita y olivino de edad cuaternaria | var. | Veracruz |
| Qb ₆ | Andesita de hornblenda, augita y olivino de edad cuaternaria | Ver. | Vientos del oeste |
| Quim. | Químico | VO | Volumen |
| RU | Reino Unido | vol. | Vientos del Pacífico oriental |
| S | Sur | VPO | Oeste |
| S | Azufre | W | Itrio |
| S ₁₀₀₋₃₀₀ | Cocientes indicadores de dureza magnética | Y | Evento Younger Dryas |
| SD | Dominio sencillo | YD | Year |
| SE | Sureste | yr | Zona de Convergencia Intertropical |
| Si | Silicio | ZCIT | Zirconio |
| SI | Sistema Internacional de Unidades | Zr | Zona Subtropical de Alta Presión |
| SIRM | Magnetización Remanente Isotermal de Saturación | ZSAP | |
| SO | Southern Oscillation | | |
| SP | Dominio superparamagnético | | |
| sp. | Especie | | |
| Sr | Estroncio | | |
| SUERC | Scottish Universities Environmental Research Centre | | |
| SW | Suroeste | | |

I. INTRODUCCIÓN

En la historia geológica de los últimos dos millones de años (Pleistoceno-Holoceno) han existido un gran número de variaciones climáticas a nivel global las cuales, entre otros sucesos, han originado una alternancia de periodos más fríos (glaciales) y más cálidos (interglaciales) que afectaron de diversas maneras a los ecosistemas y otros sistemas terrestres. Las causas de la variabilidad climática son diversas, incluyendo cambios en la radiación solar, el tectonismo, las oscilaciones en las temperaturas de las aguas oceánicas y sus corrientes, las posiciones y magnitudes de los sistemas atmosféricos y los movimientos astronómicos de la Tierra, entre otros. A esta variabilidad natural del clima se ha sumado en los últimos milenios el efecto de las actividades humanas. En los últimos 200 años se ha documentado un aumento en la temperatura media del planeta sin precedente en archivos históricos, causado principalmente por el incremento en la concentración de los gases invernadero producto de la actividad humana. En escalas temporales más amplias (4-7 mil años), el impacto de la actividad humana sobre el sistema Tierra se refleja también en otros procesos superficiales físicos y biológicos. Los mecanismos que controlan la variabilidad natural del clima no son aún plenamente conocidos, por ejemplo el origen de los cambios abruptos a escalas milenarias y submilenarios como los eventos Dansgaard-Oeschger (D-O) de los estratos isotópicos marinos 3-4 (Broecker, 2003; Sirocko, 2003), o la frecuencia e intensidad de El Niño (Clement et al., 2000; Lea et al., 2006; Conroy, 2010), entre otros.

El entendimiento de la variabilidad natural del clima es esencial para la creación de políticas que permitan a las sociedades estar preparadas para enfrentar los cambios a futuro. Por otra parte, el conocimiento de las condiciones climáticas bajo las cuales se desarrollaron las sociedades y cómo éstas fueron modificando su entorno, es de gran interés en las ciencias sociales y naturales. Para entender plenamente los mecanismos del cambio climático y poder separar las señales de la variabilidad natural y la sobreimpuesta por el hombre, es necesario contar con registros fieles del cambio climático. Una de las fuentes de información para la reconstrucción paleoclimática más atractiva son los sedimentos lacustres, debido a que los lagos son trampas naturales de acumulación continua de sedimentos. En éstos se conservan no sólo las evidencias de los procesos climáticos, sino también de los procesos ambientales independientes del clima (como el vulcanismo y la sismicidad), ocurridos en periodos de varios cientos a miles de años, e incluso millones de años, como el caso del lago Baikal, en Siberia,

donde se ha estimado un intervalo de más de 40 Ma (Hutchinson et al., 1992; Demory et al., 2005).

Los ambientes lacustres tienen la posibilidad de registrar cambios ambientales y climáticos ocurridos tanto dentro del cuerpo de agua, como en su cuenca de captación. Los restos fósiles de plantas y animales que vivieron dentro o en los alrededores del mismo, permiten inferir las características bajo las cuales vivieron; así como su evolución a lo largo del tiempo, lo que resulta indicador de los cambios en el ambiente sedimentario. Por otro lado, los materiales detríticos acarreados, permiten conocer condiciones de intemperismo, erosión, así como eventos volcánicos ocurridos dentro y fuera de la cuenca. Estos materiales, además, permiten inferir cambios ocurridos en la interfase agua-sedimento, así como condiciones diagenéticas. Otra particularidad de los lagos es que debido a la elevada tasa de sedimentación, en comparación con ambientes sedimentarios marinos, es posible tener un registro detallado de alta resolución de los cambios ambientales de los últimos siglos, permitiendo el estudio del impacto humano en los ecosistemas.

Algunos otros registros utilizados en paleoclimatología comprenden: suelos, sedimentos glaciales, fluviales, marinos y eólicos, depósitos evaporíticos, espeleotemas y núcleos de hielo. Las fuentes biológicas y biogeográficas para reconstruir los cambios climáticos incluyen: anillos de crecimiento en árboles (dendrocronología), fósiles de polen y esporas, microfósiles de plantas, fósiles de vertebrados, ostrácodos, moluscos, foraminíferos, diatomeas, corales, e insectos. Evidencias prehistóricas también se encuentran en los registros arqueológicos: registros escritos, artefactos y restos de plantas y animales. Para el pasado reciente existen registros instrumentales de temperatura y precipitación, aunque están solamente disponibles para un limitado número de áreas y rara vez exceden 300 años.

En general no existen muchos registros que puedan ser de alta resolución como el caso de los núcleos de hielo o los sedimentos lacustres, y además cuando se llegan a tener, difícilmente abarcan periodos de tiempo muy largos, lo que ha provocado que en general la información que se tenga sea escasa. En el mejor de los casos se tienen varios registros pero no necesariamente son comparables, o simplemente son diferentes debido a las condiciones específicas de cada región.

Para descifrar correctamente la información contenida en los diversos registros de información geológica, en particular en este caso de sedimentos lacustres y lograr una

reconstrucción acertada de las complejas variaciones paleoclimáticas y paleoambientales, es necesaria una estrategia multidisciplinaria que combine la utilización de diversas metodologías que analicen sus distintos aspectos físicos, químicos y contenido fósil (Ortega et al., 2006; Lozano-García et al., 2010; Caballero et al., 2002; etc.).

Una de estas metodologías es el **magnetismo ambiental**, disciplina que ha tenido auge en los últimos años. El magnetismo ambiental relaciona la mineralogía magnética con diversos procesos ambientales, a través del análisis de las propiedades magnéticas de los materiales geológicos formados bajo éstos y su comparación con características físicas, químicas y biológicas (Thompson y Oldfield, 1986, Evans y Heller, 2003). Esta disciplina ha establecido liderazgo en algunos campos del conocimiento como los registros de paleoprecipitación a partir de depósitos eólicos (loess) en la planicie China (Chinese plateau) (Bloemendal y Liu, 2005; Jiongxin, 2005; Maher et al., 2002; Maher et al., 2003; Porter et al., 2001), lo que ha permitido establecer funciones de transferencia de parámetros magnéticos con variables climáticas. Las técnicas de magnetismo también han sido utilizadas en el estudio del registro de la actividad humana (Jordanova et al., 2004), permitiendo inferir cambios en el uso del suelo y también para monitorear la emisión de contaminantes (Shu et al., 2001; Maier y Scholger, 2004; Gautam et al., 2004; Pozza et al., 2004; Goddu et al., 2004). Otros campos de aplicación han sido: climatología, ecología, geomorfología, hidrología, limnología, oceanografía, sedimentología y pedología (Evans y Heller, 2003).

En los sedimentos lacustres, la interpretación del registro de la mineralogía magnética depende de la evaluación de las fuentes de las que éstos derivan, también de los tipos dominantes de minerales magnéticos, así como de los procesos geológicos como la erosión y el intemperismo, o de parámetros limnológicos como el estado trófico del lago y la química de las aguas. De esta manera, las transformaciones que sufren los minerales que contienen Fe, tanto dentro del lago como en los alrededores del mismo, proporcionan información sobre las condiciones del depósito de los sedimentos.

Los granos de minerales magnéticos generalmente son muy pequeños para ser observados por medios ópticos, pero pueden ser caracterizados a través de la medición de sus propiedades. Dentro de estas técnicas, una de las herramientas más utilizadas es la variación de susceptibilidad magnética, la cual ha sido una poderosa herramienta de correlación entre los distintos tipos de registros. Sin embargo, al ser la

susceptibilidad magnética un parámetro que depende de varios factores, no es posible utilizarla por sí sola como un proxy (o indicador) de una variable específica del clima o del ambiente. Por ello es necesario determinar el tipo, concentración y tamaños de granos de los minerales magnéticos. La adecuada aplicación de estas técnicas para la reconstrucción de paleoambientes, depende de la acertada interpretación de los procesos que determinan las variaciones en la mineralogía magnética.

La ventaja de analizar la mineralogía magnética en estudios paleoambientales es que todas las sustancias presentan una forma de comportamiento magnético, y las técnicas para su análisis son generalmente rápidas y no destructivas. La mayor limitación que presentan es que ninguno de los parámetros magnéticos constituye por sí mismo un verdadero indicador paleoclimático universal, en el sentido estricto del término y necesariamente deben ser comparados con otros indicadores como el polen, las diatomeas, los ostrácodos, datos geoquímicos, etc. De igual manera los estudios de indicadores paleoclimáticos a menudo requieren del análisis de varios indicadores independientes, debido a la complejidad de los registros, brindando la oportunidad de tener una interpretación más completa y confiable de la historia de los cambios ambientales. Por tanto, los beneficios mutuos que se derivan de estudios conjuntos multi- e interdisciplinarios, con multi-indicadores y magnetismo de rocas en sedimentos, proporcionan un escenario más detallado de los cambios ambientales y climáticos del pasado reciente.

La presente tesis reporta los resultados del estudio de magnetismo ambiental llevado a cabo en dos núcleos de sedimentos colectados en la zona profunda y otro en la margen norte del lago de Zirahuén, Michoacán. El análisis de las variaciones en las propiedades magnéticas y otros parámetros independientes, permiten construir un modelo que relaciona la evolución del lago con cambios climáticos y ambientales. Esta tesis contribuye en: 1) conocer con mayor detalle las variaciones paleoclimáticas y paleoambientales de la región centro-occidente de México durante los últimos 17,000 años, y 2) identificar posibles contribuciones por actividades antrópicas en el clima durante el mismo intervalo de tiempo. Lo anterior brindará elementos necesarios para una interpretación regional más robusta.

I.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En general, uno de los principales retos en la investigación paleoclimática está relacionado con las características temporales y espaciales de la variabilidad de los

climas y paleoambientes durante el Cuaternario, así como los mecanismos responsables de esta variabilidad. Debido a su ubicación geográfica, México se encuentra situado en la frontera entre los climas tropicales y templados, por lo cual resulta ser una zona de particular interés para la reconstrucción de la historia de las variaciones climáticas.

En la actualidad existe una interrogante en relación a las características climáticas del centro de México para el periodo glacial tardío (18,000 - 15,000 a. AP) y el glacial terminal (15,000 - 12,000 a. AP). Los modelos paleoclimáticos, indican que durante el último periodo glacial (~120,000 años), al desplazarse la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y la Zona Subtropical de Alta Presión (ZSAP) hacia el sur, ocurrió un desplazamiento de los vientos del oeste, provocando que alcanzaran posiciones más meridionales e influenciando el centro de México. Se ha propuesto que este desplazamiento a su vez provocó un incremento en la precipitación invernal y por tanto en los niveles lacustres del lago de Pátzcuaro (Bradbury, 1997 y 2000). Sin embargo, los registros procedentes del norte de Pátzcuaro (Zacapu y Cuitzeo), así como en Chalco (región central de la FVT), contrastan con esta hipótesis, ya que sugieren condiciones relativamente secas alrededor del Último Máximo Glacial (UMG) (hace ~20,000 años) (Israde et al., 2002; Ortega et al., 2002; Lozano y Ortega, 1998).

Además de esta polémica, los estudios paleoambientales de los últimos miles de años en el centro de México, son también relevantes porque durante este tiempo han ocurrido notables cambios culturales, como el surgimiento de las primeras sociedades agrícolas y el desarrollo y colapso de civilizaciones con mayor grado de complejidad en la estructura sociopolítica (Mexica y Purépecha) (Lozano-García et al., 2010), entre otros aspectos sociopolíticos. Estos cambios sociales condujeron a cambios mayores en el uso del suelo e intensificación de la explotación de recursos edáficos, forestales e hídricos, los cuales también pueden ser identificados en los registros sedimentarios lacustres.

En algunos casos es posible identificar y separar la señal producida por la contribución antrópica de los últimos siglos. En especial lo relativo a efectos atmosféricos producidos por los procesos industriales, ya que éstos han inducido un gran desequilibrio en las condiciones climáticas, produciendo graves consecuencias como sequías, o elevación del nivel del mar mundial, debido a la fusión de los casquetes polares.

Por último, los estudios paleoambientales también permiten realizar modelos de sedimentación en los lagos, por medio de las distintas facies encontradas en su interior y con los cuales es posible analizar la alta variabilidad espacial estos ambientes sedimentarios y la complejidad en la correlación entre distintas zonas dentro de los mismos.

Considerando que los sedimentos lacustres representan uno de los registros más importantes en nuestro país, resulta necesaria la utilización de diversas metodologías que analicen sus distintos aspectos físicos, químicos y contenido fósil, así como el uso de una estrategia multidisciplinaria, para evaluar de manera acertada las complejas variaciones naturales de estos sistemas sedimentarios (Ortega et al., 2006; Lozano-García et al., 2010; Caballero et al., 2002; etc.). El presente trabajo pretende contribuir en el esclarecimiento de una parte de estas interrogantes mencionadas, con información correspondiente a los últimos 17,000 años, por medio de la aplicación de técnicas de magnetismo ambiental, en una secuencia sedimentaria del lago Zirahuén, Michoacán, México.

I.2 OBJETIVOS

I.2.1 GENERAL

- ◇ Estudiar los cambios paleoambientales ocurridos en el lago de Zirahuén, Michoacán, región centro-occidental de la FVT, durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, a través de indicadores "*proxies*" de magnetismo ambiental.

I.2.2 ESPECIFICOS

1. Determinar la estratigrafía de los sedimentos lacustres de Zirahuén, colectados a partir de dos sondeos perforados en el mismo.
2. Establecer el modelo de edad para la secuencia analizada, a partir de fechamientos radiométricos por ^{14}C .
3. Determinar las facies sedimentarias presentes en la secuencia, así como las asociaciones de facies existentes entre ambos sondeos realizados en el lago.

4. Determinar las características de la mineralogía magnética de la secuencia lacustre, a partir del uso de las técnicas de magnetismo de rocas.
5. Determinar la relación existente entre la mineralogía magnética, indicadores no magnéticos y los paleoambientes inferidos en la columna sedimentaria.
6. Relacionar la mineralogía magnética de depósitos de la cuenca, con aquella encontrada en los sedimentos lacustres.
7. Estimar el impacto de la actividad volcánica en el sistema sedimentario lacustre.
8. Estimar el impacto de la actividad antrópica registrada en los sedimentos lacustres durante el Holoceno tardío, mediante la comparación con algunos indicadores paleoclimáticos.
9. Integrar la información derivada del análisis de los puntos anteriores y elaborar un modelo que explique las variaciones climáticas y ambientales, para los últimos 17,000 años.

I.3 ANTECEDENTES

En esta sección se presenta un panorama del estado del conocimiento sobre las variaciones paleoclimáticas ocurridas durante el Cuaternario tardío en el centro de México y sus probables mecanismos forzadores derivados de estudios paleoclimáticos.

I.3.1 VARIACIONES CLIMÁTICAS DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO A NIVEL PLANETARIO

El Cuaternario tardío ha sido un periodo con una variabilidad climática sin precedentes, al menos durante los últimos 800,000 años ha ocurrido un cambio climático de manera regular, con alternancias de ciclos glaciales/interglaciales. El último de los ciclos inició hace aproximadamente 115,000 años, cuando comenzó un lento y paulatino decremento en las temperaturas medias globales (Goñi et al., 2005; Khodri et al., 2005). Este decremento no fué constante, el periodo comprendido entre 75,000 y 60,000 a. AP fué un estadio glacial de condiciones relativamente más frías, y

posteriormente durante el periodo entre 60,000 y 23,000 a. AP, ocurrió una época relativamente más cálida (p. ej. Martinson et al., 1987), para posteriormente regresar y de forma más rápida a un periodo de condiciones frías en el que los glaciares alcanzaron su máximo valor hace 26,000 a 20,000 a. AP, periodo al que se le ha denominado como Ultimo Máximo Glacial (UMG) (Mix et al., 2001). A este UMG continuó una rápida desglaciación, la cual terminó hace 10,000 a. AP.

En el Holoceno han ocurrido una serie de fluctuaciones climáticas no tan extremas como las del Pleistoceno, sin embargo, son responsables del establecimiento de las condiciones climáticas actuales en muchas regiones del planeta. Durante los primeros 1,000 años del Holoceno se establecieron las temperaturas modernas del verano, produciendo un deshielo rápido de los casquetes polares y los glaciares de montaña, lo que a su vez provocó un aumento de ~40 m en el nivel de los océanos. En los continentes, como resultado se produjo un avance de los bosques templados hacia latitudes más altas, como en el caso de Norteamérica donde alcanzaron la parte este de Canadá hace ~8,000 a. AP. El deshielo de los casquetes además ocasionó el desarrollo de gran cantidad de lagos en los que se registraron los cambios climáticos desde entonces. El nivel actual de los océanos se alcanzó entre hace 6,000 a 5,000 a. AP. El Holoceno tardío es la etapa en la que se han registrado la mayor variabilidad de los cambios climáticos, además de que se ha encontrado un registro con una progresiva incidencia de los procesos humanos (Roberts, 2007).

Todos estos cambios ocurridos durante el Cuaternario, modificaron drásticamente no solo el relieve, sino también diversas comunidades vegetales y animales, dando como resultado cambios en el nivel del mar y en la circulación oceánica, alteraciones en las redes hidrológicas, formación de desiertos y modificación de los patrones de circulación atmosférica, estableciendo las características ambientales existentes actualmente en la Tierra.

Existen diversos factores que ayudan a explicar los cambios sucedidos durante las glaciaciones del Pleistoceno, varios de ellos se enfocan al cambio climático en periodos grandes (Eventos Heinrich y Dansgaard-Oeschger), sin embargo, no deben dejarse de lado los ciclos pequeños y oscilaciones de pocos años como la actividad solar o el fenómeno El NIÑO, incluso de tipo anual-decadal, igual de importantes y que siempre están presentes en los registros climáticos Pleistocénicos y recientes. A continuación se describen algunos de estos.

Los **Eventos Heinrich** (EH) son episodios de enfriamiento de corta duración con inicio y fin abrupto, caracterizados por grandes flotillas de icebergs que transportaban detritos hacia las aguas frías del Atlántico norte. Ocurren en etapas en que el hielo cubría regiones continentales de latitudes medias. Se han identificado seis eventos entre 70 y 14 ka (H1 a H6) (Broecker et al., 1992; Bond et al., 1992), y se ha propuesto a los sedimentos de edad **Younger Dryas** (YD) como un evento Heinrich adicional (H0), por contener detritos del mismo tipo (Bond et al., 1993). El YD ocurrió entre 13,000 y 11,600 años AP, en éste el clima europeo recayó en un período muy frío. La palabra Dryas se deriva de *Dryas octopelata*, planta de pálidas flores amarillas, típica de la tundra, que reapareció en las tierras meridionales de Europa.

Los EH (depósitos de detritos estrictamente) ocurrieron al final de periodos prolongados de enfriamiento, cuando las condiciones eran aún muy frías y gran parte del Atlántico norte estaba cubierto por aguas heladas. No fueron provocados por el inicio de condiciones cálidas y ocurrieron en un patrón cuasicíclico cada 7-12 ka, con duración entre 250-750 años.

La influencia de los EH en el clima global, o al menos en el del hemisferio norte, ocurría debido a que al derretirse los icebergs de agua dulce disminuía la salinidad de las aguas superficiales del Atlántico norte, y por lo tanto también la densidad del agua, debilitando el movimiento convectivo de hundimiento en los Mares Nórdicos. Como consecuencia la circulación termohalina se debilitaba en el Atlántico, la Corriente del Golfo no llegaba a las latitudes altas y se producía en superficie un avance hacia el sur de las masas de agua polares, que llegaba hasta la costas del sur de Portugal (Bard et al., 2000). De esta forma aumentaba el gradiente térmico latitudinal entre las zonas tropicales y las latitudes medias y altas, provocando cambios en los transportes atmosféricos de humedad (zonales y meridianos), que afectaban al clima no sólo del Atlántico sino también del Pacífico (Bradley, 1999).

Los EH daban paso posteriormente a una salinización de las aguas del Atlántico norte, que era clave en la reanudación de la circulación termohalina. Cuando disminuía el aporte de agua dulce al mar, aumentaba de nuevo la salinidad del Atlántico norte. Entonces se reanudaba con rapidez la circulación del cinturón transportador oceánico (Conveyor Belt) y se intensificaba la Corriente del Golfo. Produciéndose una brusca elevación de las temperaturas en las latitudes medias-altas e iniciándose un cálido interestadial, o evento **Dansgaard-Oeschger** (D-O).

Se han reconocido 23 eventos D-O de tipo suborbital entre 115-10 ka, caracterizados por rápidos incrementos en la relación isotópica de oxígeno en núcleos de hielo perforados en Groenlandia. Estrictamente el ciclo climático completo que incluye el cálido interestadial y el subsecuente regreso a condiciones glaciales se ha denominado como ciclo D-O. La duración de cada evento D-O es de alrededor de 2-3 ka, la mayoría con inicio gradual y término abrupto en unas cuantas décadas o centurias (Cronin, 1999). Además del rápido incremento en temperatura, el clima interestadial durante los eventos D-O presenta una doble tasa de acumulación de nieve en relación a periodos fríos y con grandes turbulencias atmosféricas.

Desde el punto de vista de las variaciones climáticas de corta duración se tiene a la **actividad solar**; cuando se incrementa el campo magnético solar de 100 a 1000 veces por encima del promedio, se inhibe la convección y en su superficie se generan depresiones de 400 a 500 km de profundidad, con diámetro de 4,000 a 20,000 km. Estas depresiones irradian energía de forma menos eficiente, con temperaturas de 4,200 a 4,500 K y se conocen como manchas solares, que comparadas con la superficie adyacente, son de colores más oscuros y pueden ocupar entre 1 y 2 % de la superficie total del Sol. El Sol tiene un ciclo magnético fundamental de 22 años, consistente de dos ciclos de manchas solares con polaridades invertidas. Las manchas solares ocurren en grupos con polaridad magnética similar entre cada uno de los ciclos, con una duración de aproximadamente 11.2 años. El ciclo inicia con un periodo de cuatro años donde se alcanza la máxima actividad y otro de siete años hasta su mínimo. Esta periodicidad es cuasicíclica y puede ser tan corta como seis años, hasta un máximo de 17 y cada segundo ciclo tiene ligeramente más manchas solares que el primero (Bradley et al., 2003).

En las manchas solares a menudo se presentan destellos que representan predominantemente el eyecta de hidrógeno, con velocidades que sobrepasan los 1,500 km/s y que realzan el viento solar. Acompañando a los destellos solares se encuentran los pulsos de radiación electromagnética, los cuales llegan a la superficie de la Tierra en aproximadamente ocho minutos e interactúan con el campo geomagnético, incrementando la ionización en la parte baja de la ionósfera a una altura de 65 km. El viento solar llega dos días después y tiene repercusiones más fuertes pues afecta el campo geomagnético. Los destellos solares muy grandes son llamados Eventos protón y pueden destruir hasta un 20 % del ozono de la Tierra en cuestión de unos cuantos días.

Existen correlaciones entre las manchas solares y los efectos climáticos en la Tierra, por ejemplo, se sabe que las tormentas eléctricas y los relámpagos aumentan en la Tierra durante los picos de máxima actividad en éstas. También aumenta la radiación UV en épocas de más número de manchas solares y durante los destellos solares (Cronin, 1999). Los periodos de más baja actividad de manchas solares o de no existencia de las mismas en los últimos 5,000 años correlacionan con periodos fríos en los registros históricos, como el mínimo de Oort (1010-1050 a. DC), mínimo de Wolf (1280-1340 a. DC), mínimo de Spörer (1420-1530 a. DC) y mínimo de Maunder (1645-1715 a. DC) (Bradley, 1999).

Por otro lado, dentro de las variaciones climáticas de corta duración, también está el **Fenómeno El Niño**, término utilizado para describir el cuasiperiodo fuertemente anómalo de calentamiento oceánico, que ocurre cada 3-7 años,. Con promedio de un evento cada cuatro años y eventos fuertes cada diez años. Las evidencias sugieren que en el siglo pasado ocurrieron nueve eventos fuertes y 14 moderados. Estos eventos ocurren a través del Océano Pacífico tropical, caracterizado por un aumento en la temperatura superficial del océano (en las regiones este y central) y cambios en la profundidad de la termoclina y la fuerza de las corrientes oceánicas superficiales. Lo opuesto a *El Niño*, se denomina *La Niña*, ocurre en años cuando durante el periodo de diciembre a marzo, el calentamiento es inusualmente débil y las aguas superficiales del Océano Pacífico este se caracterizan por ser relativamente frías (Cronin, 1999; Bradley, 1999; Bradley et al., 2003).

El complemento atmosférico al evento oceánico *El Niño* es llamado Oscilación sur (Southern Oscillation, SO). El término actualmente utilizado es ENSO (El Niño Southern Oscillation), en el cual los sistemas de alta presión que típicamente dominan el Pacífico este, se mueven hacia el oeste, y los sistemas de baja presión que caracterizan a la región de África-Australia, incluyendo a la India, se desplazan hacia el este. La migración hacia el este de la baja presión trae fuertes lluvias (más de lo normal) a las costas de Sudamérica (Perú y Ecuador), provocando que las zonas semidesérticas se tornen verdes y disminuya la precipitación en el Pacífico occidental. Por otro lado, el agua del mar se calienta, suprimiendo el ascenso del agua fría y causando la profundización de la termoclina.

Actualmente se sabe que la ENSO es un fenómeno climático que se origina como una perturbación oceánico-atmosférica tropical (probablemente no debida a mecanismos externos) y que tiene repercusiones climáticas globales, a lo que se le denominó

“teleconexión”. Durante los años de fuerte ENSO, no solo el sistema del Monzón Asiático falla, sino que en África y el Pacífico Occidental se pueden experimentar severas sequías; los veranos en el oeste de Norteamérica pueden ser calientes y secos, y el SE de EEUU puede recibir de forma anómala altas lluvias de invierno. Se ha encontrado que en los años en que se presenta este fenómeno, ocurre también un desplazamiento de las ZSAP hacia el norte y por tanto aumentan las lluvias en la zona NW de México, la cual usualmente se encuentra seca, además de un incremento de ciclones tropicales a lo largo de la costa del Pacífico. Por otro lado, se ha visto que el efecto *canícula* se presenta con mayor frecuencia en los años en los que se presenta el fenómeno de *La niña*.

I.3.2 PATRONES CLIMÁTICOS ACTUALES EN MÉXICO

En la actualidad, en temporada de invierno la ZCIT se desplaza hacia el ecuador y los vientos del oeste proporcionan condiciones de aridez a la mayor parte del territorio mexicano, con excepción de la porción NW de Baja California, que presenta su máximo en precipitación (Figura I.1a). En verano, la ZCIT se desplaza hacia el norte (García, 1990; Spaulding y Namowitz, 1997; Hodell et al., 2005b), provocando que en la porción central de México dominen los vientos del este que transportan humedad procedente del golfo de México y el mar Caribe (vientos alisios), aunque también contribuyen los vientos del Pacífico tropical oriental, con una aportación mayor en septiembre por el aumento de ciclones (Figura I.1b). A este corto periodo en el que ocurren la mayoría de lluvias del año (junio-agosto), con las temperaturas más altas justo antes del inicio de las lluvias, se le conoce como *Monzón Mexicano*, con efectos hasta Nuevo México y Arizona en EEUU. El nombre asignado es en clara analogía al Monzón Asiático, de características similares (Douglas et al., 1993; Reyes et al., 1994).

En invierno los vientos del oeste procedentes de latitudes medias pueden extenderse hacia el sur hasta los 19° N (latitud de la ciudad de México), la gran altitud de la FVT funciona como una barrera natural para estos vientos, produciendo condiciones climáticas frías y en algunas ocasiones nevadas en latitudes muy altas. En el invierno también bajan grandes cantidades de masas de aire polar frío, conocidos como *nortes*, los cuales chocan en la parte este del territorio mexicano a lo largo de la sierra Madre Oriental, provocando fuertes lluvias incluso en Chiapas y Oaxaca (Figura I.1a).

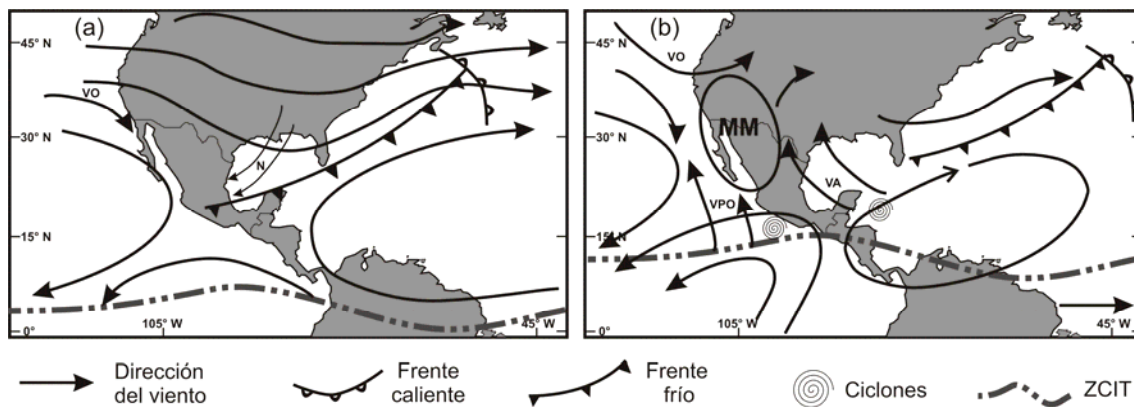


Figura I.1 Patrones de circulación de los vientos sobre México. (a) Invierno, (b) Verano. ZCIT: Zona de Convergencia Intertropical; MM: monzón mexicano; VO: vientos del oeste; VA: vientos alisios; N: nortes; VPO: vientos del Pacífico oriental (Modificada de Metcalfe et al., 2000).

En el verano, cuando la ZCIT se desplaza hacia el norte, se origina un cinturón de alta presión alrededor de los 35° N y el intercambio de viento produce un flujo profundo del este sobre la mayor parte de México. Este intercambio da vuelta a lo largo de la parte sur del alto de Bermuda (ZSAP) y la humedad se desplaza de SE a NW. A la lluvia ocasionada por tal efecto se suman tormentas convectivas ocasionadas por calentamiento en las altas mesetas. Originalmente se pensaba que la humedad del golfo de México provocaba toda la precipitación en verano, pero ahora se acepta que sobre la sierra Madre Occidental y la región hacia el norte a lo largo del Cañón del Colorado, Arizona y Nuevo México, las lluvias son ocasionadas por la humedad procedente de los vientos del Pacífico este (Figura I.1b) (Douglas et al., 1993).

En la margen oriental de México, la estación de lluvias de verano puede ser interrumpida por periodos de sequía de dos a cuatro meses, etapa conocida como *canícula*, causada por fluctuaciones intraestacionales en precipitación, interacciones entre radiación solar y nubes, cambios en la temperatura del océano Pacífico oriental y en los vientos que convergen sobre la costa SE de México y Centroamérica (vientos del este y actividad ciclónica del Pacífico) (Magaña et al., 1999). La magnitud de ésta determina la abundancia de precipitación de un año a otro sobre México (Toledo, 1980).

El efecto climático de estos fenómenos atmosféricos globales es influenciado localmente por la latitud, topografía, así como la distribución de las geformas, que producen en su conjunto las grandes variaciones de lluvia del territorio mexicano, desde los 2,000 mm al año en las regiones elevadas al sur del país, hasta las zonas

desérticas alrededor del golfo de California, con precipitaciones menores a los 400 mm anuales.

Las variaciones topográficas locales, pueden producir grandes variaciones en precipitación. La altitud sobre el nivel del mar es esencial en la disminución de la temperatura, la cual se distribuye en niveles o pisos térmicos, y es tan grande su influencia, que aún en la zona tropical se encuentran picos cubiertos por las nieves perpetuas. Otro efecto notable de la altitud es el gran incremento del calor, ya que a una misma altura sobre el nivel del mar, la temperatura del aire que se encuentra sobre las tierras elevadas es considerablemente mayor que la temperatura de las capas altas de aire sobre las tierras costeras o el mar, lo que ocasiona movimientos convectivos intensos del aire sobre las tierras altas y desplazamiento monzónico de masas de aire de los océanos al continente en verano.

El relieve consistente en enormes sierras, ocasiona efectos notables sobre la atmósfera como el efecto embalse, el deflexivo y el de ascenso y descenso orográfico, produciendo grandes contrastes en cuanto al grado de humedad entre unas laderas y otras (García, 1988). Por lo anterior, es necesario resaltar que la cantidad de lluvia por sí sola no es un dato suficiente para determinar el clima de una región, y está por tanto también influenciado por el conjunto de todos los parámetros mencionados.

I.3.3 INVESTIGACIONES PALEOCLIMÁTICAS EN MÉXICO

Existen pocos registros disponibles para los últimos 18,000 años en la parte central de México. En éstos en general se ha interpretado un periodo de aumento de la temperatura a partir del UMG. Los pocos datos existentes relacionados con el UMG (22,000-18,000 a. AP), indican que las condiciones climáticas cambiaron de relativa humedad hacia más áridas en ca. 18,000 a. cal AP, más secas que las actuales en el centro de México. Se han reportado condiciones de sequía para el Pleistoceno tardío hasta 14,000 a. cal AP en la cuenca de Chalco (Lozano y Ortega, 1994; Caballero y Ortega, 1998; Ortega et al., 2000); sequías anteriores a 14,000 a. cal AP para el lago de Texcoco (Lozano y Ortega, 1998); sequías para el Pleistoceno tardío (18,000-10,000 a. cal AP) y Holoceno temprano en Petén Itzá, sur de la península de Yucatán (Hodell et al., 2008); e incrementos en erosión para el fin del periodo glacial en la cuenca de Babicora, Chihuahua (Urrutia et al., 1997).

Sin embargo, actualmente existe una controversia en relación con los datos reportados para la cuenca de Pátzcuaro, donde se han reportado condiciones más húmedas que persistieron desde el UMG hasta ca. 10,000 a. cal AP. La información del registro del lago de Pátzcuaro sugiere para este periodo, la existencia de ambientes húmedos interpretados con base en el desplazamiento de los vientos del oeste hacia latitudes meridionales como el centro-oeste de la FVT, provocando un incremento en la precipitación de invierno y originando un incremento en los niveles lacustres de dicho lago (Bradbury, 1997 y 2000). Este mecanismo es congruente con el descenso de la línea de equilibrio de los glaciares (ELA) registrado en el volcán Tancítaro (Vázquez-Selem y Heine, 2011); sin embargo, no explica las condiciones secas que prevalecieron en la cuenca de Zacapu o la muy baja tasa de sedimentación en Cuitzeo entre 21,000 y 10,000 a. cal AP., además de que la presencia de altos valores de esporas de Isoëtes para este periodo en Pátzcuaro (Bradbury, 2000), contradice la ocurrencia de niveles lacustres altos. Los registros de mamíferos en el centro de México apoyan lo anterior e indican que para el periodo entre 25,000-12,000 a. AP, existía un clima más húmedo y frío que el presente (Ferrusquía-Villafranca et al., 2010).

En la parte final del Pleistoceno, los efectos climáticos y el vulcanismo son responsables del efecto acumulativo en la región central del territorio mexicano. Algunos registros sugieren alta intensidad en los procesos geomórficos para esta transición Pleistoceno-Holoceno. Por ejemplo, los registros paleopedológicos en el Glacis de Buenavista (Solleiro-Rebolledo et al., 2003; Solleiro-Rebolledo et al., 2011), esta etapa se muestra como formación de tepetates que indican flujos de lodo asociados con fuertes lluvias alternadas con periodos secos. Heine (1994), ha vinculado los avances glaciares (M2 y M3) del volcán La Malinche, a un periodo erosivo en sincronía con deflación en bajas latitudes en la región central de México, y una descarga considerable de agua de fusión del manto glacial de Laurencia hacia el golfo de México, lo que se piensa que es la causa del mayor enfriamiento de estas regiones adyacentes.

Es muy probable que las condiciones para el Holoceno temprano (9,000 a. AP) en el centro de México, hayan sido más de tipo árido (Zacapu) (Ortega et al., 2002), aunque se ha llegado a encontrar evidencias de que probablemente pudo haber condiciones relativamente húmedas en Chalco (Caballero y Ortega, 1998). En registros de espeleotemas de la región de Guerrero, SW de México, se ha reportado aumento en las condiciones de humedad entre 7,200-4,300 a. cal AP (Bernal et al., 2011). Los

registros paleopedológicos de Tepexpan (centro de México), sugieren también una fase relativamente húmeda con claras tendencias a sequía (Sedov et al., 2010). En el caso del Holoceno temprano-medio (6,000 a. AP), parece haber existido condiciones un poco más húmedas sobre la mayor parte de México (Caballero et al., 2002), excepto en la cuenca de México, aunque la tendencia general en los registros es hacia la aridez (Goman y Byrne, 1998; Metcalfe et al., 2000; Caballero et al., 2002).

Las condiciones ambientales actuales existentes en los desiertos de Sonora y Chihuahua, parecen haberse establecido desde hace aproximadamente 4,000 a. AP (Ortega et al., 1998). Para la región central del país se ha registrado una etapa de aridez entre los 5,000 y 4,000 a. AP (Lozano y Ortega, 1994; Lozano et al., 1993; Caballero y Ortega, 1998; Caballero et al., 2002), sin embargo, para este mismo periodo se han reportado condiciones de humedad para la región de Yucatán (Metcalfe et al., 2000; Brenner et al., 2001), y por tanto es necesaria la realización de más estudios enfocados a este periodo que contribuyan al esclarecimiento de esta interrogante.

Los registros paleopedológicos del valle de Teotihuacan, en el centro de México sugieren episodios intermitentes de alta erosión, desde hace 5,000 a. cal AP (Solleiro-Rebolledo et al., 2011). Los registros de Tepexpan (centro de México), sugieren un cambio a pedogénesis de tipo seco a partir de 4,600 a. cal AP (Sedov et al., 2010). Los paleosuelos de Tlaxcala también indican presencia de carbonatos en el Holoceno tardío, sugiriendo un clima más seco (Sedov et al., 2009). En registros de espeleotemas de la región de Guerrero, SW de México, se ha reportado un descenso en las condiciones de precipitación (humedad) desde hace 4,300 a. cal AP (Bernal et al., 2011), lo que consideran el establecimiento de las condiciones climáticas que prevalecen hasta la actualidad, relacionadas con un aumento en las actividad del fenómeno ENSO en Sudamérica.

Un periodo muy estudiado de condiciones áridas durante el Holoceno tardío en otras regiones, ocurrió hace aproximadamente 1,000 años y coincide con la etapa de sequía reportada para el final del periodo arqueológico Clásico (500 – 1,000 DC), sequía que afectó gran parte de la república Mexicana, ya que se ha reportado para este mismo periodo en la región del centro de México (O'Hara et al., 1994; Metcalfe et al., 1994; Goman y Byrne, 1998; Metcalfe et al., 2000; Caballero et al., 2002; Ortega et al., 2006), golfo de California (Barron et al., 2003), Nayarit (Vázquez-Castro et al., 2008) y sureste de México, interpretada como una posible causa del abandono de las ciudades

pobladas por la cultura Maya (Brenner et al., 2001; Haug et al., 2003). Esta gran sequía también se ha reportado para Guatemala (Rosenmeier et al., 2002), el Mar del Caribe, Centroamérica y el norte de África (Nyberg et al., 2001).

Resumiendo, algunos de los principales estudios realizados en el territorio mexicano, desde el punto de vista de cambios ambientales en sedimentos lacustres, corresponde a los realizados en la cuenca de México (Caballero y Ortega, 1998; Caballero et al., 1999; Lozano et al., 1993; Lozano y Ortega, 1994 y 1998; Ortega, 1992; Ortega et al., 2000), el Alto Lerma (Caballero et al., 2002; Metcalfe et al., 1991), Zacapu, Michoacán (Ortega et al., 2002), Pátzcuaro, Michoacán (Bridgwater et al., 1999; Bradbury, 2000; Fisher et al., 2003; Metcalfe et al., 2007), Zirahuén, Michoacán (Davies et al., 2004 y 2005), Los Tuxtlas, Veracruz (Caballero et al., 2006; Ortega et al., 2006), Santa Maria del Oro, Nayarit (Vázquez-Castro et al., 2008) el desierto de Sonora (Ortega et al., 1999) y el desierto de Chihuahua (Urrutia et al., 1997; Metcalfe et al., 1997; Metcalfe et al., 2002).

En conjunto los principales aportes de los trabajos citados han sido la identificación de fases de erosión acelerada, el conocimiento de las variaciones en los niveles lacustres y de cobertura vegetal, así como sobre las perturbaciones en los sistemas naturales originados por el asentamiento de los primeros pobladores permanentes alrededor de los lagos. Para contribuir al desarrollo de estas investigaciones en el territorio mexicano, en este trabajo se presenta la investigación de un periodo de los últimos 17,000 años, realizada en los sedimentos lacustres de la cuenca de Zirahuén, Michoacán.

1.3.4 ESTUDIOS PREVIOS EN ZIRAHUÉN

Se han realizado trabajos relacionados con la química del agua y batimetría del lago (De Buen, 1943), dinámica hidrológica del lago (López, 1982), cambios batimétricos a lo largo del tiempo (Bernal-Brooks y McCrimmon, 2000a), diversas características limnológicas (Bernal-Brooks y McCrimmon, 2000b; Martínez, 2005; Martínez-Almeida y Tavera, 2005), uso de suelo, dinámica estacional y calidad del agua (Bernal-Brooks y Ruiz, 2007), estratificación de las masas de agua y fitoplancton (Tavera y Martínez-Almeida, 2005), así como flora-fauna que habita el cuerpo de agua (Madrigal et al., 2004). Además, algunos trabajos donde se hace mención al lago Zirahuén en conjunto con cuencas aledañas, como en Armienta et al. (2008) y Arriaga et al. (1998), en los

cuales se tratan datos limnológicos, y Telford et al. (2004), con información sobre el impacto de las tefras en las comunidades de algas.

En la zona lacustre de la cuenca de Zirahuén, los cambios paleoclimáticos y paleoambientales han sido documentados de formas diversas. Davies et al. (2004 y 2005), en un estudio de diatomeas de un registro que abarca los últimos 1,000 y 500 a. cal AP respectivamente, observan cambios climáticos y evidencias de actividad antrópica en la región. Otros estudios han sido realizados mediante análisis polínico de los últimos 3,000, 3,200 y 11,500 a. cal AP (Vázquez-Arellano, 2009; Lozano-García et al., 2010; Torres, 2010), y el análisis isotópico de C y O de los últimos 15,000 a. AP (Aston, 2008).

II. GENERALIDADES

II.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El lago Zirahuén, se ubica en el municipio de Villa Escalante, en la parte central del estado de Michoacán, a 15 km de distancia en línea recta (S 50° W) del poblado de Pátzcuaro. Se localiza a los 19° 26' N y 101° 45' W, y a 2,075 m snm. Su acceso se realiza por la carretera federal No. 14 Morelia-Uruapan y la estatal No. 45 (desviación a Zirahuén) (Figura II.1).

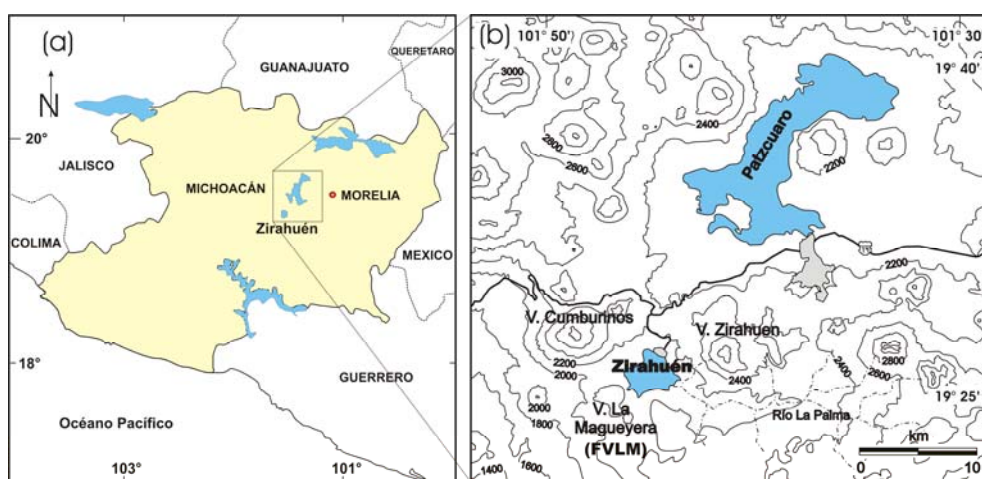


Figura II.1 Localización y vías de acceso al lago Zirahuén. (a) Ubicación regional del estado de Michoacán en la República Mexicana. (b) Mapa topográfico (Tomado del INEGI, 1997). FVLM: Flujos volcánicos La Maguëyera.

II.2 FISIOGRAFÍA

El lago Zirahuén se localiza en la parte centro-occidental de la Provincia Fisiográfica Faja Volcánica Transmexicana (FVT), (Figura II.2a). La región presenta grandes aparatos volcánicos tipo estratovolcán con conos menores asociados y llanuras aluviales (Figura II.2b). El lago se encuentra cerca de los límites entre la provincia de la FVT y la Provincia Sierra Madre del sur, constituida por sierras complejas, cumbres, llanuras y lomeríos. La FVT se localiza entre los paralelos 19° y 21° N con un ancho entre 50 y 150 km, y orientación general E-W de 950 km (en promedio); cubre una área de aproximadamente 130,000 km². En su sector centro-occidental, la provincia está constituida por rocas

volcanoclásticas de composición básica y derrames basáltico-andesíticos, asociados con grandes aparatos volcánicos. Localmente presenta un relieve poco accidentado, de pendientes suaves que son alteradas únicamente por los aparatos volcánicos como los volcanes Zirahuén, con una elevación de 2,980 m snm y Cumburinos con 2,920 m snm (Figura II.1).

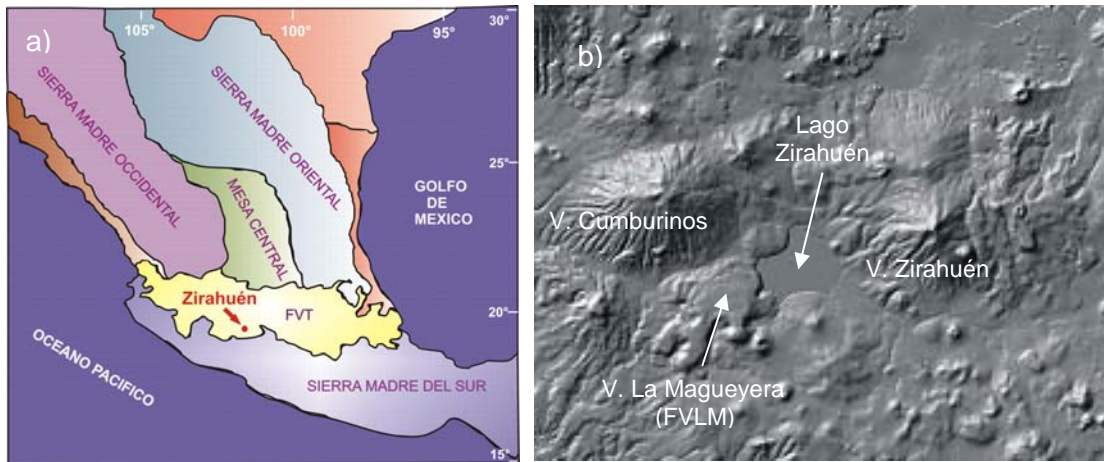


Figura II.2 a) Ubicación del lago Zirahuén, porción centro-occidental de la Provincia Fisiográfica Faja Volcánica Transmexicana. b) Modelo de terreno que muestra los aparatos volcánicos de mayor elevación de la zona (Zirahuén, Cumburinos y La Magueyera) FVLM: Flujos volcánicos La Magueyera.

II.3 HIDROGRAFÍA Y CARACTERÍSTICAS LIMNOLÓGICAS

El lago se encuentra en la Región Hidrológica No. 2 (río Balsas); la subcuenca presenta drenaje de tipo dendrítico, pero los procesos erosivos en la región cercana al lago, han propiciado un drenaje característico de tipo radial convergente hacia el mismo. El lago es una cuenca de tipo endorreica con una sola corriente superficial (río El Silencio o La Palma), que lo alimenta durante todo el año (Figura II.3), procedente de los pueblos de Opopeo y San Gregorio al este de la cuenca. A pesar de ser de tercer orden, el caudal del río es muy bajo ($0.05-5 \text{ m}^3/\text{s}$) (Arriaga et al., 1998), con tirante de agua menor a 50 cm en su desembocadura y un ancho del cauce de aproximadamente 2 m. El lago se encuentra rodeado por pequeños arroyos intermitentes, activos solo durante el periodo de lluvias, con longitud máxima de 3 a 5 km. El nivel actual del lago representa el nivel freático de la región y funge como zona de recarga regional, aumentando su nivel hasta 2 m en época de lluvias.

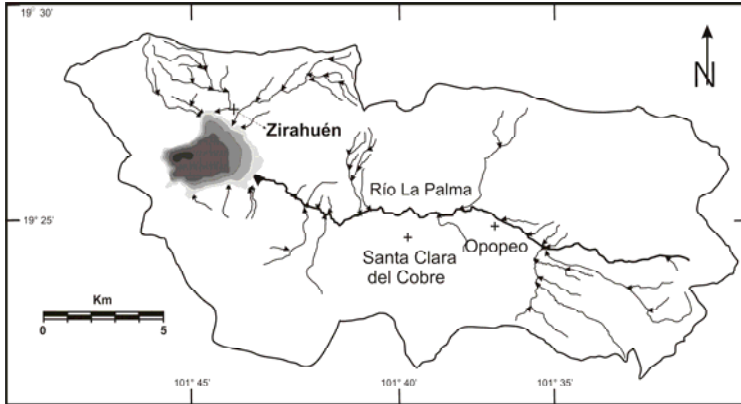


Figura II.3 Red hidrográfica regional y parteaguas de la cuenca de drenaje, realizada con base en los mapas topográficos del INEGI (1999 y 2000). Drenaje regional tipo dendrítico. Batimetría del lago cada 10 m (Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000a).

Limnológicamente, se clasifica como monomítico cálido (Martínez, 2005), el agua se mezcla completamente una vez al año al adquirir una temperatura homogénea y por tanto hay intercambio de oxígeno con el fondo. Esto ocurre en el periodo de menor temperatura ambiental (diciembre-marzo). La estratificación térmica ocurre entre abril-octubre, con una diferencia de temperatura entre la superficie (epilimnión) y el fondo (hipolimnión) de ~ 6 °C. La termoclina se encuentra a ca. 15 m de profundidad para los meses de mayo a agosto, y la oxiclina a ca. 20 m para el mismo intervalo (Bernal-Brooks y Ruiz, 2007). El lago es oligotrófico (MO disuelta baja o nula), por lo que el agua es clara y la zona fótica alcanza hasta 5 m de profundidad; presenta un pH de 8.4 (básico).

II.4 CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima regional de acuerdo al sistema de clasificación de Köppen modificado por García (1988), es templado subhúmedo con lluvias en verano (Cw_2), con temperatura media anual de 16 °C, precipitación media mensual de 77 mm y media anual de 891 mm (Figura II.4). Se presenta un régimen de vientos alisios y de monzón del Pacífico, y una evapotranspiración media anual de 700-800 mm (Martínez, 2005).

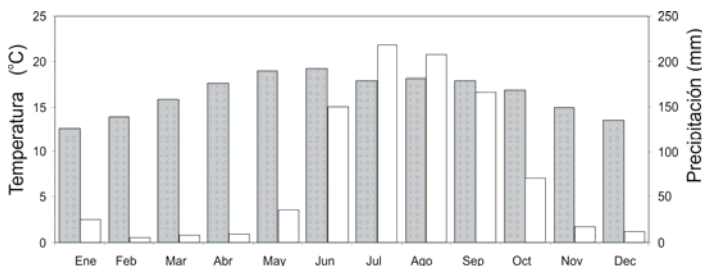


Figura II.4 Promedios mensuales de temperatura (barras grises) y precipitación (barras blancas), para los periodos entre 1975-2005 y 1970-2005, respectivamente. Estación meteorológica de Pátzcuaro, Michoacán (CONAGUA, 2008).

La vegetación más común es el bosque de coníferas y encino (*Pinus oocarpa* y varias especies de *Quercus*), que se distribuyen de forma irregular en función de los factores del clima y el suelo imperante en la región. Debido a las actividades productivas (aprovechamiento forestal, artesanal, agricultura, fruticultura y ganadería), se genera una amplia perturbación de la vegetación natural de la cuenca. Como consecuencia, se presenta un mosaico de asociaciones vegetales secundarias alternadas con las originales. Dentro del lago la vegetación está representada por enraizada emergente (*Cyperus canus*, *C. Hermaphroditus*, *C. Prolixus*, *Juncus ebracteatus*, *Phragmites* sp., *Scirpus californicus* y *Typha* sp.) y enraizada sumergida (*Potamogeton foliosus* var. *Foliosus*, *P. Illinoensis*, *Ceratophyllum* sp. y *Myriophyllum* sp.) (Martínez, 2005).

II.5 CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DEL LAGO

El cuerpo lacustre se encuentra dentro de una depresión natural a 2,075 m snm, con un diámetro irregular entre 3 y 4 km y profundidad máxima de 40 m. Su área es de 9.7 km², con bordes sinuosos y forma irregular casi pentagonal (Figura II.5). Su morfología está relacionada con los procesos geológicos que le dieron origen, aparentemente a partir del cierre del cauce del río La Palma, que fluía en dirección SW hacia la vertiente del Pacífico. Los flujos del volcán La Magueyera (FVLM, Figuras II.1 y II.2) con edad de 6560 ± 950 a. AP, representan la última etapa de vulcanismo y se considera ocasionaron el cierre total de la cuenca y el consecuente aumento del tirante de agua (Ortega et al., 2010).

En su región interna el lago presenta dos características distintivas, la porción N, E y S presenta una zona de rampa muy amplia con pendiente muy baja (ca. 1.5°) que se extiende hasta la zona centro-occidental más profunda (Figura II.5). Morfología controlada por la acumulación del sedimento que transporta el río La Palma. El sector W y NW del lago se caracteriza por presentar un talud con una fuerte pendiente que provoca un súbito aumento de profundidad en unas cuantas decenas de metros. Esta morfología es provocada por los FVLM, afectados aún pobremente por los procesos erosivos.

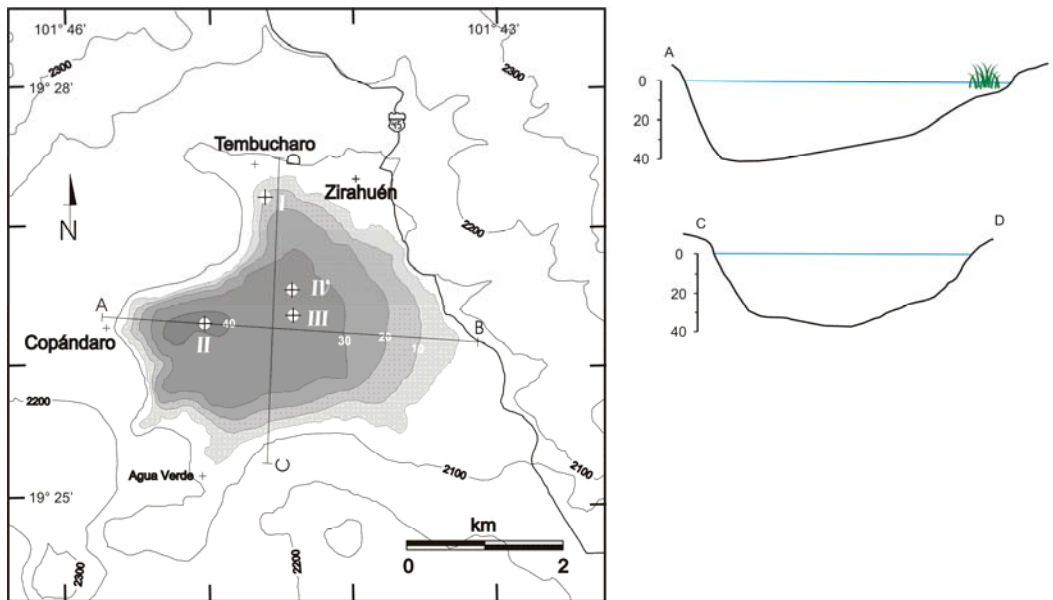


Figura II.5 Mapa batimétrico del lago Zirahuén (modificado de Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000a). Se muestran los cuatro sitios de perforación. I: ZIR 03 I; II: MOLE ZIR 03-2A-1M; III: MOLE ZIR 03-2A-1K; IV: MOLE ZIR 03-3A-1K. Topografía tomada del INEGI (1999). Y perfiles batimétricos W-E y N-S dentro del lago. La escala vertical (en metros bajo el nivel lacustre) se encuentra amplificada para su mejor observación.

II.6 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS REGIONALES Y CUBIERTA EDÁFICA

La actividad endógena produjo estratovolcanes y conos cineríticos erosionados en diversos grados, acompañados de coladas de lava que representan planicies con desarrollo de suelos y terrenos de cultivo (Figura II.2b). Únicamente los mayores volcánes (Zirahuén, La Magueyera y Cumburinos) presentan barrancos de hasta ca. 50 m de profundidad; un factor asociado al incremento en la erosión es la deforestación excesiva de los alrededores del lago. En el resto de los aparatos volcánicos (de elevaciones menores) los procesos de intemperismo y erosión han actuado con fuerza, por lo que la mayoría de éstos actualmente se encuentran como lomerios.

Los procesos de nivelación del terreno y la acumulación o relleno de depresiones, han permitido el desarrollo de grandes espesores de suelo y ha impedido el desarrollo de una red fluvial de grandes dimensiones (Figura II.3). El proceso geomorfológico de desarrollo de suelos a partir de materiales volcánicos es muy evidente en la región. La mayoría de los productos volcánicos se encuentran intemperizados al grado de desarrollarse perfiles

de paleosuelos de espesores hasta 15 m, principalmente en el sector N del lago, dificultando la observación del material parental. Los suelos se caracterizan en general por ser de dos tipos. Luvisoles: color rojo, bien desarrollados, se distribuyen sobre la mayoría de las rocas y aparatos volcánicos de la región y son los más antiguos. Andosoles ócricos: color pardo claro-amarillo, poco desarrollados y únicamente se encuentran sobre los FVLM (más jóvenes) (Figura II.6). Es posible que el espesor de los suelos se deba a la existencia de varias etapas de sedimentación o también es probable que la edafogénesis haya originado un pedocomplejo que unió el suelo moderno con la intemperización de las rocas.

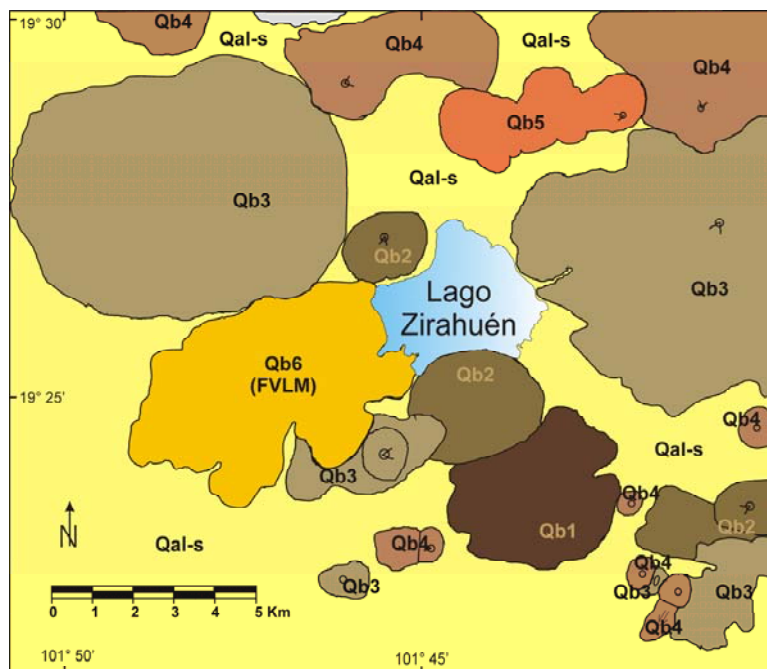


Figura II.6 Mapa geológico de la región circundante al lago Zirahuén. Se observa la estratigrafía de emisiones volcánicas, enumerados de acuerdo a su edad relativa. Qb₁ la más antigua y Qb₆ la más joven. Qb₆: Andesita de hornblenda, augita y olivino; Qb₅: Basalto de augita y olivino; Qb₄: Basalto de augita; Qb₃: Basalto de olivino y augita; Qb₂ y Qb₁: posibles basaltos (no fue posible la obtención de muestras para el estudio petrográfico); Qal-s: depósitos aluviales y Luvisoles; Q: Cuaternario (en todos los casos anteriores).

La geomorfología de la zona tiene gran influencia en la sedimentación lacustre; la red fluvial asociada a lomeríos no se encuentra lo suficientemente desarrollada, lo que impide una erosión excesiva, aunque existe la suficiente para permitir el ingreso de sedimentos procedentes de los suelos rojizos, que ocasionan un cambio en tonalidad del agua durante la época de lluvias. Probablemente, el mayor aporte detrítico al lago se presenta

cuando ocurren grandes precipitaciones torrenciales, al activarse la mayoría de los arroyos en las laderas de los aparatos volcánicos circunvecinos.

II.7 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS REGIONALES

La columna estratigráfica del estado de Michoacán se encuentra constituida por rocas de un basamento metamórfico, rocas sedimentarias mesozoicas y rocas ígneas intrusivas y extrusivas cenozoicas. Al SW y NE del estado se encuentran aflorando rocas metamórficas mesozoicas que se consideran como las rocas más antiguas de la región y constituyen el complejo metamórfico Tumbiscatío-Arteaga. También se tienen rocas clásticas marinas del Jurásico Superior y rocas ígneas intrusivas y extrusivas del Cretácico. El Cenozoico se constituye de una secuencia sedimentaria continental, rocas volcánicas de diversa composición e ígneas intrusivas de composición intermedia a ácida. En la región circundante al lago afloran únicamente rocas ígneas extrusivas basáltico-andesíticas, de edad Holoceno-Pleistoceno (Hasenaka y Carmichael, 1985), así como depósitos lacustres y aluviales. Los aparatos volcánicos presentan coladas y en algunas ocasiones se encuentran acompañadas de productos piroclásticos de la misma composición.

Secuencia volcanoclástica (Qb)

Conformada por el conjunto de rocas más jóvenes de la entidad, sobreyace en forma discordante a todas las demás rocas de la columna estratigráfica. Está constituida por coladas andesíticas y dacíticas, flujos piroclásticos ácidos, domos riolíticos y dacíticos y derrames basálticos asociados con conos de escoria. Los detalles petrográficos sobre las rocas encontradas en los alrededores del lago (Figura II.6), pueden consultarse en el Anexo 2 al final de la tesis. Las edades radiométricas por el método de K-Ar, para rocas de la región varían de 6.1 a 0.14 Ma, correspondientes al Plioceno-Pleistoceno (Hasenaka y Carmichael, 1985). La edad obtenida por el método de TL para los flujos más jóvenes (FVLM, Qb6), corresponde a $6,560 \pm 950$ a. AP (Holoceno) (Ortega et al., 2010). El espesor estimado para ésta secuencia es de 2,000 m.

Secuencia continental (Qal-s)

Secuencia sedimentaria clástica continental formada por depósitos detríticos de origen aluvial que se derivan en su mayoría de la erosión de rocas volcánicas. Generalmente estos aluviones se encuentran formando planicies en medio de cuencas formadas a partir del vulcanismo propio de la zona. La edad de estos depósitos es del Pleistoceno superior-Holoceno (Figura II.6). Encima de los depósitos aluviales se ha desarrollado una cubierta de suelos descrita en el apartado II.6.

III. METODOLOGÍA

III.1 COLECTA DE NÚCLEOS

En 2003 se realizaron dos campañas de perforación de sedimentos lacustres en Zirahuén. La primera en la zona norte (N) y la segunda en la zona profunda del lago, para obtener una secuencia sedimentaria con sedimentación más estable y sin posibles perturbaciones. Esta última se realizó en colaboración con el Limnological Research Center (LRC), University of Minnesota (UM), EEUU.

El sitio N (ZIR 03 I) se encuentra a ~100 m al S del poblado Tembúcharo, bajo un tirante de agua de 12 m (Figura II.5). Los núcleos de sedimentos se obtuvieron mediante un equipo nucleador de pistón a base de percusión, tipo Livingstone (Mingram et al., 2007). Éste permite coleccionar sedimentos con una deformación mínima, alto porcentaje de recuperación y un estricto control de la profundidad de perforación. Se utilizaron tubos de acero de 1 m de longitud, con diámetro interno de 8 y 5 cm.

Dos de los sitios de perforación profunda se encuentran en el centro del lago, con tirante de agua de 36.5 y 35 m y otro al occidente del mismo bajo 41.9 m de agua (a ~1 km del poblado Copándaro) (Figura II.5). Los sedimentos se obtuvieron mediante dos diferentes tipos de nucleadores de gravedad, especiales para perforaciones en lagos con tirantes de agua profundos (Kullenberg, 1947; Kelts et al., 1986). En una perforación superficial se utilizó el tipo Muck, con tubos de acrílico de un metro de longitud y en las otras el tipo Kullenberg, con tubos de 6 m de longitud, ambos con diámetro interno de ~9 cm (3.5 plg).

El sondeo norte (N) se perforó en las coordenadas 19° 27' 7.21" N, 101° 44' 40.68" W, hasta una profundidad de 6.61 m. En la zona central el primer sitio (MOLE ZIR 03-2A-1M) (Figura II.5), se localizó en 19° 26' 12.6" N, 101° 45' 02" W y se coleccionó una columna de 0.95 m de longitud. El segundo sitio (MOLE ZIR 03-2A-1K), se localizó en 19° 26' 17.6" N, 101° 44' 23.5" W, con 4.49 m de longitud. El tercer sitio (MOLE ZIR 03-3A-1K), se localizó en 19° 26' 27.9" N, 101° 44' 23.9" W, con una profundidad de 5.815 m. La letra final en los nombres de los sitios profundos indica el tipo de nucleador utilizado, M (por Muck) y K (por Kullenberg). La recuperación en todos los sitios fue del 99 %.

Los núcleos de sedimentos fueron transferidos a tubos de PVC, y cortados longitudinalmente a la mitad; posteriormente fueron escaneados y fotografiados. En una etapa consecutiva se obtuvieron muestras de forma continua en cubos de acrílico de 8 cm³. En total se obtuvieron 339 muestras de los dos núcleos profundos de mayor longitud y 313 muestras del sondeo N. Se excluyeron escasas zonas que debido a la pérdida de humedad al momento del muestreo presentaban contracción de sedimentos. Las muestras se extrajeron con un pequeño nucleador de bronce, de pistón interno y sección cuadrada de 2 cm; todas se conservaron húmedas (~6 °C) durante el proceso de investigación. Algunas de las muestras se utilizaron también para análisis difracción de rayos X (DRX), fluorescencia de rayos X (FRX), microsonda electrónica (ME), susceptibilidad magnética a altas temperaturas y observaciones en microscopio petrográfico y estereoscópico. Se realizó un muestreo independiente para la determinación de carbono inorgánico total (TIC) y carbono orgánico total (TOC), isótopos de carbono y nitrógeno.

Adicionalmente al muestreo de **sedimentos**, se colectaron algunas **rocas** y **suelos** en los alrededores del lago, con el propósito de identificar la mineralogía magnética presente en la cuenca, los detalles se presentan en el anexo 2 de ésta tesis.

III.2 ANÁLISIS INICIALES

III.2.1 DIGITALIZACIÓN DEL REGISTRO

Después del trabajo de campo, antes del submuestreo, los sedimentos centrales que desde un inicio se colectan en tubos de acrílico, así como los del N que después fueron colocados en tubos de PVC (en tramos de ~1.5 y 1 m de longitud respectivamente), se cortan longitudinalmente en dos mitades y se toman las imágenes digitales en los cortes longitudinales. En los sondeos centrales (C) el formato es BMP de alta resolución, utilizando un equipo *CoreScanner* en el LRC-UM. En el sondeo norte el formato es JPG, con cámara digital de resolución media (tramos de ~20 cm de longitud), en la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH), y en el Instituto de Geología (IGL) de la UNAM, México. En la figura III.1 se muestra el ejemplo de una imagen de ésta base digital.

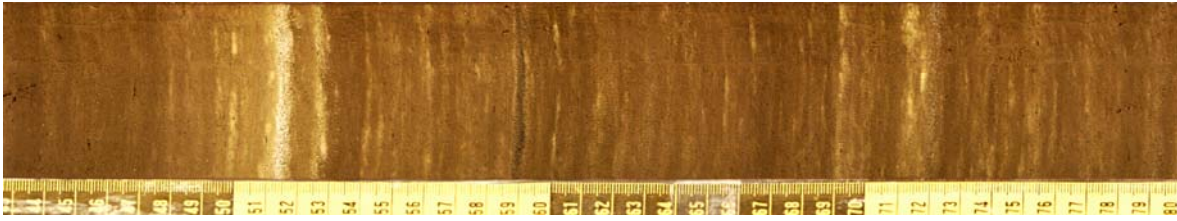


Figura III.1. Imagen digital tomada con Corescanner en el núcleo MOLE ZIR 03-3A-1K3, perforado en la zona central del lago. Escala en centímetros. Se observan finas laminaciones con oozes diatomáceos (claras).

III.2.2 DESCRIPCIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA

Se definió la textura, color, composición mineralógica, contenido fósil y estructuras sedimentarias, de acuerdo al protocolo establecido por Schnurrenberger et al. (2003). Se analizaron 150 frotis con material de los distintos sondeos, en un microscopio petrográfico Olympus BX60.

La cuantificación elemental en minerales de muestras selectas se realizó por medio de una Microsonda electrónica (ME) (Jeol JXA8900-R). Los detalles del equipo se presentan en (Vargas et al., 2007; Cervantes-de la cruz et al., 2010; Reyes et al., 2010). La técnica además permitió observar y fotografiar la morfología de granos individuales. Se analizaron 23 muestras de sedimento total del sondeo N y en los centrales nueve de sedimento total y cinco de separados con material magnético de alta susceptibilidad magnética (χ). En cada una de ellas se analizaron alrededor de diez partículas. Las muestras fueron disgregadas con una liofilizadora y la separación magnética se llevo a cabo de forma manual mediante un imán y posteriormente se colectaron partículas usando un microscopio estereoscópico Olympus SX6045. Toda la microscopía fue realizada en el Instituto de Geofísica (IGF), UNAM.

Al haberse establecido las facies y sus asociaciones en los sondeos centrales, con base en las secciones de mayor espesor entre horizontes índice, la correlación de tefras y oozes diatomáceos, y auxiliados con una correlación por susceptibilidad magnética (κ) (ver propiedades magnéticas), se seleccionó una sección maestra para la zona profunda del lago. A esta sección obtenida se le denominó *sondeo central* (C) y se integró a partir de los dos núcleos de mayor longitud. La mayor parte corresponde al núcleo MOLE ZIR 03-3A-1K (tramos 2, 3 y 4, con longitud de 3.57 m) (Figura III.2), y la zona superior del núcleo MOLE ZIR 03-2A-1K (tramos 1 y 2, con longitud de 1.83 m) (Aston, 2008).

III.2.3 FECHAMIENTOS POR ¹⁴C

El establecimiento del marco cronológico se realizó en concentrados de polen o sedimento total, con la técnica de AMS (Björck y Wohlfarth, 2001; Cohen, 2003). En el sondeo N se realizaron 10 fechamientos y en el C 13. La mayoría de los análisis se elaboraron en *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory*, Florida, EEUU; cuatro se realizaron en *NERC Radiocarbon Laboratories*, Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC), East Kilbride, Reino Unido (RU).

Los modelos de edad en ambos sitios se definieron con las edades seleccionadas y convertidas a años calendario con el programa Calib 6.1.1 (Stuiver y Reimer 1993; Stuiver y Reimer, 2011), y el conjunto de datos de la curva de calibración IntCal04 (Reimer et al., 2004). Para construir el modelo de edad-profundidad y calcular la tasa de sedimentación entre fechamientos, se utilizó el punto medio del intervalo de probabilidad de 2σ (95.4 %) de las edades calendario, así como la interpolación lineal entre edades adyacentes, considerando la cima de los sondeos como el año de la colecta de sedimentos (2003).

III.2.4 FECHAMIENTOS POR TERMOLUMINISCENCIA (TL)

La edad de la última etapa de actividad de los FVLM, se obtuvo en una muestra de roca total en el laboratorio de TL del IGF, UNAM. Los principios de la técnica se describen en Aitken (1985) y Wagner (1998). Para el análisis por TL fue necesario realizar todo el proceso con luz roja, para evitar la modificación de la paleodosis de radiación de luz que guarda la roca. Los detalles sobre los procedimientos analíticos del laboratorio de TL-UNAM se describen en Schaaf et al. (2011).

III.2.5 TEFRACRONOLOGÍA

El análisis de tefras históricas (edad conocida), identificadas previamente en diversas localidades del lago Zirahuén (Davies et al., 2004; Newton et al., 2005), permitió la correlación entre núcleos y la asignación de dos fechas adicionales en la columna sedimentaria. En el trabajo de Davies y colaboradores la tefra del volcán Jorullo (1759-1764), fue evidente solo en imágenes de rayos X, en bandas minerogénicas localizadas entre 0.43-0.09 m de profundidad. Esta tefra puede corresponder a los volcanoclastos

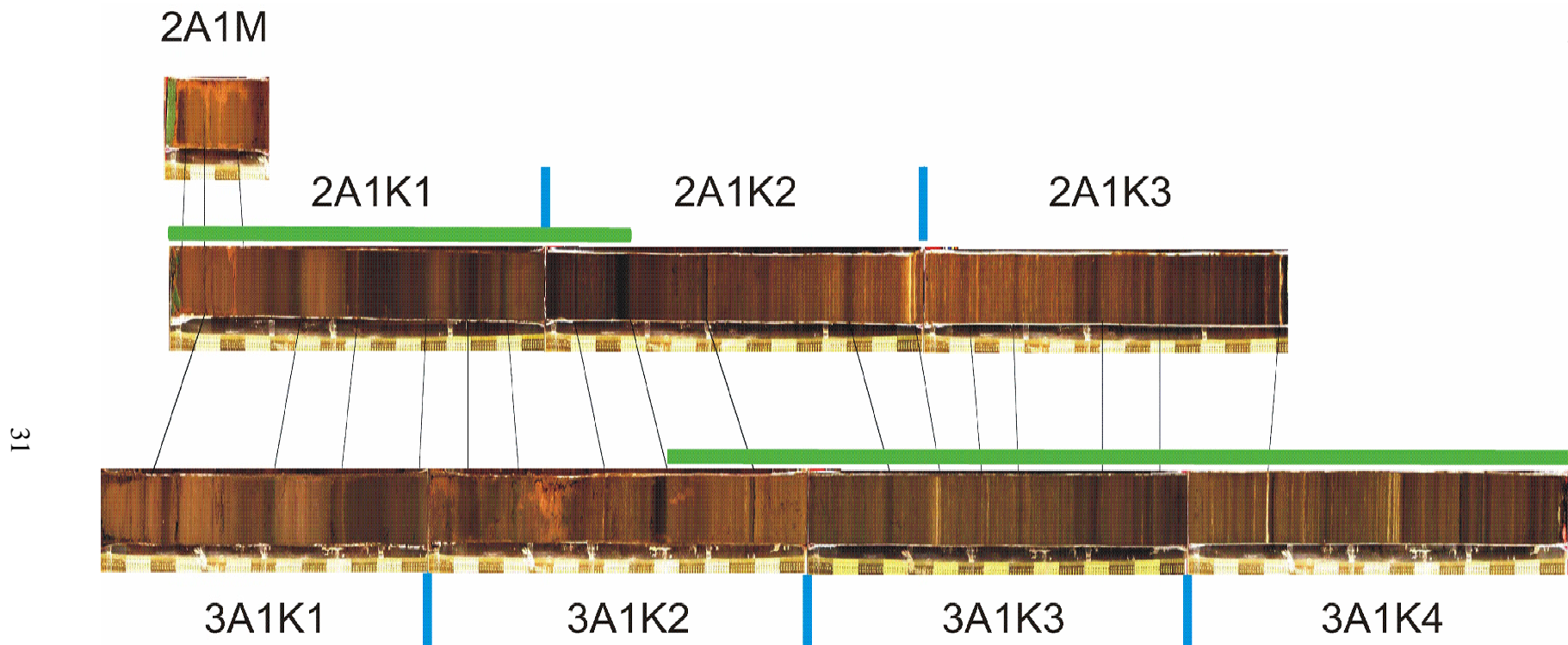


Figura III.2 Imágenes de los núcleos del sondeo central, y correlación realizada para la obtención de la sección maestra. Dicha correlación fue realizada tomando como base horizontes marcadores con los perfiles de susceptibilidad magnética, tefras y oozes diatomáceos. En la imagen se observa una barra de color verde que indica los tramos de núcleo que componen la sección maestra (sondeo central). Los números de los diferentes tramos se encuentran separados por barras de color azul.

diseminados entre 0.45-0.42 m de los sondeos presentados en este trabajo. La tefra Paricutín (1943-1945), encontrada por Davies et al. entre 0.55-0.08 m, corresponde a la tefra encontrada entre 0.18-0.12 m de los sondeos N y C, respectivamente.

III.3 ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

III.3.1 FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX)

En los núcleos centrales se realizó mediante un escáner de FRX ITRAX (Croudace et al., 2006), en los laboratorios de la Universidad de Southampton (US), RU. El intervalo de medida fue cada 1 mm, obteniéndose valores semicuantitativos en conteos por segundo de elementos individuales. En el sondeo N se utilizó un espectrómetro secuencial, modelo Siemens SRS 3000 (Lozano et al., 1995; Verma et al., 1996), del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), IGL – UNAM. Los detalles sobre el procesado y análisis de muestras se pueden consultar en Vázquez (2000). Se analizaron 61 muestras y adicionalmente cuatro muestras del sondeo C. Para el análisis de alteración química y procedencia de sedimentos se analizó también la roca Qb6 y cuatro muestras de suelo ubicadas sobre las rocas Qb6 y Qb2 (Anexo 2).

Las ventajas del escaneo de FRX son no ser una técnica destructiva y permitir una alta resolución. Sin embargo, resulta problemática la conversión a concentración de elementos de las intensidades medidas, esenciales para aplicaciones cuantitativas donde se involucra el cálculo de balance de masas (Weltje y Tjallingii, 2008; Francus et al., 2009). Para comparar los datos del espectrómetro (óxidos) y los obtenidos por el escáner, se realizó una sustracción del porcentaje correspondiente a la componente de oxígeno, del porcentaje en peso total de los óxidos, dejando únicamente la parte que corresponde al porcentaje en peso del elemento en cuestión.

Los elementos más confiables para correlacionar datos del espectrómetro y escáner son el Ti y Mn, debido a la alta similitud entre curvas de ambos equipos. El Fe por su parte, presenta una ligera dispersión de la tendencia central. De estos tres, el más útil es el Ti por ser un elemento conservativo (compatible o inmóvil) (Rollinson, 1993; Jenner, 1996; Pearce, 1996). Jenner (1996) concluye que los elementos menos móviles incluso al metamorfismo de bajo grado son Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, P, Y y Th.

Los elementos más utilizados como indicadores paleoambientales en sedimentos lacustres son Al, Ti, Fe, Ca, K, Si, S, Mn y Sr, y algunos cocientes como Sr/Ti, Ca/Ti y Mn/Ti. De éstos, los elementos que permanecen estables en la mayor parte de los ambientes sedimentarios (compatibles), son el Al, Ti, y Zr. El Al se excluye de la interpretación por estar debajo del límite de detección del escáner de FRX (K al Sr). Algunos de los elementos analizados se asocian con la componente detrítica (volcánica en este caso), como el Ti, Fe y Si (Moreno et al., 2007). Otros se asocian con las características óxido-reductoras de la columna de agua y otros con el contenido de carbonatos que precipitan dentro del mismo.

El Si depende tanto del aporte terrígeno de silicatos como de la componente biogénica (principalmente de diatomeas, aunque también de fitolitos). El Ca está relacionado con la composición de plagioclasas, aunque también se asocia con carbonatos de carácter endógeno en lagos (Moreno et al., 2007). La presencia de Mn se relaciona con variaciones en el potencial óxido-reductor en la interfase agua-sedimentos, ya que forma un óxido altamente insoluble bajo condiciones óxicas (Aguilar y Nealson 1998; Moreno et al., 2007). El Ca y Mn junto con el Sr pueden indicar un origen autógeno (Jones y Bowser, 1978). Dos componentes importantes en los lagos son el Fe y Mn, ambos pueden estar presentes tanto en minerales detríticos, como en componentes autógenos en forma de óxidos y sulfuros (el Fe), carbonatos y complejos orgánicos, por lo que representan una señal combinada del aporte detrítico y las alteraciones diagenéticas (reductoras u oxidantes) (Engstrom y Wright, 1984).

Existen diversos cocientes entre elementos químicos que han sido empleados como indicadores de condiciones diagenéticas en sedimentos o bioproductividad en la cuenca. Algunos de los más comunes son el Fe/Ti, Ca/Ti, Si/Ti y Mn/Ti. Al normalizar estos elementos con algún otro de origen netamente magmático como el Ti, pueden ser utilizados para discriminar un origen no volcánico, es decir, se elimina la componente ígnea, dejando aislada la parte relacionada con variaciones ambientales.

Funk y colaboradores (2004a) argumentan que bajo condiciones anóxicas durante la diagénesis, cuando ocurre una disolución de minerales magnéticos (magnetita, maghemita o hematita), el Fe liberado precipita "in situ", como una nueva fase mineral paramagnética, produciendo un realce en la señal de Fe/Ti. También puede ocurrir que el

Fe se difunda hacia la parte superior del sedimento para formar oxihidróxidos paramagnéticos y magnetita biogénica (Smirnov y Tarduno, 2000).

El Ca/Ti se emplea para separar el Ca liberado por intemperismo, también sugiere mayor concentración de solutos en la columna de agua, e indica variabilidad en la producción de carbonatos al compararse con el carbono inorgánico total (TIC). La precipitación de carbonatos puede estar relacionada con cambios en la concentración iónica del agua, donde altas concentraciones implican un balance menor en la relación precipitación/evaporación relacionada a condiciones secas (Eugster y Hardie, 1978). El cociente Sr/Ti, se utiliza para verificar si las variaciones en Sr están relacionadas con precipitación de carbonatos (p.e. en aragonita), o si están relacionadas con la componente volcánica alóctona (Moreno et al., 2007).

El Si representa una mezcla de dos componentes (volcánica y biogénica); el Si/Ti se emplea como indicador de la segunda, siendo esta muy importante por su relación con la productividad de diatomeas en el lago (Moreno et al., 2007). El Mn/Ti se emplea para determinar el aumento en las condiciones oxidantes en la interfase agua-sedimentos, y el S/Ti se utiliza para la identificación de intervalos con presencia de sulfuros de origen biogénico, por lo regular piritita que generalmente aumenta cuando el contenido de materia orgánica es alta (Moreno et al., 2007). La presencia de sulfatos es poco probable, debido a que se ha reportado que son más comunes en sedimentos marinos y cuando se presentan en lagos se encuentran en muy bajas concentraciones (Wetzel, 2000; Watanabe, 2004).

III.3.2 DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Permite conocer los minerales presentes en una muestra, tiene la ventaja de analizar materiales arcillosos con muy baja cantidad de muestra (~2 g). Los detalles sobre el análisis de las muestras se puede consultar en Besoain (1985). Para la identificación de las arcillas se analizaron cuatro muestras de la secuencia central y 12 del sondeo N, Se realizó también el análisis de la roca Qb6, que representa la última etapa de actividad volcánica de la región (FVLM) y cuatro muestras de suelos ubicados sobre las rocas Qb6 y Qb2 al W y NW del lago respectivamente (Anexo 2). El difractómetro utilizado es un

Phillips Modelo 1130/96 (generador) y PW 1050/25 (goniómetro) del IGL-UNAM, Los detalles del equipo se presentan en (Canet et al., 2006, 2008 y 2009; Vargas et al., 2007).

III.3.3 COULOMETRÍA DE CARBONO

Permite conocer el contenido de Carbono Orgánico Total (TOC) y Carbono Inorgánico Total (TIC) de una muestra. El TOC es un indicador de la biomasa presente en la cuenca, y es utilizado para conocer los cambios en la paleoproductividad lacustre, preservación y procesos deposicionales (Routh et al., 2004 y 2007; Das et al., 2007). Talbot y Livingstone (1989) sugieren que el TOC se relaciona con la exposición subaerea de sedimentos y las fluctuaciones en el nivel del lago. El TIC puede estar relacionado con tasas de precipitación de carbonatos (calcita, dolomita, siderita), o ingreso detrítico de estos al sistema. La cantidad de carbonatos en los sedimentos indica periodos de condiciones favorables para su precipitación (salinidad-alkalinidad elevada), asociados a dinámicas intensas de evaporación (Kelts y Hsü, 1978; Schüt, 1998).

El equipo utilizado para la cuantificación del TIC, es un equipo UIC modelo 5030. Por medio de 5 [ml] de HCl en la muestra, ésta produce CO₂ que se lleva al coulómetro desde el módulo de acidificación. Después es detectado y desplegado en una computadora en [µg] de carbono. El carbono total (TC) se determina extrayendo CO₂ por combustión de las muestras a 950 °C en un equipo UIC modelo 5020. Una vez que se determinó el TC, se resta el TIC para obtener la cantidad de TOC (Myrbo, 2004). Se analizaron 94 muestras del sondeo C en los laboratorios del LRC-UM, EEUU y 128 del sondeo N en la UMSNH, México.

En ambos casos (TIC y TC), el dióxido de carbono se lleva por una corriente gaseosa de oxígeno dentro de una celda del coulómetro. La celda es llenada con un medio parcialmente acuoso con contenido de metanolamina y un indicador colorimétrico. El dióxido de carbono es absorbido cuantitativamente por la solución y reacciona con la etanolamina para formar un fuerte ácido, que causa que el indicador colorimétrico se decolore. Este proceso eléctricamente genera que la base regrese la solución a su color azul original (Myrbo, 2004).

III.3.4 CARBONO Y NITRÓGENO TOTAL (TN)

Para el cálculo del TN en el sondeo C se utilizó un analizador de elementos tipo Carlo Erba modelo 1500 con triple trampa VG y doble entrada (Aston, 2008) en los laboratorios de la US-RU. En el sondeo N se utilizó un analizador elemental CNHS Perkin Elmer 2400 del LUGIS del IGL-UNAM. Se analizaron 121 muestras del sondeo C y 56 del sondeo N.

Para el cálculo de la relación C/N se utilizan los valores de carbono orgánico total (TOC). Los valores de la relación C/N son utilizados para identificar los diferentes orígenes de la materia orgánica (MO) en sedimentos lacustres (Meyers, 2003). Esta puede ser acuática (desarrollada en el cuerpo lacustre) como algas, o terrestre (procedente de fuera del lago) como carbón de plantas mayores. Las algas y el fitoplancton se caracterizan por un alto contenido de proteínas y ausencia de celulosa, por lo que presentan un enriquecimiento en N, mostrando la relación de C/N entre 4 y 10 (Meyers, 1994; Müller y Voss, 1999; Meyers y Teranes, 2001). Valores entre 10 y 20 son típicos de macrofitas tanto flotantes como sumergidas, o también indican un origen mezclado entre plantas acuáticas y terrestres. Los valores ≥ 20 son comunes de plantas terrestres, debido a su bajo contenido en proteínas y abundancia en celulosa (Hedges et al., 1986; Talbot y Johannessen, 1992; Meyers, 1994; Filley et al., 2001; Leng y Marshall, 2004; Aston, 2008). Cuando existe un incremento del C/N con la profundidad, indica que los sedimentos recibieron una alta cantidad de MO terrestre (Guilizzoni et al., 1996). Por otro lado, cuando hay decrementos en el C/N, sugiere que los sedimentos lacustres recibieron una alta cantidad de material algáceo, producido internamente en el lago (Routh et al., 2004 y 2007; Das et al., 2007).

III.4 PROPIEDADES MAGNÉTICAS

En este apartado se atienden las técnicas que miden la magnetización, natural o artificial, adquirida por los minerales magnéticos presentes en los sedimentos. En todos los casos las mediciones fueron realizadas en los laboratorios de paleomagnetismo y magnetismo de rocas del IGF-UNAM, salvo cuando se indica lo contrario.

III.4.1 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (κ)

La κ se define como la magnetización adquirida (M) por unidad de campo (H), ($\kappa = M / H$) (Evans y Heller, 2003). Es la propiedad de los materiales referente a la facilidad con la que éstos pueden magnetizarse bajo la presencia de un campo magnético externo (Thompson y Oldfield, 1986). H y M tienen unidades de A/m, por tanto κ es adimensional y se reporta en unidades SI. También puede estar expresada en términos de la masa específica χ (m^3/kg).

La κ es el parámetro magnético más común y más simple de medir, se realiza a temperatura ambiente con un campo magnético bajo, generalmente de 0.1 mT. La κ nos permite estimar de manera preliminar y rápida la variabilidad de la litología a lo largo de la columna, observar la variación de las concentraciones de minerales magnéticos, realizar correlaciones entre núcleos y determinar periodos de condiciones ambientales estables, debido a que los periodos de mayor erosión y arrastre superficial de sedimentos (y por tanto de minerales magnéticos), frecuentemente están asociados a decrementos en la cubierta vegetal o incrementos en la precipitación.

La κ en el sondeo N se midió cada 2 cm, con un susceptibilímetro Bartington MS2 y sensor de anillo (MS2C) de 100 y 72 mm de diámetro, para núcleos de diámetros de 80 y 50 mm respectivamente. En el sondeo C se midió a cada 1 cm con un sensor plano (MS2E), en los laboratorios del Institute for Rock Magnetism (IRM), UM-EE.UU.

III.4.1.1 Susceptibilidad magnética dependiente de la masa (χ)

La susceptibilidad magnética en muestras discretas de 8 cm^3 se expresó en términos de la masa (χ). Ésto se realizó en las 313 muestras obtenidas de forma continua en el sondeo norte, así como en 339 muestras de los núcleos centrales (MOLE ZIR 03-2A-1K y MOLE ZIR 03-3A-1K). Se utilizó un susceptibilímetro Bartington MS2 con sensor MS2B, en dos frecuencias (0.465 y 4.65 kHz). El cálculo se realizó con: $\chi = \chi_{\text{lf}} / \delta$ donde χ_{lf} es la susceptibilidad magnética en baja frecuencia y δ es la densidad del material analizado, calculado con su masa (m) y volumen (V) como: $\delta = m/V$ en kg/m^3 . Como χ_{lf} es adimensional, χ se presenta en m^3/kg .

III.4.1.2 Susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia (χ_{fd})

Se calcula con $\chi_{fd} (\%) = (\chi_{lf} - \chi_{hf} / \chi_{lf}) \cdot 100$, donde χ_{hf} es la susceptibilidad magnética en alta frecuencia y χ_{lf} en baja frecuencia. Se utiliza comúnmente para estimar el contenido de minerales ultrafinos (<30 nm) de dominio superparamagnético (SP) (Sandgren y Snowball, 2001; Evans y Heller, 2003). Cuando $\chi_{fd} < 2 \%$ se considera que prácticamente no hay partículas SP, y para valores mayores a 12 %, que todos los minerales magnéticos presentes son ultrafinos (Dearing et al., 1996). La χ_{fd} es afectada por el contenido de Ti en titanomagnetitas (Wall y Worm, 2000), por lo que la interpretación de este parámetro es válida si los minerales ferrimagnéticos son solo magnetitas libres de Ti, o Ti-magnetitas de composición constante.

III.4.1.3 Susceptibilidad ferrimagnética (χ_f)

La χ depende de todas las fracciones minerales que componen un material (ferrimagnética χ_f , paramagnética χ_p y diamagnética χ_d , $\chi = \chi_p + \chi_f + \chi_d$) (Butler, 1998). La χ_f satura en campos relativamente bajos (típicamente ≤ 200 mT), y representa los minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos imperfectos; para eliminar la χ_p y χ_d , se debe calcular $\chi_f = \chi - \chi_p - \chi_d$.

La χ_p representa la contribución paramagnética y antiferromagnética del material (Evans y Heller, 2003). Está representada por la pendiente de los extremos en los ciclos de histéresis, en campos magnéticos altos (~ 100 mT) y es conocida como susceptibilidad de campo alto (*high field susceptibility*). Cuando el material presenta altas cantidades de carbonatos, sílice biogénica, materia orgánica o se encuentre saturado con agua, se puede calcular el efecto de χ_d . Funk y colaboradores (2004a y 2004b) proponen el valor $\chi_d = -15 \times 10^{-6}$ SI, valor promedio calculado a partir de calcita pura, ópalo y agua (Thompson y Oldfield, 1986). En términos de masa específica, Lascu et al. (2010), proponen el valor de -6×10^{-9} m³/kg para feldespato y cuarzo.

III.4.1.4 Susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura

En este proceso se mide constantemente la χ durante el calentamiento (entre 20 y 700 °C). La curva descrita por los cambios de susceptibilidad, así como el punto de anulación de la misma (temperatura de Curie, T_c), son característicos de cada mineral magnético. La T_c es aquella a partir de la cual la agitación térmica impide el ordenamiento magnético, de manera que cuando un material supera dicha temperatura, desaparece su ferromagnetismo y se convierte en paramagnético. En los materiales antiferromagnéticos se le denomina temperatura de Neel y es un parámetro proporcional al grado de alteración que presenta una roca, a mayor alteración la T_c se incrementa (Opdyke y Chanell, 1996; Butler, 1998; Evans y Heller, 2003). Dos ejemplos son la magnetita, con T_c de 580 °C, y la hematita de 680 °C (Butler, 1998).

En este trabajo se utilizó un equipo Bartington (MS2W), y un horno MS2WFP, en condiciones atmosféricas, con mediciones de χ a cada 1 °C. Se procesaron 48 muestras de sedimentos del sondeo N, 58 muestras del sondeo C, 16 muestras de roca de los alrededores del lago (anexo 2), y 23 muestras de suelo. La mayoría de las muestras del sondeo norte se realizaron en el *IRM-UM*.

III.4.2 MAGNETIZACIÓN REMANENTE

III.4.2.1 Magnetización Remanente Anhistérica (ARM)

Se produce de forma artificial bajo la acción de un campo magnético directo constante de 50 μ T, sobrepuesto a un campo alterno decreciente. Depende de la concentración de los minerales ferrimagnéticos y es independiente de la fracción paramagnética y diamagnética (Stacey y Banerjee, 1974; King et al., 1982; Maher, 1988).

En muestras monominerales, ayuda en la discriminación de tamaños de dominio magnético, ya que es sensible a la presencia de minerales ferrimagnéticos de dominio sencillo (SD) o granos pequeños de dominio pseudosencillo (PSD), (\sim 0.1 - 1 μ m), (Hunt et al., 1995). Se utiliza también como indicador de la concentración de los minerales magnéticos y además es posible construir curvas de adquisición de remanencia magnética, para inferir la presencia de minerales magnéticos "*duros*" (con alta

coercitividad), como la hematita, goetita o Ti-magnetitas pobres en Ti de dominio sencillo o también en minerales "suaves", por lo regular de dominio múltiple (MD), con diámetros mayores a 100 μm .

La remanencia se midió en las muestras de ambos sondeos, con un campo de diferentes incrementos hasta 100 mT, en un magnetómetro de giro a baja velocidad Molspin, con límite de detección de 2.5×10^{-5} A/m.

III.4.2.2 Magnetización Remanente Isotermal (IRM)

Se aplica un campo magnético directo en pulsos de magnitud muy grande, estos ocultan la Magnetización Remanente Natural (NRM) y la ARM (Butler, 1998). Se utilizó un magnetizador de pulsos (ASC científico IM-10) que produce una descarga de alto voltaje. Cuando la remanencia se adquiere en un campo de 1 T se denomina Magnetización Remanente Isotermal de Saturación (SIRM) (Sandgren y Snowball, 2001). La IRM depende de la concentración de minerales ferrimagnéticos y es sensible a tamaños de granos finos de dominio sencillo (SD). La forma de las curvas de adquisición, permite estimar la presencia de algunos minerales como hematita y goetita, o minerales de dominio múltiple (MD, $>2 \mu\text{m}$). La IRM junto con la ARM y χ pueden utilizarse en conjunto para la identificación de mineralogía magnética, por medio de cocientes, usando diferentes niveles de magnetización en los materiales (Maher y Thompson, 1999).

Se midió en incrementos pequeños entre 5 mT y 1 T (en campos directos e inversos), en 15 muestras del sondeo N y 20 del C. En el resto de las muestras se aplicó solo campos directos de 100, 200, 300 y 1000 mT, e inversos de -100, -200 y -300 mT. En una segunda etapa se seleccionaron 10 ejemplares a los que se les aplicó un campo en incrementos de 250 mT hasta 2,500 mT, y después incrementos de 500 mT hasta 4,500 mT.

III.4.3 HISTÉRESIS MAGNÉTICA

Cuando en un material ferrimagnético sobre el cual ha estado actuando un campo magnético muy grande, cesa la aplicación del mismo, el material no anula completamente su magnetización, sino que permanece una cierta magnetización remanente, que para

desmagnetizarlo será precisa la aplicación de un campo contrario al inicial. Este fenómeno se llama histéresis magnética, que quiere decir, inercia o retardo. Cada material tiene su propio ciclo de histéresis característico (Butler, 1998).

Al aplicarse un campo suficientemente grande, la muestra adquiere su magnetización de saturación (M_s) y una vez saturada no puede aumentar por mucho que se aumente el campo. Al eliminarse el campo magnético, se quedará con la M_s , pero cuando no se satura, simplemente tendrá una magnetización remanente (M_r). El campo magnético necesario para que esta magnetización regrese a cero, se conoce como coercitividad (H_c). Para regresar al punto en el que la muestra tiene remanencia cero después de remover el campo (regresar al origen), se necesita un campo magnético negativo grande denominado coercitividad remanente (H_{cr}), (Opdyke y Chanell, 1996; Butler, 1998; Evans y Heller, 2003). La forma de la curva, así como los parámetros del ciclo de hysteresis (M_s , M_r , H_c y H_{cr}), dependen de los minerales magnéticos presentes y de su distribución de tamaños.

La histéresis magnética se utiliza para estimar la distribución de estados de dominio magnético, que se encuentran en función de la mineralogía, forma de partícula y temperatura. Otra aplicación está relacionada con el cálculo de la χ_p . La técnica se aplicó en todas las muestras de cubos de ambos sondeos. El campo máximo aplicado fue de 1 T en un magnetómetro de tipo MicroVSM (Vibrating Sample Magnetometer), de los laboratorios del *IRM-UM*, EEUU.

III.4.4 DESMAGNETIZACIÓN TÉRMICA

III.4.4.1 En alta temperatura

La desmagnetización térmica de tres ejes ortogonales (“suave”, “medio” y “duro”), con IRM típicamente de 1, 0.4 y 0.12 T (Lowrie, 1990), es muy útil para determinar la mineralogía magnética, mediante algunas inflexiones a temperaturas conocidas (Opdyke y Chanell, 1996, Dunlop y Özdemir, 2001; Eduardo, 2005). El método es útil cuando la χ en función de la temperatura está por debajo del nivel de ruido del equipo.

Las 18 muestras analizadas (todas del sondeo C), presentan una χ muy baja. Se encapsularon con halita (NaCl) como aglutinante (material diamagnético que no afecta la señal ferrimagnética), en una prensa hidráulica (Herzog-TP40), en cilindros de 8 cm³. Las muestras se midieron en un magnetómetro de giro JR5 y se utilizó un desmagnetizador térmico automatizado TSD-1 (Thermal Specimen Demagnetizer, Schonstedt Instrument Company). Los incrementos de temperatura durante la prueba fueron entre 20 y 675 °C.

III.4.4.2 En baja temperatura

El proceso se lleva a cabo durante el enfriamiento y calentamiento (bajo un campo cero), después de haberse aplicado un campo magnético inicial, en el rango de temperatura entre 10 y 300 K. La magnetización altera gradualmente la intensidad magnética de la muestra (Sandgren y Snowball, 2001).

Se utiliza para observar la presencia de transiciones cristalográficas o isotrópicas. Al pasar a través de su punto isotrópico se produce una pérdida en la remanencia, que ocasiona una inflexión en la curva, como la de 110 K típica de magnetita y conocida como transición de Verwey. Ésta depende del tamaño y grado de oxidación de los granos de magnetita. Cuando en la parte inicial del calentamiento se produce una drástica caída en la remanencia, entre 5 y 10 K, sugiere la presencia de minerales arcillosos de hierro, que pueden presentar remanencia magnética, pero durante el calentamiento se vuelven paramagnéticos. También son indicadoras de presencia de granos SP (Hunt et al., 1995). Los granos ultrafinos (generalmente <30 nm), pueden presentar una remanencia a bajas temperaturas, pero la pierden cuando son calentados.

Se procesaron 15 muestras del sondeo N y seis del sondeo C. El intervalo de medida fue entre 10 y 300 K, con una saturación inicial de 2.5 T. Se midieron en un magnetómetro criogénico MPMS (Magnetic Property Measurement System), que utiliza muestras entre 100 y 300 mg, desecadas y encapsuladas, en el *IRM-UM*.

III.4.5 COCIENTES Y PARÁMETROS USADOS EN MAGNETISMO AMBIENTAL

El uso de una serie de cocientes en los que se relacionan susceptibilidades, diferentes tipos de magnetizaciones y coercitividades, son de amplio uso en magnetismo de rocas, ya que ayudan a discriminar tamaños de dominio o espectros de coercitividades.

III.4.5.1 Magnetización remanente isotermal dura (HIRM)

Para su cálculo se requiere de una SIRM ≥ 1 T y la aplicación de un campo magnético inverso de 300 mT. Se obtiene mediante $HIRM = SIRM + IRM_{(-300)} / 2$ (Blanchet et al., 2007). La HIRM es una guía útil en la determinación de la concentración y estabilidad de minerales antiferromagnéticos de alta coercitividad (hematita o goetita) (Geiss et al., 2004; Rowan et al., 2009). Se calculó en todas las muestras de cubos de ambos sondeos.

III.4.5.2 Cocientes S

Se calculan como: $S_x = IRM_{(-x)} / SIRM$, donde el subíndice x representa el campo inverso aplicado (ver Magnetización Remanente Isotermal, IRM). Los cocientes S son una guía útil en la identificación de minerales magnéticos de alta coercitividad. En muchos casos es posible estimar la presencia de minerales antiferromagnéticos como la hematita o de ferrimagnéticos como la magnetita (Evans y Heller, 2003). Para cocientes $S_{300} < 0.8$, generalmente indican la presencia de cantidades significativamente altas de hematita o goetita, o también a Ti-magnetitas pobres en Ti, de dominio sencillo. Los minerales "suaves" por su parte, son multidominio (MD), generalmente magnetitas y Ti-magnetitas ricas en Ti.

III.4.5.3 ARM / IRM₁₀₀

Este cociente elimina los efectos de concentración y es ampliamente utilizado como indicador de minerales ferrimagnéticos de tamaño SD, en particular para la magnetita. Las partículas pequeñas (SD), alcanzan valores más altos del cociente, debido a su eficiencia para adquirir la remanencia, en particular la ARM (Evans y Heller, 2003). El cociente se calculó en todas las muestras de cubos de ambos sondeos.

III.4.5.4 Mr / Ms, Hcr / Hc y Diagrama de Day

Los parámetros se obtienen en la histéresis magnética y dependen de los minerales magnéticos presentes y de su distribución de tamaños. El cociente Mr/Ms, ha sido empleado para la identificación de minerales SP (Rowan y Roberts, 2006), y el cociente Hcr/Hc para la identificación de minerales MD. Juntos, estos cocientes son particularmente útiles para la elaboración del diagrama de Day (Day et al., 1977). Este se utiliza para estimar la distribución de estados de dominio magnético. Originalmente se elaboró considerando Ti-magnetitas de tamaños y composición específicas, sin granos superparamagnéticos (SP). Dunlop (2002), realizó algunas modificaciones al diagrama, en particular con la adición de un campo para los granos superparamagnéticos (SP), con adaptaciones específicas para sedimentos, suelos y rocas, de acuerdo a una compilación de datos reales.

Los estados de dominios magnéticos en los granos no están en relación directa con el tamaño de partículas desde el punto de vista sedimentológico, sino que se refiere a la cantidad de regiones internas de un cristal, que presentan distintas orientaciones de magnetización. Los dominios magnéticos son unidades de volumen, cada una con polo positivo y negativo en sus extremos opuestos y su magnetización es uniforme. Están separados de sus vecinos por delgadas paredes, en las que la orientación de los espines de los electrones varía de un dominio a otro. En ausencia de fuerzas externas que los alineen, se acomodan minimizando su energía magnetostática, es decir, dos dominios adyacentes ajustan sus magnetizaciones internas antiparalelamente, por tanto, un gran número de dominios tenderá a formar patrones de dominios mutuamente bloqueados, es por esto que la $Mr < Ms$ (Evans y Heller, 2003). Los granos ferromagnéticos suficientemente pequeños (alrededor de $1 \mu\text{m}$), presentan su magnetización de dominio sencillo (SD); para los granos mayores a $100 \mu\text{m}$ se sabe que son de varios dominios y su magnetización es de dominios múltiples (MD). El cociente se calculó en todas las muestras de ambos sondeos.

III.4.5.5 χ_r/Ms y SIRM/ χ

El cociente χ_r/Ms es una guía útil en la determinación de minerales superparamagnéticos (SP) (Geiss et al., 2004). Los cocientes SIRM/ χ han sido empleados para la identificación

de sulfuros ferrimagnéticos de origen autógeno (greigita y pirrotita), (Roberts, 1995; Peters y Thompson, 1998; Blanchet et al., 2007). También son indicadores de tamaño de grano magnético, ya que estos se incrementan cuando el tamaño de grano decrece (Blanchet et al., 2007). Estos cocientes se calcularon en todas las muestras de ambos sondeos.

IV. RESULTADOS

En el presente capítulo se presentan y describen los diferentes parámetros obtenidos en éste proyecto. Los gráficos corresponden tanto a los análisis realizados en la sección maestra de la zona central del lago (MOLE ZIR 03), denominado como sondeo C, y del núcleo perforado en la región norte del mismo (ZIR 03 I, sondeo N). En todas las figuras donde aparecen columnas estratigráficas de este capítulo, se presentan las facies volcanoclásticas, sin embargo, sus correspondientes datos han sido eliminados de las gráficas, a menos que se especifique lo contrario, para sustraer de la interpretación de evolución ambiental, la componente de la actividad volcánica.

IV.1 CRONOLOGÍA

La escala de tiempo ha sido establecida a partir de diez fechamientos por ^{14}C AMS (Accelerator Mass Spectrometry), a lo largo de los 6.61 m del sondeo N y 13 en los 5.4 m del sondeo C. En la Tabla IV.1 se presentan los valores obtenidos en edad absoluta de ^{14}C y su calibración para el punto medio del intervalo de probabilidad de 2σ (95.4 %) en años calibrados antes del presente (a. cal. AP), así como el tipo de material de la muestra, y las tasas de sedimentación entre fechamientos contiguos, considerando la cima de las secuencias el año 2003, fecha de la colecta de sedimentos.

Para el sondeo N todos los fechamientos calculados fueron congruentes con su profundidad relativa. En el sondeo C dos de los fechamientos (Beta-218208 y Beta-218209) correspondientes a sedimentos orgánicos, resultaron ser incongruentes con su profundidad relativa (Tabla IV.1), por lo cual ambos fueron excluidos del modelo de edades (Figura IV.1). Esta incongruencia posiblemente se deba a que los materiales en los que fue calculada la edad, no son del mismo tipo que los de los fechamientos adyacentes (polen), lo que podría reflejar la edad de procesos distintos. Las edades calculadas en polen pueden representar un proceso relativamente rápido de depósito, mientras que las edades en los sedimentos orgánicos indican una mezcla de componentes de diferentes edades.

Al realizar una interpolación lineal entre los fechamientos utilizados, la edad esperada para las dos fechas de sedimentos orgánicos eliminadas es de $\sim 1,100$ y $\sim 1,800$ años ^{14}C

AP, en relación a los obtenidos de 1450 y 2000 años ^{14}C AP (Tabla IV.1), las cuales se encuentran por encima de la tendencia general del modelo de edad (Figura IV.1). En el caso del fechamiento de 2000 años ^{14}C AP, aparentemente es congruente, pero la incertidumbre se traslapa con la de la fecha inferior (de 2090 \pm 40 años ^{14}C AP); ambas se encuentran separadas 25 cm, por lo que de acuerdo a la tasa de sedimentación promedio del sondeo C, debería haber transcurrido ca. 531 años, por lo que difícilmente se tendría edades tan cercanas. Existe un tercer fechamiento que fue excluido del sondeo C (Beta-221710), debido a que inmediatamente encima de dicha muestra se encontró la tefra Jorullo (TJ), de edad conocida, la cual brindó más precisión a este intervalo de la secuencia. Además, se reconoció la tefra histórica de la erupción del volcán Parícutín (TP), también de edad conocida (Tabla IV.1).

Tabla IV.1 Resultados de los fechamientos por ^{14}C realizados en los núcleos del lago Zirahuén.

| Clave Laboratorio | Profundidad (m) | Tipo de muestra | Edad Radiocarbono (años AP) | Edad calibrada 2σ (años AP) a | Tasa de sedimentación (mm/año) b |
|-------------------|-----------------|-----------------|-----------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|
| TP | 0.12 | C | Tefra | * | 2.00 |
| TJ | 0.45 | C | Tefra | * | 1.83 |
| Beta - 221710 | 0.451 | C | polen | 750 \pm 40 | ** |
| Beta - 218208 | 0.60 | C | S. orgánico | 1450 \pm 40 | ** |
| Beta - 221711 | 0.80 | C | Polen | 990 \pm 40 | 795 - 964 |
| Beta - 218209 | 1.01 | C | S. orgánico | 2000 \pm 40 | ** |
| Beta - 221712 | 1.25 | C | Polen | 2090 \pm 40 | 1949 - 2152 |
| Beta - 223997 | 1.55 | C | Polen | 3230 \pm 40 | 3377 - 3557 |
| SUERC - 8106 | 2.15 | C | S. orgánico | 3732 \pm 26 | 4060 - 4152 |
| SUERC - 8103 | 2.97 | C | S. orgánico | 4725 \pm 27 | 5506 - 5582 |
| SUERC - 8102 | 3.56 | C | S. orgánico | 6235 \pm 38 | 7148 - 7256 |
| SUERC - 8104 | 4.27 | C | S. orgánico | 8014 \pm 48 | 8715 - 9019 |
| Beta - 223999 | 4.76 | C | Polen | 8710 \pm 40 | 9547 - 9792 |
| Beta - 223998 | 5.03 | C | Polen | 9130 \pm 40 | 10223 - 10407 |
| Beta - 221711 | 5.39 | C | S. orgánico | 10020 \pm 100 | 11243 - 11834 |
| TP | 0.18 | N | Tefra | * | 3.00 |
| TJ | 0.42 | N | Tefra | * | 1.33 |
| Beta - 193855 | 0.50 | N | S. orgánico | 770 \pm 50 | 653 - 789 |
| Beta - 227821 | 0.91 | N | S. orgánico | 1390 \pm 40 | 1262 - 1377 |
| Beta - 227822 | 1.52 | N | S. orgánico | 2550 \pm 40 | 2489 - 2643 |
| Beta - 193856 | 2.32 | N | S. orgánico | 2870 \pm 40 | 2871 - 3081 |
| Beta - 195351 | 3.05 | N | S. orgánico | 4910 \pm 40 | 5589 - 5720 |
| Beta - 233927 | 3.29 | N | S. orgánico | 5490 \pm 40 | 6260 - 6352 |
| Beta - 233928 | 3.49 | N | S. orgánico | 5950 \pm 40 | 6676 - 6882 |
| Beta - 193857 | 3.73 | N | S. orgánico | 10290 \pm 60 | 11945 - 12248 |
| Beta - 195352 | 5.13 | N | S. orgánico | 12850 \pm 50 | 14947 - 15445 |
| Beta - 193858 | 6.51 | N | S. orgánico | 13980 \pm 80 | 16250 - 17050 |

a: Calibración basada en Stuiver y Reimer, 1993; Stuiver et al., 2005. Calib 6.1.1

b: Calculada entre dos fechas contiguas. S. orgánico: sedimento orgánico.

* TP: Tefra Parícutín (1943 dC); TJ: Tefra Jorullo (1762 dC); N: sondeo norte, C: sondeo central

** Valor no presentado por no haber sido considerado en el modelo de edades.

Las dos tefras fueron identificadas previamente en sondeos cortos colectados en diversas localidades del lago de Zirahuén (Davies et al., 2004; Newton et al., 2005). Estas permiten un control cronológico adicional para la parte superior de la secuencia (Figura IV.1). En los sondeos cortos de Davies y colaboradores, la tefra del volcán Jorullo (emitida entre los años 1759-1764) fue evidente solo en imágenes de rayos X como bandas minerogénicas localizadas entre 0.43 y 0.09 m de profundidad. Esta tefra puede corresponder a los volcanoclastos diseminados entre 0.42 y 0.46 m de ambos sondeos de este trabajo. La TP (1943-1945), encontrada entre 0.55 y 0.08 m de profundidad de los núcleos de Davies y colaboradores (ZD/98 y ZL/98), corresponde a la tefra encontrada entre 0.12–0.20 m de profundidad en los sondeos N y C de este trabajo. Los sedimentos más recientes fueron anteriormente fechados por ^{210}Pb (núcleo de Agua Verde – AV/98) (Davies et al., 2004), en ellos las edades a 14 cm son tentativas, debido a que los errores son grandes a causa de una muy baja actividad del isótopo.

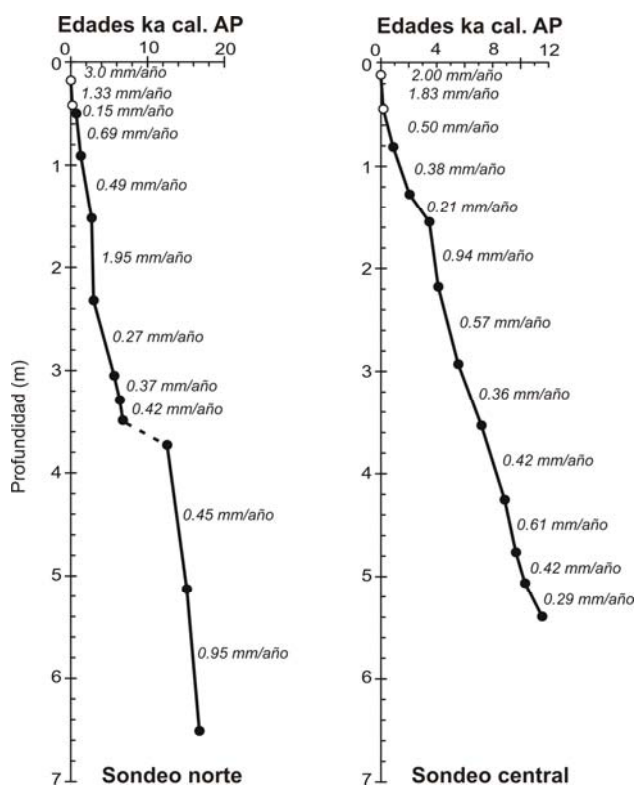


Figura IV.1 Modelo de edades representativo de ambos sondeos realizado con base en fechamientos de ^{14}C (círculos negros). La base del sondeo C es de ca. 11,600 a. cal AP y ca. 17,000 a. cal AP para el sondeo N. Las tasas de sedimentación entre los distintos fechamientos se expresan en mm/año. Los círculos blancos de la parte superior, representan a las tefras Jorullo y Paricutín (la más joven). ka cal. AP: kilo-años calibrados antes del presente (Modificado de Vázquez et al., 2010).

IV.2 ESTRATIGRAFÍA

Dentro de los sedimentos estudiados se han podido identificar varias facies, que se encuentran distribuidas a lo largo de la columna bajo distintas combinaciones. La mineralogía es muy similar entre ellas, la principal diferencia radica en el porcentaje que existe de cada uno de los minerales en la secuencia.

Los sedimentos son tanto detríticos (arenas, limos y arcillas), como biogénicos (diatomeas y otros fragmentos orgánicos) (Figura IV.2). En general la secuencia presenta ooze diatomáceos laminados hacia la base, en la parte media la laminación es menos abundante y transicionalmente hacia la zona superior de la misma cambia a sedimentos principalmente masivos con mayor porcentaje detrítico. Los espesores de las láminas son variables, desde algunos pocos milímetros hasta convertirse en estratificación delgada < 3 cm (Demicco y Hardie, 1994; Boggs, 2006). Gran parte de los constituyentes de los sedimentos son frústulas de diatomeas producidas en la columna de agua, le siguen en abundancia las partículas clásticas alóctonas, una pequeña fracción son depósitos volcaniclásticos y una fracción menor está formada por macro-restos de plantas (fragmentos de tallos). Los carbonatos y otros componentes químicos están prácticamente ausentes.

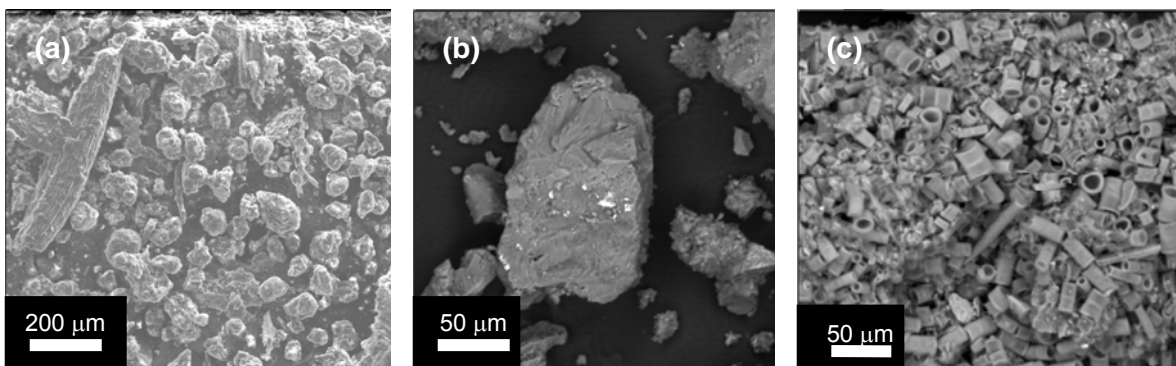


Figura IV.2 Imágenes de microsonda electrónica (ME) de tres muestras de sedimentos del lago Zirahuén. (a) Facies clástica, tomada a 1.765 m de profundidad del sondeo N (2b-16.5). (b) Facies volcaniclástica (TP), tomada a 0.197 m de profundidad del núcleo central 2A1K1-19.7. Fragmento de roca volcánica con inclusiones de Ti-magnetitas pobres en Ti. Los análisis químicos fueron realizados de forma puntual en los cristales que aparecen de color blanco dentro del fragmento mayor de la imagen. (c) Facies diatomácea, tomada a 5.060 m de profundidad del núcleo central 3A1k4-110.

Para simplificar y facilitar el análisis de los sedimentos, se agruparon las facies en tres categorías representativas: 1) facies clásticas, 2) facies volcanoclásticas y 3) facies diatomáceas (Figura IV.2).

Facies clásticas

Compuestas principalmente por partículas del tamaño de limos con tonalidades pardo claro, presentan en general una alta proporción de matriz arcillosa y un porcentaje menor de minerales detríticos del tamaño de arenas (<10 %). Se presentan tanto masivas como laminadas. Las partículas son angulosas, algunas de ellas monominerálicas y euhedrales como los minerales magnéticos observados en la Figura IV.3 a y b, donde se observa claramente una bipirámide correspondiente a un hábito octaédrico del sistema cúbico. El estado de alteración es mínimo y solo se observan algunas marcas de choque producidas por el golpeteo durante el transporte desde los alrededores de la cuenca.

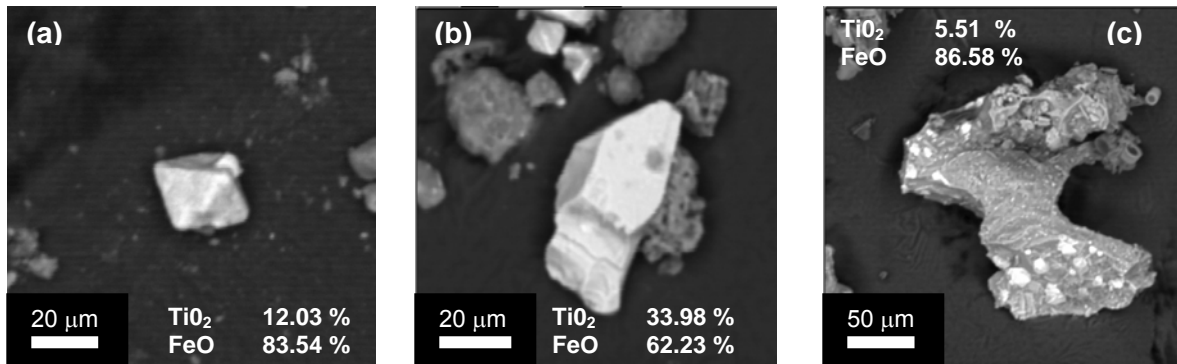


Figura IV.3 Imágenes de ME de dos muestras de sedimentos del sondeo C del lago Zirahuén. En (a) y (b) se observan cristales individuales de Ti-magnetita (facies clástica) y en (c) cristales embebidos en un fragmento de roca volcánica (facies volcanoclástica). (a y b) Muestra 3A1K2-1.5-3, tomada a 0.90 m de profundidad. (c) Muestra 3A1K4-106 tomada a 5.018 m de profundidad. Los análisis químicos semicuantitativos se realizaron de forma puntual, en los cristales individuales de las imágenes a y b, así como en los cristales blancos que aparecen dentro del fragmento principal de la imagen (c).

La mineralogía de estas facies se compone primordialmente de cuarzo, feldespato y minerales arcillosos. El mineral arcilloso principal a lo largo de la secuencia, identificado mediante DRX es halloysita. También se encontró caolinita, aunque solo en una muestra

de sedimentos a 0.05 m de profundidad del sondeo N (facies clástica NA), y también en una muestra de suelos jóvenes (Andosoles ócricos) de los FVLM (Anexo 2).

Facies volcanoclásticas

Compuestas de partículas del tamaño de las arenas finas, en general se encuentran mal clasificadas, con fragmentos rotos de aristas muy angulosas. Presentan dos poblaciones principales de partículas, unas muy finas formando la matriz (<25 μm) y otras de mayor tamaño (entre 75 y 150 μm de diámetro) (Figura IV.2b y IV.3c). Su composición general es de líticas de roca volcánica máfica con inclusiones de Ti-magnetitas (30 %) (Figura IV.3c y IV.4), vidrio volcánico félsico y/o máfico (15 %), olivino (5 %), cuarzo (2 %), plagioclasa (1 %), feldespato (1 %) y minerales opacos (principalmente Ti-magnetitas), biotita y anfíboles (1 %). El porcentaje restante lo constituye la matriz arcillosa (halloysita). Se presentan diseminadas o en estratos que corresponden a menos del 5 % del espesor total de la secuencia.

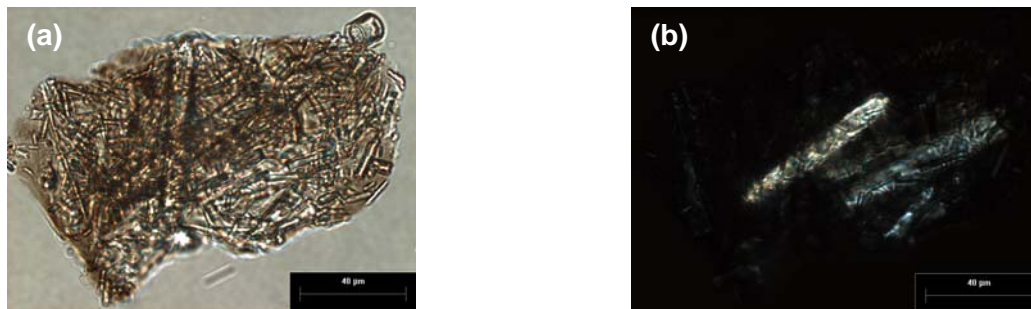


Figura IV.4 Fotomicrografías de fragmento lítico de roca volcánica máfica, típico de las facies volcanoclásticas; se observan cristales de plagioclasas que forman la matriz del fragmento. Muestra tomada a 5.018 m de profundidad del núcleo central 3A1k4-106. (a) Luz transmitida. (b) Luz polarizada.

Los depósitos volcanoclásticos han sido designados de manera conjunta con la letra V (V6-V17). Con base en la composición, las características morfológicas de los granos, la continuidad lateral, así como la ausencia de estructuras derivadas de corrientes, ha sido posible distinguir los depósitos piroclásticos o de caída, interpretados como tefras (designados con la letra T). En la secuencia se presentan un total de 17 depósitos volcanoclásticos, de los cuales cinco fueron reconocidos como tefras (TP, TJ, T3-T5) que son utilizadas para la correlación entre ambos sitios. Se reconocieron únicamente tres cenizas félsicas de color pardo muy pálido a gris claro, de espesores similares a las

máficas (entre 2 mm y 3 cm). Con base en los modelos de edad estimados para ambas secuencias, las edades para las tefras T5, T4 y T3 se encuentran en los rangos de 7175-7037, 5480-5362 y 4133-4116 a. cal AP respectivamente, en tanto que para las tefras superiores (las dos más recientes de la secuencia), se consideró la fecha de mayor actividad volcánica dentro del rango correspondiente a cada una de ellas. Para la TJ el año 1762 DC y para la TP el año 1943 DC (Tabla IV.1).

Facies diatomáceas

Compuestas principalmente por frústulas de sílice amorfo del tamaño de limos y producidas por diatomeas tanto masivas como laminadas; con una proporción muy baja de minerales detríticos (<5 %) (Figura IV.2c). Estas facies, al igual que la clástica, presentan en algunos casos una cantidad considerable de materia orgánica (MO) amorfa, fragmentos herbáceos como tallos, hojas, raíces, etc., fitolitos y megaesporas de helechos (Isöetes).

Estas tres categorías de facies identificadas, han sido utilizadas para describir la estratigrafía del lago Zirahuén, de acuerdo a la sucesión de condiciones ambientales que ellas representan a través del tiempo. A continuación se describe la estratigrafía del mismo, analizando las columnas litológicas de los dos sitios de perforación, las cuales en general se componen de tres intervalos con características claramente diferenciables.

IV.2.1 SONDEO NORTE

En éste la estratigrafía presenta cuatro facies clásticas, seis diatomáceas y siete volcaniclásticas (Figura IV.5), agrupadas de la siguiente manera: 1) Facies clásticas NA, NB, NC y NF: presentes en la parte superior de la secuencia por encima de los 3.72 m. Además de las características generales de estas facies, en NA, NB y NC, se presentan algunos componentes biogénicos, pero se encuentran diluidos por la fracción clástica. La facies NF presenta alto contenido de MO y fragmentos de frústulas de diatomeas. 2) Facies diatomáceas ND, NE, NG, NH, NI y NJ: con mayor contenido de MO amorfa, fragmentos herbáceos, fitolitos y megaesporas de helechos (Isöetes) en las facies NG, NH, NI y NJ. 3) Facies volcaniclásticas TP, TJ, T3, T4, T5, V16 y V17 (Tabla IV.2). Para mayor detalle de cada una de estas facies puede consultarse la Tabla IV.2, donde se

presenta un resumen con las características sedimentológicas y la mineralogía asociada a cada una de ellas.

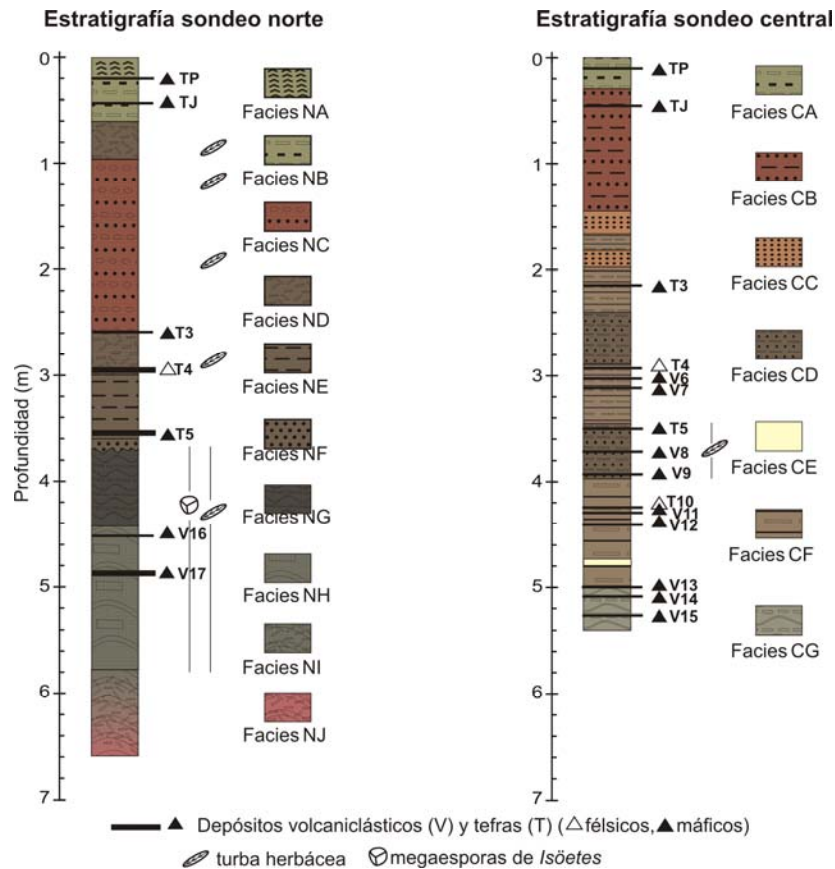


Figura IV.5 Columna estratigráfica generalizada para los sedimentos del sondeo N y C del lago Zirahuén, Michoacán. Se muestran las tres asociaciones de facies (AF) encontradas en cada sitio. Del lado derecho de ambas se presenta la simbología de la facies identificada (Modificada de Vázquez et al., 2010).

IV.2.2 SONDEO CENTRAL

La estratigrafía se caracteriza por la presencia de tres facies clásticas, cuatro diatomáceas y 15 volcanoclásticas (Figura IV.5 y Tabla IV.2), agrupadas de la siguiente manera: 1) Facies clásticas CA, CB y CC: presentes en la parte superior de la secuencia por encima de los 1.98 m. En la facies CA se presentan bajos componentes biogénicos, posiblemente diluidos por la fracción clástica. La facies CC presenta moderado contenido de MO y la facies CB altas pero variables cantidades de MO herbácea y leñosa diseminada y fragmentos de frústulas de diatomeas. 2) Facies diatomáceas CD, CE, CF y CG: conforman la mayoría de los sedimentos del sondeo C del lago. Entre otros

componentes biogénicos se tiene MO amorfa y fragmentos herbáceos, abundantes en la facies CG y en menor proporción en las facies CD y CF. 3) Facies volcaniclásticas V15, V14, V13, V12, V11, T10, V9, V8, V7, V6, T5, T4, T3, TJ y TP: son particularmente abundantes en la parte inferior del sondeo (anterior a los ca. 4,000 a. cal AP).

Tabla IV.2 Características de las facies de los sedimentos del lago Zirahuén.

| Facies | Características sedimentológicas | Diatomeas dominantes | Otras características |
|---|---|--------------------------------|---|
| Clásticas | | | |
| NA Limo arcilloso diatomáceo, masivo. | Limo arcilloso pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2), diatomáceo, masivo. Bajo TOC (<2%). Muy alta χ ($5-8 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Muy altos valores de Al, Ti, Fe, Ca y K. | Planctónicas | |
| NB Limo arcilloso muy diatomáceo, laminado | Limo arcilloso pardo muy oscuro grisáceo (10YR 3/2) a pardo (10YR 4/3), diatomáceo, en láminas difusas subhorizontales de 0.3 a 1 mm de espesor. Bajo TOC (<2%). Muy alta χ ($5-7 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Altos componentes geoquímicos alóctonos (Al, Ti, Fe) y bajo K y Ca (debajo del promedio). | Epifíticas y ticolplanctónicas | |
| NC Limo arcilloso en estratos | Limo arcilloso pardo oscuro rojizo (5YR 3/2), en estratos > 2 cm a masivo, alternan con arena fina a media negra (5YR 2.5/1) en estratos de 4 a 7 cm de espesor, con clastos subangulosos de vidrio volcánico, plagioclasa, ocasionales anfíboles y minerales opacos. Los contactos son difusos, irregulares o inclinados. En los núcleos colectados rápidamente se oxida y adquiere un tono más rojo en las superficies de corte. Muy bajos valores de TOC en promedio (<2%). Muy alta χ ($5-7 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ en promedio). Altos valores de componentes geoquímicos alóctonos (Al, Ti, Fe y K), Ca el mayor. | Poco preservadas o ausentes | Abundantes o fitolitos y bajo contenido de diatomeas, restos de MO herbácea y carbón en depósitos arenosos. |
| NF Limo arenoso masivo, rico en materia orgánica amorfa y fragmentos de diatomeas. | Limo arenoso pardo oscuro (10YR 3/3) a gris muy oscuro (5Y 3/1), masivo, rico en materia orgánica amorfa y fragmentos de diatomeas. Los clastos de arena son fragmentos de plagioclasa zonada y piroxeno. Valores altos de TOC (5-8.5 %). Baja χ ($<1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Bajos valores de Ti y Fe. | Ticolplanctónicas | |
| CA | Limo arcilloso pardo oliva oscuro (2.5Y 3/3) a | Planctónicas | Oozes orgánicos. |

| | | |
|--|--|---|
| Limo arcilloso en estratos difusos de escala centimétrica | pardo rojizo oscuro (5YR 3/3), en estratos difusos de escala centimétrica (2-5 cm) subhorizontales, y láminas (0.5-1 cm) de limo arenoso negro (5YR 2.5/1). Muy bajos valores de TOC en promedio (<2%). Muy alta χ ($6-8 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Altos valores de componentes geoquímicos alóctonos (Ti, Fe). | |
| CB Arcilla limosa de estructura masiva y en estratos difusos de escala centimétrica | Arcilla limosa negra (7.5YR 2.5/1), gris muy oscuro (7.5YR 3/1) a pardo oscuro rojizo (5YR 3/4), de estructura masiva y en estratos difusos de escala centimétrica, con fragmentos de cuarzo y feldespatos de tamaño limo. Valores muy oscilantes de TOC (2-10 %). Muy alta y oscilante χ ($0-6 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Altos valores de componentes geoquímicos alóctonos (Al, Ti, Fe), bajo K y Ca. | Planctónicas y ticolanctónicas Con fragmentos de MO herbácea y leñosa diseminada, y diatomeas. |
| CC Limo arcilloso masivo y en estratos difusos, con contactos muy irregulares | Limo arcilloso pardo oscuro (7.5YR 3/2) a pardo oscuro rojizo (2.5YR 3/4), masivo y en estratos difusos, con contactos muy irregulares. Escasas láminas difusas pardo claro (7.5YR 6/3) y negras (7.5YR 2.5/1) ricas en diatomeas, subhorizontales. Valores medios de TOC (2 a 5 %). Meda a baja χ ($0-3 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Valores medios a bajos de componentes geoquímicos alóctonos (Al, Ti, Fe), bajo K y Ca. | Planctónicas |
| Volcaniclásticas | | |
| TP Tefra Paricutín | Tefra de ceniza negra (10YR 2/1) de 2 cm de espesor, compuesta principalmente de fragmentos angulares de vidrio, plagioclasa y minerales máficos. Alta χ ($\sim 6.5 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). | Ocurre a los 0.18-0.20 m de profundidad en el sondeo N y a los 0.12-0.14 m en el C. |
| TJ Tefra Jorullo | Tefra de ceniza negra (10YR 2/1) diseminada en un intervalo de 2 cm de espesor, compuestos de vidrio, plagioclasa y minerales máficos. Alta χ ($\sim 6.8 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). | Ocurre a los 0.42-0.45 m de profundidad en el sondeo N y a los 0.44-0.46 m en el C. |
| T3 | Tefra de ceniza muy fina, negra (10YR 2/1), de 3 cm de espesor, compuesta de fragmentos angulosos de vidrio máfico, olivino y líticos de roca volcánica, con fragmentos de diatomeas procedentes de la columna de agua. Baja χ ($< 2 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). | |

- T4 Tefra de ceniza muy fina, pardo muy pálido (10YR 8/2), con fragmentos angulares de vidrio con inclusiones de microcristales y fenocristales rotos de feldespato, plagioclasa zonada y escasos máficos como accesorios. Presenta escasos bioclastos (diatomeas y fragmentos herbáceos). En el sondeo N tiene un espesor de 5 mm, en tanto que en la secuencia C aparece como dos intervalos discretos de ca. 2 mm de espesor cada uno, separados por sedimentos orgánicos de 1.5 mm de espesor. Baja χ ($< 1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$).
- T5 Tefra de ceniza negra (10YR 2/1) de 2 cm de espesor, compuesta de plagioclasa, vidrio y minerales máficos. Baja χ ($< 1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$).
- V (6 a 17) Depósitos volcanoclásticos gris obscuro (10YR 4/1) a negro (10YR 2/1), masivos, irregulares. Sus espesores oscilan de 5 mm a 3 cm, presentan fragmentos angulosos de líticos de roca volcánica máfica y cantidades variables de olivino y vidrio. Su matriz se encuentra representada por cantidades variables de diatomeas de diferentes tamaños y materia orgánica fina diseminada que procede de la columna de agua, además se presentan algunos fragmentos subredondeados de cuarzo y feldespato. Baja χ ($< 1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$).

| | | | |
|--|---|-----------------------------------|--------------------|
| Diatomáceas | Estratos gris oliva obscuro (5Y 3/2) a negros (5Y 2.5/1), masivos, centimétricos a decimétricos, de ooze de diatomeas. Altos valores de TOC de (8-10 %). Valores moderados a muy bajos de χ ($0.3 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Componentes geoquímicos alóctonos moderados a bajos (Al, Ti, Fe, Ca, K). | Planctónicas y ticolplanctónicas. | Rico en MO amorfa. |
| ND | | | |
| Estratos masivos de ooze de diatomeas | | | |
| NE | Compuesta de estratos gris muy obscuro (5Y 3/1), de 1 a 10 cm de espesor, en alternancia con láminas pardo obscuro (7.5YR 3/3) a negro (7.5YR 2.5/1) de 2 a 5 mm de espesor, subhorizontales a horizontales. Los contactos son rectos a irregulares. Altos valores de TOC de (6-8 %). Valores muy bajos de χ ($< 1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Componentes geoquímicos alóctonos bajos (Al, Ti, Fe) y moderado Ca y K. | Planctónicas | |
| Secuencia rítmica de ooze de diatomeas | | | |
| NG | Ooze diatomaceo gris muy obscuro (5Y 3/1), | Epifíticas | y Abundantes |

| | | | |
|--|---|------------------|--|
| Ooze diatomaceo | masivo a moteado (negro, 5Y 2.5/1), en estratos de 2 a 14 cm de espesor (dominantes), que alternan de manera rítmica con láminas y estratos irregulares pardo amarillento (10YR 5/4) de ooze de diatomeas (subordinados), de 2 mm a 4 cm de espesor. Subhorizontales a inclinados (>30°), con contactos difusos. Moderados valores de TOC de (3-5 %). Valores muy bajos de χ ($<1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Y de componentes geoquímicos. | ticoplanctónicas | restos herbáceos de hasta 3 mm de longitud, y mega esporas de <i>Isöetes</i> (< 0.5 mm diámetro). |
| NH Limo masivo, rico en diatomeas. | Limo gris muy oscuro (10YR 3/1) con cambios difusos a limo pardo oscuro amarillento (10YR 4/4) en escala centimétrica, masivo, rico en diatomeas. Presenta escasos estratos delgados (1 a 2 cm), irregulares de arena negra (10YR 2/1) diseminada. Moderados valores de TOC de (2-5 %). Valores muy bajos de χ ($<2 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$), y de componentes geoquímicos. | Epifíticas | Abundantes restos herbáceos de hasta 3 mm de longitud, y mega esporas de <i>Isöetes</i> (< 0.5 mm diámetro). |
| NI Limo masivo, con escasos estratos centimétricos de limo rico en diatomeas. | Limo pardo muy oscuro grisáceo (10YR 3/2), masivo, con escasos estratos centimétricos (2 a 5 cm) de limo negro (5YR 2.5/1), rico en diatomeas. Valores bajos de TOC de (2-5 %). Valores muy bajos de χ ($<2 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Alto Ca (< 1%) y K (> 0.2%) moderado. | Epifíticas | |
| NJ Limo masivo rico en diatomeas. | Limo pardo oscuro rojizo (5YR 3/4), masivo, rico en diatomeas. En la base de la secuencia N cambia gradualmente a la facies NI a lo largo de 22 cm. Valores bajos de TOC (<3 %). Los valores máximos de Fe (>15%), otros componentes alóctonos por encima de los valores promedio (Al, Ti, Ca). | Epifíticas | |
| CD Ooze de diatomeas en estratos difusos y láminas | Ooze de diatomeas en estratos difusos y láminas pardo grisáceo (10YR 5/2) a negro (10YR 2/1), de 0.5 a 10 cm de espesor, con fragmentos macroscópicos herbáceos, y escasas láminas de ooze de diatomeas pardo muy pálido (10YR 7/3). Las capas son horizontales, con contactos tenues y rectos. Valores medios de TOC de (2-7 %). Valores bajos de χ ($<3 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Componentes geoquímicos alóctonos bajos (Al, Ti, Fe, Ca, K). | Planctónicas | Fragmentos macroscópicos herbáceos |
| CE | Laminas finas (0.5 a 5 mm) rítmicas pardo muy | Planctónicas y | |

| | | | |
|---|---|----------------------------------|---|
| Laminas finas rítmicas de ooze de diatomeas. | pálido (10YR 7/3) / gris claro (10YR 7/1) de ooze de diatomeas. Los contactos son nítidos, ondulados. En la secuencia central (donde es reconocida) presenta 5 cm de espesor. Altos valores de TOC de (12 %). Valores muy bajos de χ ($0.02 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Componentes geoquímicos alóctonos muy bajos (Al, Ti, Fe, Ca, K). | ticoplanctónicas. | |
| CF Estratos de 1 a 3 cm de espesor y láminas compuestos de ooze de diatomeas. | Estratos pardo oscuro (10YR 3/3) a pardo (10YR 4/3) de 1 a 3 cm de espesor y láminas gris claro (10YR 7/1) a pardo muy pálido (10YR 7/3), todos ellos compuestos de ooze de diatomeas. Subhorizontales, con contactos difusos a nítidos, rectos a ondulados. Valores medios de TOC (4-8 %). Valores bajos de χ ($<2.5 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Componentes geoquímicos alóctonos medios a bajos (Al, Ti, Fe, Ca, K). | Planctónicas y ticoplanctónicas. | Con MO amorfa y ceniza fina máfica diseminada |
| CG Estratos y láminas de 1 a 3 cm de espesor y láminas subordinadas de ooze de diatomeas | Estratos y láminas gris muy oscuro (7.5YR 3/1) a pardo oscuro (7.5YR 3/3) de 1 a 3 cm de espesor (dominantes), y láminas subordinadas gris claro (7.5YR 7/1) a pardo muy pálido (10YR 7/3) de 2 a 10 mm de espesor, todas ellas compuestas de ooze de diatomeas y materia orgánica amorfa, con ceniza fina máfica diseminada. Subhorizontales, con contactos difusos a nítidos, rectos a ondulados. Valores altos de TOC (6-12 %). Valores muy bajos de χ ($<1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). Componentes geoquímicos alóctonos medios a bajos (Al, Ti, Fe, Ca, K). | Planctónicas | MO amorfa. |

Tabla construida a partir de información publicada por Ortega et al., 2010 y Vázquez et al., 2010. Para mayor información sobre la ocurrencia de las diatomeas dominantes, consultar ambas publicaciones.

IV.3 GEOQUÍMICA

IV.3.1 SONDEO NORTE

En esta sección se presenta un conjunto de elementos químicos, organizados según su origen en alóctonos, biogénicos y otros, todos seleccionados de las distintas técnicas utilizadas y de acuerdo a los procesos que indican en ambientes lacustres. De los

elementos seleccionados se presenta en mayor abundancia el Si, le siguen en concentración el Fe, Ti, Mn, Ca y S.

IV.3.1.1 Componentes alóctonos (Fe y Ti)

El Fe presenta valores entre 1 y 7 % en todo el sondeo y se observa de la base (6.61 m) a 3.8 m un decremento paulatino en la señal (desde 7 hasta 1 %) (Figura IV.6). De 3.8 m hacia la cima, se presenta un aumento en los valores. El Ti presenta valores entre 0.4 y 2 %, con una tendencia general a disminuir paulatinamente desde la base hasta 3.8 m, con valores entre 1.3-0.4 %. A partir de 3.8 m, se presenta un aumento paulatino hasta llegar a 2 % en la cima del sondeo.

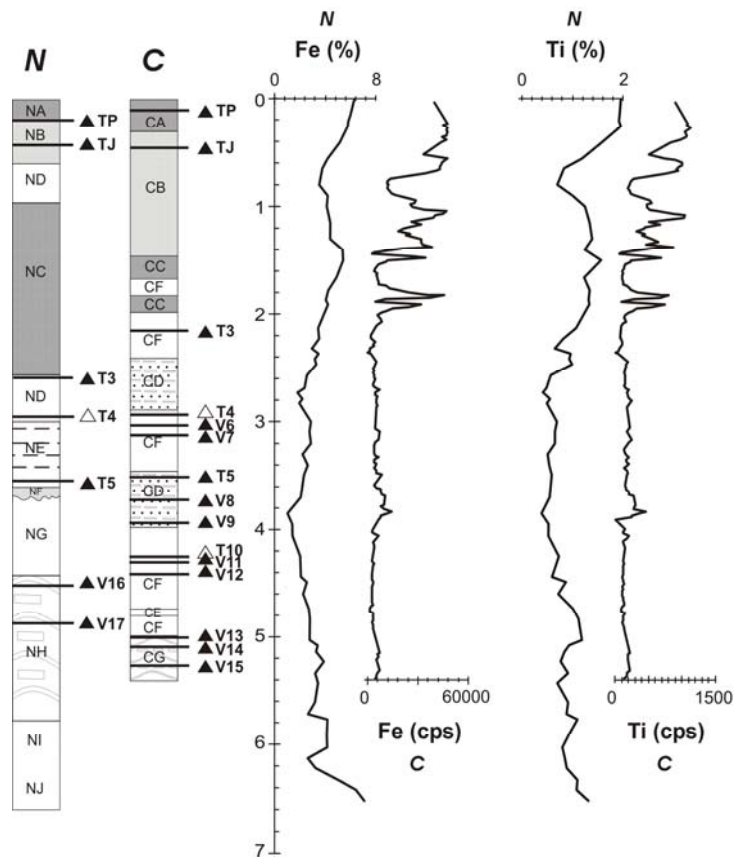


Figura IV.6 Variación de elementos químicos que representan la componente alóctona en función de la profundidad. El sondeo norte (N) de 6.61 m de longitud, presenta su escala de valores en porcentaje en la parte superior en cada caso. El sondeo central (C) de 5.4 m de longitud, presenta su escala de valores en la zona inferior, en valores de conteos por segundo (cps). En todas las gráficas de profundidad de esta tesis, se presenta del lado izquierdo las columnas estratigráficas para ambos sitios incluyendo las facies volcanoclásticas; en tonos de grises se presentan las facies clásticas y en blanco las diatomáceas.

IV.3.1.2 Componentes biogénicos (Si/Ti, S/Ti, C/N y TOC)

El cociente Si/Ti presenta valores entre 0 y 93, con clara tendencia a aumentar con escasas oscilaciones desde la base, hasta 3.85 m, donde presenta el valor más alto del sondeo. Después inicia un decremento paulatino hasta la cima del mismo (Figura IV.7). El S/Ti presenta valores entre 0 y 0.33 a lo largo del sondeo; se observan dos intervalos con comportamiento distinto, en la base (6.61–4.1 m), presenta valores bajos (< 0.13) y con oscilaciones escasas. El segundo intervalo (4.1–0 m) con valores altos en su base y tendencia a disminuir hacia la cima del mismo, presenta un pulso de valores altos (0.22) en 0.8 m.

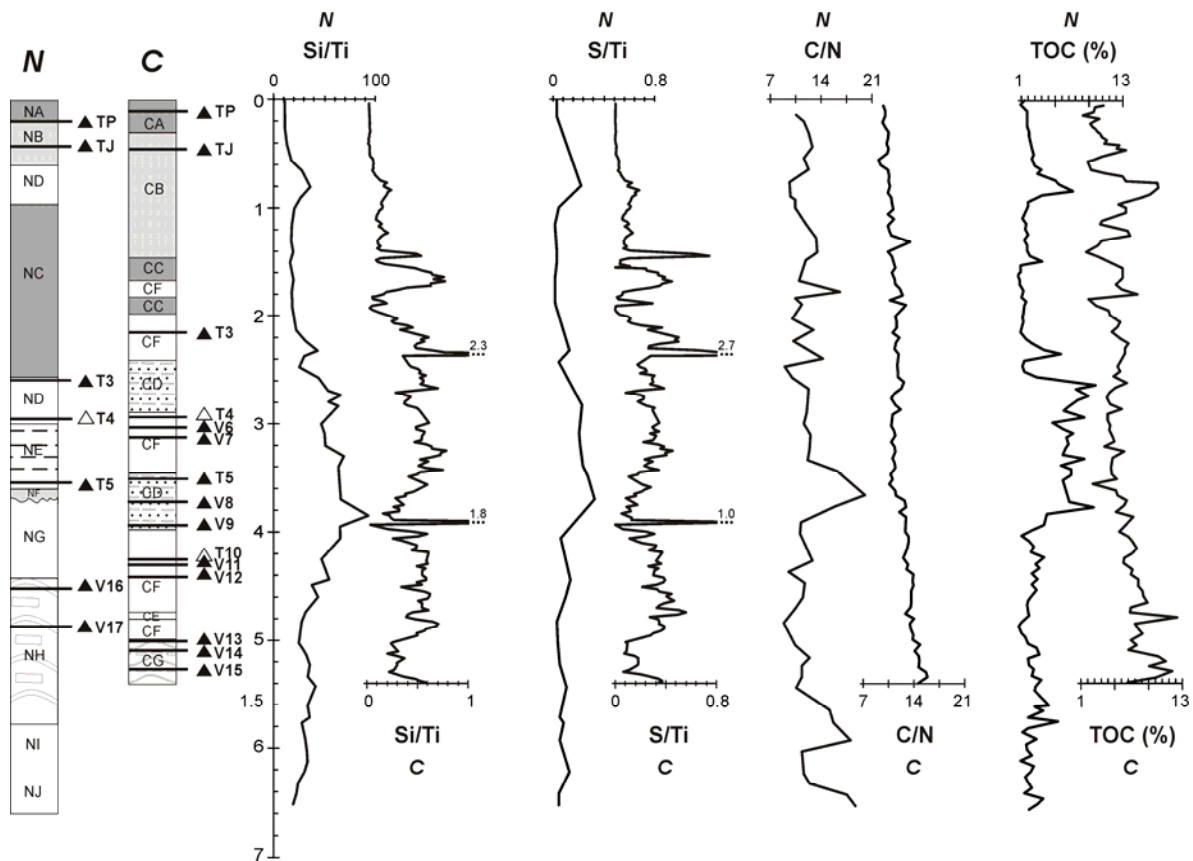


Figura IV.7 Variación de algunos cocientes químicos que representan la componente biogénica en función de la profundidad, para ambos sondeos del lago Zirahuén. En todos los casos de esta tesis el sondeo N presenta la escala de valores en la parte superior, y el sondeo C en la zona inferior, a menos que se indique lo contrario. Las líneas punteadas indican los valores máximos de las curvas. En tonos de grises en las columnas estratigráficas se presentan las facies clásticas y el resto son diatomáceas. TOC: carbono orgánico total.

El cociente C/N presenta valores entre 8.82 y 20.14, en general los valores más altos se presentan en la parte media y baja del sondeo. Se observan tres intervalos ligeramente diferentes a lo largo del mismo. En la base (6.61–4.8 m) la curva presenta dos oscilaciones de gran amplitud, con una clara tendencia de valores altos en la base (18.8) a valores bajos (8.8) en la cima del intervalo. En la parte media del sondeo (4.8–2.5 m), los valores (entre 8 y 13) presentan pocas oscilaciones de mediana amplitud, pero se observa en la parte media del mismo, una etapa entre 3.91 y 3.34 m, con los valores más altos del sondeo (20.13). El intervalo superior (2.5–0 m), presenta valores bajos en general con promedio de 12, con oscilaciones de mediana a baja amplitud y un pulso de 16.6 en 1.78 m (Figura IV.7).

El TOC presenta valores entre 0.85 y 10 %, se caracteriza por la presencia de tres intervalos con características distintas. En la base (6.61-4 m), los valores son poco variables, presenta oscilaciones continuas de baja amplitud, con valores promedio de 3 %. Muestra un pulso de 5.7 % en 5.76 m. Entre 4 y 2.5 m presenta los valores más elevados de todo el sondeo, con oscilaciones entre 6 y 10 %. En la cima del sondeo los valores son bajos, cercanos a 1.5 % y con escasas oscilaciones. Presenta tres pulsos de valores elevados (6.0, 3.7 y 7.5 %) en 2.4, 1.5 y 0.8 m respectivamente (Figura IV.7).

IV.3.1.3 Otros componentes (Mn/Ti, Ca/Ti, Sr/Ti y TIC)

El cociente Mn/Ti presenta valores entre 0 y 0.6 en todo el sondeo. Se observan tres intervalos con comportamiento distinto, en la base (6.61–5.0 m) presenta valores con oscilaciones de alta amplitud dentro de todo el rango de valores mencionado. En el intervalo 5.0–2.4 m, los valores son muy bajos (< 0.1). En la cima del sondeo (2.4 – 0 m), se presentan valores medios (< 0.33), ascendentes de forma paulatina hasta su cima, con un pulso en 1.4 m. El Ca/Ti presenta valores entre 0 y 2 a lo largo del sondeo, aunque para la mayor parte del mismo los valores son < 1.14 , con escasas oscilaciones alrededor del valor promedio de 0.75. Presenta un intervalo con valores elevados entre 3.2 y 2.2 m (los mayores del sondeo) (Figura IV.8).

El cociente Sr /Ti presenta valores entre 0 y 0.02, y realiza oscilaciones de amplitud media alrededor del valor promedio de 0.06 en dos de sus tres intervalos observables (6.61-5.3 y 2.4-0 m). En el intervalo existente en la zona media los valores son < 0.004 . El único pulso

que presenta (0.02) se encuentra en el intervalo superior en 2.3 m. El TIC presenta valores muy bajos (entre 0 y 0.37 %); con la presencia de dos intervalos de características distintas. En la base (6.61-5.8 m) se presentan los valores más elevados y variables del sondeo, con oscilaciones de mediana a baja amplitud, dentro de todo el rango de valores mencionado. En el resto del sondeo (5.8-0 m) los valores presentan oscilaciones mínimas, con los valores muy bajos < 0.05 %, aunque con tres máximos con valores entre 0.1 y 0.2 %, en 5.17, 1.98 y 1.40 m de profundidad (Figura IV.8).

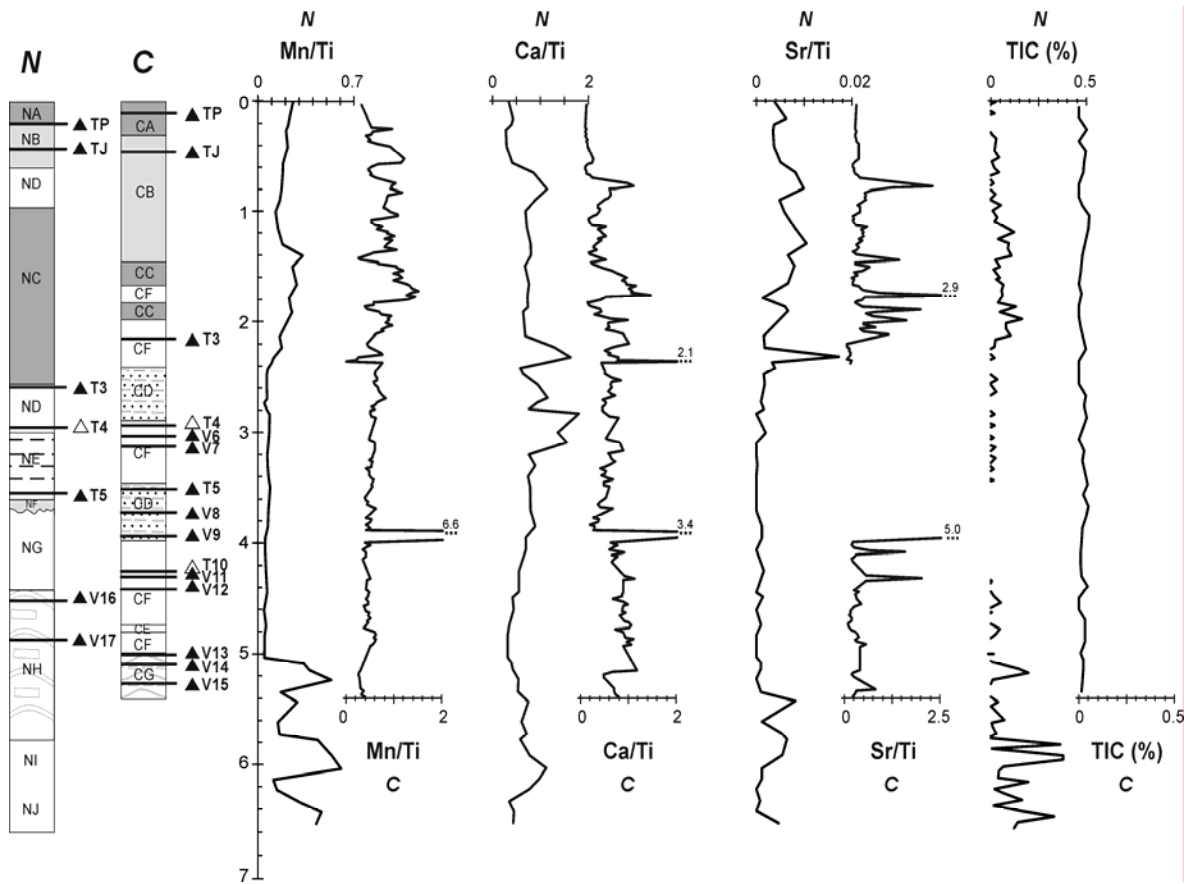


Figura IV.8 Variación de otros cocientes químicos en función de la profundidad. Las líneas punteadas indican los valores máximos de las curvas. En tonos de grises en las columnas estratigráficas se presentan las facies clásticas y el resto son diatomáceas. TIC: carbono inorgánico total.

IV.3.2 SONDEO CENTRAL

Los datos de FRX de este sondeo fueron obtenidos mediante un escáner que proporciona valores semicuantitativos de conteos por segundo (cps) (Weltje y Tjallingii, 2008). Por esto

se dará mayor énfasis en la tendencia general de las curvas y no en los valores obtenidos de los análisis.

IV.3.2.1 Componentes alóctonos (Fe y Ti)

El Fe y Ti presentan curvas similares con dos intervalos de comportamientos distintos. De la base (5.4 m) a 2.0 m de profundidad se observa un patrón con escasas oscilaciones y valores bajos (Fe < 25,000 cps, Ti < 550 cps). De 2.0 a 0 m se presenta los valores más altos del sondeo con repetidas oscilaciones de alta amplitud ($0 < \text{Fe} < 48,000$ cps, $0 < \text{Ti} < 1,130$ cps) (Figura IV.6).

IV.3.2.2 Componentes biogénicos (Si/Ti, S/Ti, C/N y TOC)

Los cocientes Si/Ti y S/Ti presentan curvas similares con puntos de inflexión coincidentes. Se observan tres intervalos separables en 5.4–3.9, 3.9–1.9 y 1.9–0 m. Los dos intervalos inferiores presentan múltiples oscilaciones de amplitud media e inician con valores cercanos a cero, después hacia su parte media las oscilaciones aumentan (alrededor de 0.5 para el Si/Ti y de 0.3 para el S/Ti), y nuevamente disminuyen en la cima de ambos. En el intervalo superior presentan valores relativamente elevados con oscilaciones de gran amplitud en su base y disminuyen de forma rápida para estabilizarse en la parte media del intervalo y terminar con valores cercanos a cero. Se observan dos pulsos muy altos en el sondeo en 3.9 y 2.3 m, con 1.8 y 2.3 para el Si/Ti y de 1.0 y 2.7 para el S/Ti (Figura IV.7).

El cociente C/N presenta valores entre 15.9 y 9.4; la tendencia general de la curva presenta oscilaciones de baja amplitud, con valores más altos en la base y bajos en la cima del sondeo. Se observan tres intervalos con comportamientos ligeramente distintos a lo largo del mismo. En la base (5.4–3.7 m) la curva presenta pequeñas oscilaciones, con una clara tendencia a disminuir los valores (desde 15.9 hasta 12) hacia la cima del intervalo. En la parte media del sondeo (3.7–2.0 m), los valores presentan pocas oscilaciones alrededor del valor 12.5, en general se podría decir que su comportamiento es muy estable a lo largo del sondeo. El intervalo superior (2.0–0 m), se caracteriza por valores que disminuyen hacia la cima, con oscilaciones de baja a media amplitud y un pulso de valores relativamente altos (13.5) en 1.3 m (Figura IV.7).

El TOC presenta valores entre 1.19 y 12.36 %, el sondeo se caracteriza por la presencia de tres intervalos con características distintas. En la base (5.4-3.6 m), se presentan los valores más elevados de todo el sondeo, con oscilaciones continuas de mediana a baja amplitud y baja longitud de onda, con valores entre 12.36 y 2.39 %, y claras tendencias a disminuir su concentración hacia la cima. Presenta tres pulsos con valores entre 11.01 y 12.36 %. En la parte media del sondeo (3.6–1.9 m), se presentan pequeñas oscilaciones de baja longitud de onda; con valores relativamente estables (entre 3 y 6 %). En el intervalo superior del sondeo (1.9–0 m), se presentan oscilaciones de mediana a alta amplitud y alta longitud de onda; con valores bajos en general (entre 1 y 7 %). Presenta un pulso de valores altos (10.16 %) en 0.82 m (Figura IV.7).

IV.3.2.3 Otros componentes (Mn/Ti, Ca/Ti, Sr/Ti y TIC)

El cociente Mn/Ti presenta dos intervalos con comportamiento distinto (5.4–2.4 y 2.4-0 m). En el intervalo inferior los valores son bajos (< 0.84), con oscilaciones de mediana a baja amplitud. La excepción es un máximo en 3.91 m (6.6). Para el intervalo superior las oscilaciones se vuelven de mayor amplitud (0 a 1.5) y crecientes desde la base del intervalo hacia su cima (Figura IV.8).

El Ca/Ti y Sr/Ti presentan curvas muy parecidas pero con oscilaciones más marcadas en la curva de Ca/Ti. Se observan tres intervalos con comportamiento distinto (5.4–3.9, 3.9–2.4 y 2.4-0 m). El intervalo inferior presenta valores con oscilaciones de media a baja amplitud y algunos pulsos de altos valores entre 5.1-5.0 m y en 3.9 m, más contrastantes en la curva de Ca/Ti. En el intervalo medio las vibraciones son de muy baja amplitud para el Ca/Ti (entre 0.2 - 1.0); para este intervalo no se cuenta con datos de Sr/Ti, por estar debajo del límite de detección del escanner de FRX, pero se podría sugerir también un comportamiento similar al del Ca/Ti con valores muy bajos. En la cima del sondeo se presentan oscilaciones de alta amplitud, y con valores altos a medios de base a cima del intervalo (Figura IV.8).

El TIC presenta valores cercanos al límite de detección del equipo (entre 0-0.05 %). El sondeo se caracteriza por la presencia general de oscilaciones de muy baja amplitud, aunque al hacer una amplificación de la gráfica se pueden separar dos grandes intervalos (5.4–2.0 y 2.0–0 m). El inferior presenta valores ligeramente más bajos (< 0.045 %) y el

superior con longitud de onda más grande. La baja resolución de los valores de TIC no permite tener mayor detalle de su comportamiento (Figura IV.8).

IV.4 PROPIEDADES MAGNÉTICAS

IV.4.1 SONDEO NORTE

IV.4.1.1 Susceptibilidad magnética (χ)

La susceptibilidad magnética es un indicador de variabilidad en la concentración de minerales magnéticos a lo largo de la secuencia. El intervalo de valores en los que oscila es $0-7.8 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ (unidades de masa específica). En general, las variaciones en χ permiten identificar tres intervalos con comportamientos distintos (Figura IV.9). El intervalo inferior (6.61–5.0 m), presenta valores entre $0-2 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, con pequeñas oscilaciones a lo largo de todo el intervalo. En la parte media del sondeo (5.0–2.6 m), los valores son bajos, entre $0-0.8 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, sin embargo, internamente presenta un subintervalo pequeño (4.2-3.7 m), con valores cercanos a cero ($\chi < 0.1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$), y un pulso de $2.4 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, en 3.67 m. En la cima del sondeo se presentan los valores más elevados, inicia con valores medios, y rápidamente alcanza valores altos, la mayoría cercanos a $6 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. Este intervalo presenta menor variabilidad, aunque internamente se observan tres fluctuaciones de alta amplitud en 2.34, 1.52 y 0.87 m.

De las tres fracciones que componen la χ , se observa que la χ_f (ferrimagnética), domina la señal (Figura IV.9). Sin embargo, en la zona inferior y parte media del sondeo, al presentar χ valores tan bajos, ocasiona que la χ_p (paramagnética), aparente tener un aumento considerable en su concentración para algunos puntos. Pero χ_p se mantiene más o menos constante a lo largo de todo el sondeo ($\approx 0.1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). En el intervalo inferior (6.61–5.0 m), la χ_p presenta un valor máximo de $0.2 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$; al compararse con el valor máximo de la χ para el mismo intervalo ($1.9 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$), la χ_p representa el 10% de la total, permitiendo observar que aun en estos casos la componente paramagnética no influye de forma considerable la señal ferrimagnética (facies NJ, NI, NH). En el intervalo medio del sondeo (5.0–2.6 m), el valor máximo de $\chi_p = 0.03 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ y el máximo de $\chi = 2.44 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, indican que χ_p representa 1.2 % de la total (facies NH, NG, NF, NE y ND). Existe un pequeño intervalo (4.26–3.76 m) (facies NG), donde la

IV.4.1.2 Magnetización Remanente Anhistórica (ARM) e Isothermal de Saturación (SIRM)

En el sondeo N las curvas de ARM fluctúan entre 0-1.75 mAm^2/kg y presentan un patrón muy similar al de χ y χ_f . Las variaciones permiten identificar cuatro intervalos con comportamientos distintos (Figura IV.9). El intervalo inferior (6.61 – 5.0 m) (facies NJ, NI y NH), presenta valores bajos entre 0- 0.54 mAm^2/kg , y muestra pequeñas vibraciones a lo largo de todo el intervalo. En la parte media del sondeo (5.0–3.7 m) (facies NH y NG), los valores son muy bajos, en general de cero, con escasos pulsos no mayores a 0.1 mAm^2/kg . El siguiente intervalo (3.7-2.6 m) (facies NF, NE y ND), presenta valores bajos entre 0-0.5 mAm^2/kg , con pequeñas vibraciones. En la parte superior del sondeo (2.6–0 m) (facies ND, NC, NB y NA), se presentan los valores más elevados de ARM del sondeo. Comienza con valores medios y rápidamente alcanza valores altos, siendo la mayoría cercanos a 1.0 mAm^2/kg . Este intervalo presenta poca variabilidad, aunque se observan algunas oscilaciones de alta amplitud y la mayor longitud de onda del sondeo.

La SIRM presenta un patrón similar al de χ , χ_f y ARM. Los valores oscilan en un intervalo de 0-46.4 mAm^2/kg . Las variaciones permiten identificar tres intervalos con comportamientos distintos (Figura IV.9). El intervalo inferior (6.61–5.0 m) (facies NJ, NI y NH), presenta valores entre 0-14.75 mAm^2/kg , con pequeñas fluctuaciones a lo largo de todo el intervalo. En la parte media del sondeo (5.0–2.6 m) (facies NH, NG, NF, NE y ND), los valores son muy bajos, entre 0-10 mAm^2/kg , internamente presenta un intervalo pequeño (4.2-3.7) (facies NG), donde los valores son muy cercanos a cero ($< 1 \text{ mAm}^2/\text{kg}$), además de un pulso con valores relativamente altos (19 mAm^2/kg), en 3.65 m (facies NF). En la parte superior del sondeo (2.6–0 m) (facies ND, NC, NB y NA), se presentan los valores más elevados del mismo; inicia con valores medios, y rápidamente alcanza valores altos, la mayoría cercanos a 36 mAm^2/kg . Este intervalo presenta poca variabilidad, aunque se observan tres oscilaciones de gran amplitud a lo largo del mismo.

IV.4.1.3 Parámetros de histéresis magnética (Mr, Ms, Hc y Hcr)

En el sondeo N los ciclos de histéresis presentan dos grupos de curvas distintas, el primer grupo se caracteriza por ciclos angostos, pero con distintos valores de magnetización de saturación (M_s) (Figura IV.10a y b). El segundo grupo de curvas (Figura IV.10c) presenta

ciclos de histéresis con magnetización de saturación muy variable, pero su principal característica es la forma conocida como *cintura de avispa* y se presenta exclusivamente en las facies volcaniclásticas, repartidas a lo largo de todo el sondeo. El primer grupo se presenta en los siguientes intervalos: entre 6.61-5.0 m de profundidad, Ms presenta valores promedio bajos entre 50-100 mAm^2/kg y Mr entre 5-20 mAm^2/kg (facies diatomáceas NH, NI y NJ) (Figura IV.9), con pequeñas fluctuaciones a lo largo de todo el intervalo, y un pulso de valores altos en 6.2 m. En la parte media del sondeo (5.0–2.6 m) los valores son muy bajos ($M_s < 30 \text{ mAm}^2/\text{kg}$ y $M_r < 10 \text{ mAm}^2/\text{kg}$) (facies diatomáceas ND, NE, NG, NH y clásticas NF); internamente presenta un sub-intervalo (4.2-3.7) (facies NG), donde los valores son los más bajos de todo el sondeo, además de un pulso de valores relativamente altos en 3.65 m (facies NF). En la parte superior del sondeo (2.6–0 m) inicia con valores medios, y rápidamente alcanza valores altos, en promedio de Ms entre 250-400 mAm^2/kg y de $M_r \approx 60 \text{ mAm}^2/\text{kg}$. (facies clásticas NA, NB, NC y diatomáceas ND). Este intervalo presenta poca variabilidad, aunque se observan tres oscilaciones de gran amplitud y alta longitud de onda a lo largo del mismo.

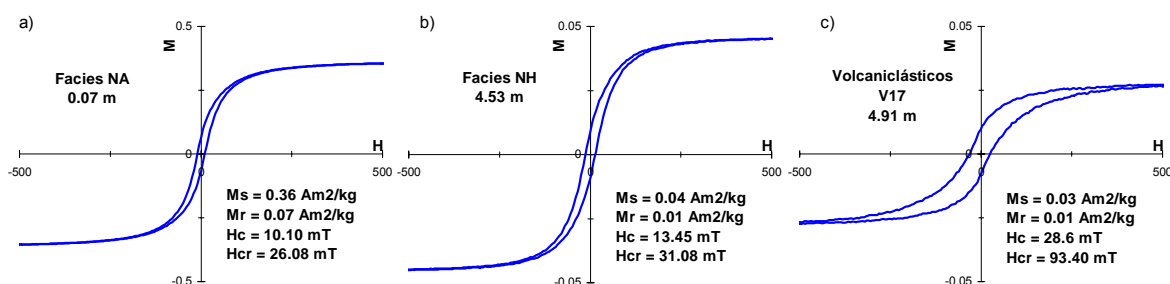


Figura IV.10 Ejemplos de ciclos de histéresis para muestras con distinta concentración de minerales magnéticos. En (a) se presenta una muestra con alto valor de saturación ($0.36 \text{ Am}^2/\text{kg}$). En (b) una muestra con magnetización de saturación baja ($0.045 \text{ Am}^2/\text{kg}$). La mayoría de los ciclos presentes en la secuencia son del tipo (a) y (b) (grupo uno). En (c) una muestra con baja saturación ($0.026 \text{ Am}^2/\text{kg}$), con la forma de cintura de avispa, presente solo en facies volcaniclásticas (grupo dos). H: campo magnético aplicado en mT; M: magnetización adquirida por el material en Am^2/kg .

La coercitividad (H_c) y coercitividad remanente (H_{cr}), presentan curvas con comportamiento similar entre si (Figura IV.11). Los valores oscilan entre $9 < H_c < 38 \text{ mT}$ y $24 < H_{cr} < 120 \text{ mT}$, y se observan tres intervalos con comportamientos distintos. El intervalo inferior (6.61–5.1 m) (facies NJ, NI y NH), presenta valores entre $11 < H_c < 16 \text{ mT}$ y $27 < H_{cr} < 49 \text{ mT}$, y muestra pequeñas vibraciones a lo largo del intervalo. En la

parte media del sondeo (5.1–3.5 m) (facies NH, NG, NF y NE), los valores son medios en la mayoría $10 < H_c < 38$ mT y $30 < H_{cr} < 120$ mT, con algunos valores altos (máximos) casi en la cima del intervalo (facies NF). En el resto del sondeo (3.5–0 m) (facies NE, ND, NC, NB y NA), se presentan los valores más bajos del sondeo. Este intervalo presenta escasa variabilidad, aunque se observan dos pequeñas oscilaciones a lo largo del mismo.

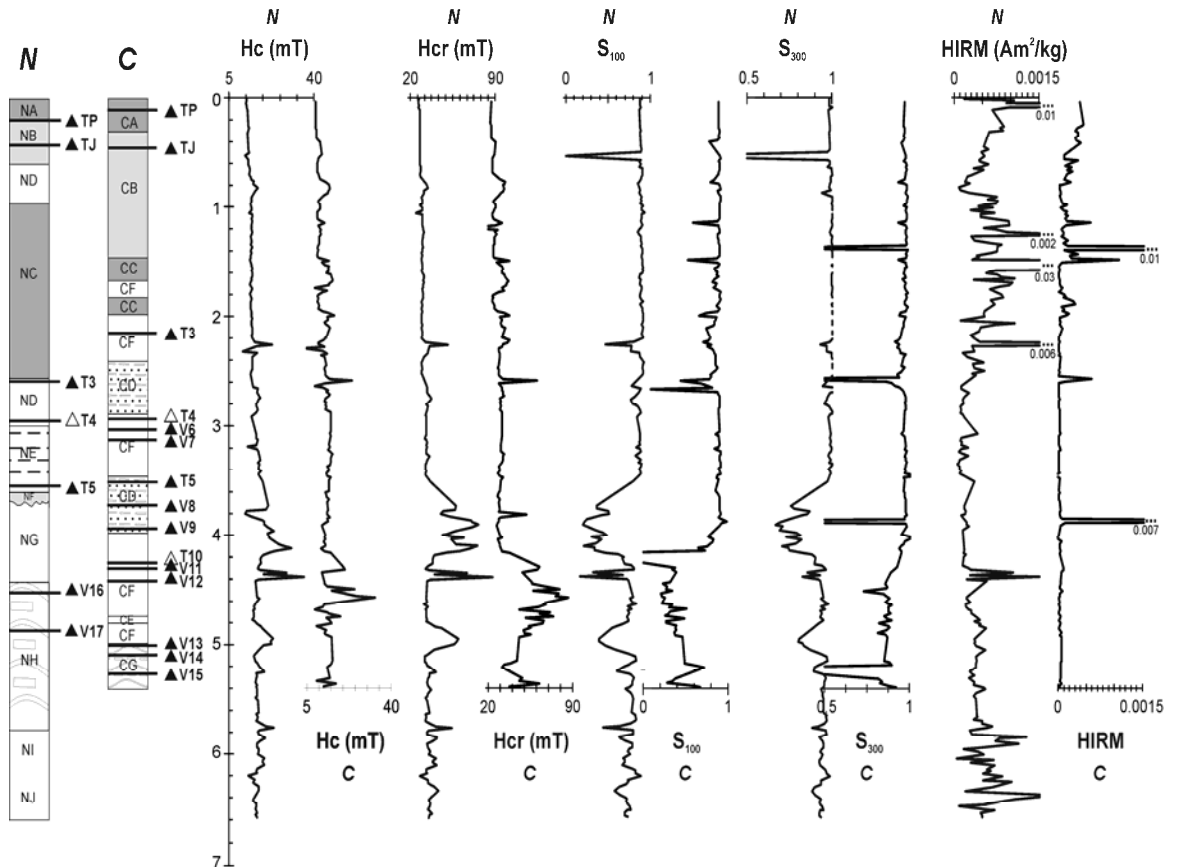


Figura IV.11 Parámetros de magnetismo de rocas indicadores de coercitividad, con respecto a la profundidad. Hc: coercitividad magnética; Hcr: coercitividad remanente; S_{100} y S_{300} : cocientes en campos inversos (ver metodología); HIRM: Magnetización remanente isotermal dura. Las líneas punteadas indican los valores máximos de las curvas. En tonos de grises en las columnas estratigráficas se presentan las facies clásticas y el resto son diatomáceas.

IV.4.1.4 Cocientes S y magnetización remanente isotermal dura (HIRM)

Los cocientes S_{100} y S_{300} indicadores de coercitividad magnética, presentan curvas con comportamiento similar entre ellas, aunque en los S_{100} las amplitudes son más grandes (Figura IV.11). Los valores oscilan en un intervalo de $0 < S_{100} < 0.9$ y $0 < S_{300} < 1$; se

observan tres intervalos con comportamientos distintos. El intervalo inferior (6.61 – 5.1 m) (facies NJ, NI y NH), presenta valores altos pero con variaciones entre $0.6 < S_{100} < 0.9$ y $0.89 < S_{300} < 0.99$. En la parte media del sondeo (5.1 – 3.5 m) (facies NH, NG, NF y NE), los valores son bajos y medios, $0 < S_{100} < 0.8$ y $0.7 < S_{300} < 1.0$. En el resto del sondeo (3.5 – 0 m) (facies NE, ND, NC, NB y NA), se presentan los valores más altos $0.8 < S_{100} < 0.9$ y $0.93 < S_{300} < 1.0$. Este intervalo superior presenta escasa variabilidad, aunque se observan dos inflexiones de media y alta amplitud en el mismo.

La HIRM también es indicadora de coercitividad magnética. En este sondeo los valores oscilan entre 0 - 0.0015 Am²/kg (Figura IV.11); se observan tres intervalos a lo largo del mismo. El intervalo inferior (6.61 – 5.6 m) (facies NJ, NI y NH), con valores muy variables y curvas de alta amplitud. En la parte media (5.6 – 3.4 m) (facies NH, NG, NF y NE), los valores son bajos, 0.0002 - 0.0006 Am²/kg, con escasos cambios. En el resto del sondeo (3.4 – 0 m) (facies NE, ND, NC, NB y NA), se presentan valores menores hacia la base del intervalo y aumentan hacia la cima, para terminar en valores medios en la parte superior. En este intervalo se cubre todo el rango de valores, con oscilaciones tanto de baja, como de alta amplitud. En varios puntos a lo largo del sondeo, se presentan picos con valores que salen de la gráfica (HIRM > 0.0015 Am²/kg), varios de los cuales corresponden a facies volcánicas. Como se mencionó al inicio del capítulo, los valores relacionados con las facies volcánicas han sido eliminados de las gráficas.

IV.4.1.5 χ_{fd} , ARM/IRM₁₀₀, Mr/Ms y Hcr/Hc

La susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{fd}), presenta valores en un intervalo de 0 - 11 % (Figura IV.12). Se observan dos intervalos con diferentes comportamientos. El intervalo inferior (6.61 – 4.2 m) (facies NJ, NI, NH y NG), presenta valores muy variables con curvas de amplitud entre 0 - 8 %. En la parte media del sondeo (4.2 – 3.7 m) (facies NG), no se ha calculado debido a que los valores de χ son tan bajos ($\chi_{lf} < 1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) que no son útiles para estimar la presencia de minerales SP por la gran incertidumbre que generan. En el resto del sondeo (3.7–0 m) (facies NF, NE, ND, NC, NB y NA), se presentan valores también muy oscilantes en todo el intervalo, con curvas de amplitud entre 2 - 11 %.

NC, NB y NA), los valores en general son cercanos a 0.03, con excepción del intervalo entre 0.6 y 0.9 m donde aumentan ligeramente.

El cociente M_r/M_s varía entre 0.1-0.4 y H_{cr}/H_c entre 2.2 - 4.4, ambos indican tres intervalos con comportamientos distintos (Figura IV.12). El intervalo inferior (6.61 – 5.1 m) (facies NJ, NI y NH), presenta valores poco variables para M_r/M_s entre 0.15 - 0.2, y para H_{cr}/H_c valores entre 2.4 - 2.9, con curvas de amplitud baja. En la parte media del sondeo (5.1 – 3.2 m) (facies NH, NG, NF y NE), M_r/M_s y H_{cr}/H_c presentan una curvas con valores que hacia la base del intervalo presentan baja amplitud y hacia la cima aumentan paulatinamente la amplitud de onda, y terminan en valores bajos en la parte superior del mismo. En este intervalo se cubre todo el rango de valores mencionado al principio. En la parte superior del sondeo (3.2 – 0 m) (facies NE, ND, NC, NB y NA), M_r/M_s presenta valores cercanos a 0.2, en la base presenta dos mínimos de 0.1 en 3.2 y 2.3 m (facies NE y NC) y un máximo de 0.3 en 2.26 m (facies NC). El H_{cr}/H_c presenta valores cercanos a 2.5, hacia la base del intervalo se observan dos máximos de 3 y 3.6, en 3.2 y 2.3 m respectivamente y un valor mínimo de 0 en 0.53 m (facies NB).

IV.4.1.6 χ_f/M_s y $SIRM/\chi$

El cociente χ_f/M_s fluctúa en el rango de $8 - 24 \times 10^{-6}$ m/A y el $SIRM/\chi$ en el de 0 - 25 kA/m (Figura IV.12). Ambos presentan tres intervalos con comportamientos distintos. En el intervalo inferior (6.61 – 5.1 m) (facies NJ, NI y NH), χ_f/M_s presenta múltiples oscilaciones de amplitud media entre $8 \times 10^{-6} - 18 \times 10^{-6}$ m/A, pero en general vibrando alrededor de 18×10^{-6} m/A. El $SIRM/\chi$ presenta valores en general cercanos a 8 kA/m. En la parte media del sondeo (5.1 – 3.2 m) (facies NH, NG, NF y NE), χ_f/M_s presenta valores oscilantes de amplitud media cercanos a 15×10^{-6} m/A. $SIRM/\chi$ por su parte, presenta oscilaciones de mediana amplitud y baja longitud de onda, con un mínimo de 0 kA/m en 4.1 m (facies NG). El intervalo superior (3.2 – 0 m) (facies NE, ND, NC, NB y NA), χ_f/M_s presenta variaciones de mediana amplitud, en un rango de valores de $9 - 24 \times 10^{-6}$ m/A. En este se observan valores más bajos en la base y cada vez mayores hacia la cima. El $SIRM/\chi$ presenta escasas oscilaciones de muy baja amplitud y longitud de onda, observándose un comportamiento con valores casi constantes de 6 kA/m. En este último intervalo se observan dos pequeños máximos en 2.8 y 1.52 m, con valores de 22 y 17 kA/m respectivamente.

IV.4.1.7 Susceptibilidad magnética en alta temperatura

Las curvas de variación de la susceptibilidad magnética (χ) con la temperatura fueron irreversibles, lo que indica que durante las pruebas el material se transformó a otra fase mineral más estable, posiblemente magnetita. En general se presentan cuatro tipos diferentes de comportamiento (Figura IV.13).

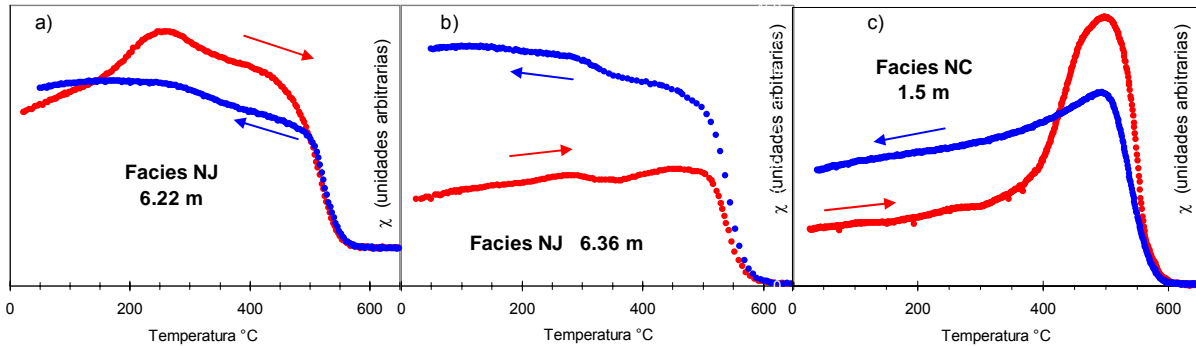


Figura IV.13 Curvas de susceptibilidad magnética vs. alta temperatura. El primer tipo y más frecuente (a), presenta un máximo alrededor de los 260 °C, sugiriendo la presencia de Ti-maghemita y su posterior transformación a Ti-magnetita. En el segundo tipo (b) las muestras presentan una T_c de ~580 °C, típica de la magnetita. El tercer tipo (c) presenta un máximo bien marcado alrededor de 500 °C que podría corresponder a pirita o magnetita MD, con el denominado efecto Hopkinson (Collinson, 1983).

El primer tipo se caracteriza por la presencia de dos diferentes fases termomagnéticas. Un aumento y disminución de χ entre 200 - 350 °C, con máximos bien definidos entre 250 - 300 °C y temperatura de Curie (T_c) entre 300 y 400 °C (Figura IV.13a), correspondiente a la inversión de maghemita a magnetita o Ti-maghemita a Ti-magnetita con bajo contenido en Ti (facies NJ, NI, NH, NG, NF, NE, ND, NC, NB y NA) (Özdemir, 1987). Hacia la parte final del calentamiento las muestras presentan otra fase con T_c de ~580 °C, típica de la magnetita. En la facies NC las dos fases magnéticas se encuentran mejor definidas con dos máximos bien marcados. Durante el enfriamiento se presenta solo la fase transformada (magnetita). Este tipo de curvas se presentan en ~72 % de las muestras analizadas; con la mayor frecuencia en las facies NE y ND, con moderada frecuencia en las NF y NH, y en las NA, NC, NG, NI y NJ con la menor frecuencia. Algunas muestras de la facies NA, ND, NE y NF (más común en NA y NE), presentan un ligero aumento en T_c hasta 630 °C, denotando la presencia de pequeñas cantidades de hematita, encubierta por la alta magnetización de la magnetita.

El segundo tipo de curva lo presentan las muestras que tienen muy baja χ ($< 3 \times 10^{-6}$ m³/kg), cercana al límite de detección del equipo (facies NG y NJ) (Figura IV.13b). En ellas es posible observar en el calentamiento, un aumento de forma paulatina en χ , y hacia la parte final una Tc de ~580 °C, típica de la magnetita. Durante el enfriamiento se presenta una curva similar al calentamiento, pero con valores ligeramente más elevados de χ . Este tipo de comportamiento se presenta en ~16 % de las muestras analizadas; en la facies NG con la mayor frecuencia, y en la NJ con menor frecuencia.

El tercer tipo de comportamiento se caracteriza por curvas con aumento paulatino en χ hasta 400 °C. Después, de manera súbita presenta un máximo muy claro entre 450 y 500 °C, con un posterior decremento súbito entre 500 y 550°C, y una Tc de ~580 °C, típica de la magnetita (Figura IV.13c). Este comportamiento puede estar relacionado con la presencia de pirita (Geiss, 1999; Emiroglu et al., 2004; Ortega et al., 2006), o también podría corresponder con el denominado *efecto Hopkinson* (aumento en la χ inmediatamente antes de la Tc), y puede o no presentarse en partículas de dominio múltiple (MD); indicando que la magnetización de la muestra, en comparación con su coercitividad es muy grande (Collinson, 1983). Con base en el alto contenido de MO y en la observación de presencia sulfuros mediante ME en los sedimentos, es más probable la presencia de pirita de origen biogénico en la interfase agua-sedimento. Durante el enfriamiento, se presenta únicamente la fase transformada de magnetita. Este tipo de comportamiento se presenta en ~8 % de las muestras analizadas, con mayor frecuencia en las facies NC y con menor frecuencia en las facies NH y NI. Solo se observa en muestras del sondeo N.

El cuarto tipo de comportamiento, se caracteriza por una χ muy baja cercana al límite de detección del equipo. Las curvas presentan un decremento muy lento a lo largo de todo el calentamiento con Tc de 680 °C, que indica la presencia de una fase termomagnética correspondiente con la hematita.

Se realizaron también pruebas de χ vs. alta temperatura en rocas y suelos circundantes al lago, con el objetivo de buscar similitudes o diferencias en la mineralogía magnética. De los análisis en rocas, se encontró varios tipos de curvas similares a las observadas para los sedimentos (se detalla en seguida). En todos los casos las curvas de calentamiento fueron irreversibles. El 56 % de las muestras analizadas corresponde con el primer tipo de

curvas encontradas para los sedimentos (inversión de maghemita a magnetita o Ti-maghemita a Ti-magnetita) (Figura IV.13a). Las rocas del NE del lago (volcán Zirahuén) (Anexo 2) presentan el mayor número de muestras con este comportamiento; las rocas del W del lago (flujos volcánicos La Magueyera, FVLM) presentan ocurrencia media, y las del SW y NW una ocurrencia baja. En las rocas del E y SE del lago, se presentaron curvas que durante el calentamiento, presentaron los dos máximos bien definidos. De las muestras analizadas en roca, el 44 % de ellas corresponde con el segundo tipo de curvas encontradas para los sedimentos (típico de magnetita) (Figura IV.13b). Las rocas del NE y SW de lago, presentan en mayor proporción este comportamiento, las rocas del E, W y NW presentan baja ocurrencia del mismo. Con base en estudios de difracción de rayos X realizados en las rocas al W del lago (FVLM), se ha corroborado la presencia de magnetita en éstas.

En las pruebas de χ vs. alta temperatura realizadas en suelos (todas ellas irreversibles), se observaron dos tipos de comportamiento. El 96 % de las muestras analizadas, presentan un comportamiento similar al encontrado en el primer tipo de curva reportado para sedimentos (inversión de maghemita a magnetita o Ti-maghemita a Ti-magnetita) (Figura IV.13a). Este tipo de comportamiento se presenta en todos los sitios con suelos analizados en la periferia del lago (N, S, E y W) (Anexo 2). El resto de las muestras analizadas, corresponden con el segundo tipo de curvas observadas en el lago (típico de magnetita) (Figura IV.13b). Los suelos de la región W y SW de lago, presentan este comportamiento. Con base en estudios de difracción de rayos X realizados en suelos al W (FVLM) y N del lago, se ha corroborado la presencia de magnetita en las muestras.

IV.4.1.8 Desmagnetización térmica en bajas temperaturas

Durante el calentamiento de las muestras de 10 a 300 K, ocurre una pérdida súbita de remanencia entre 10 y 40 K, debida a las componentes paramagnéticas o superparamagnéticas de los sedimentos. Esto sugiere la presencia de minerales arcillosos de hierro, los cuales pueden presentar remanencia magnética a bajas temperaturas, pero durante el calentamiento se vuelven paramagnéticos. Posteriormente disminuye la remanencia de forma paulatina hasta la temperatura ambiente. La pérdida de remanencia es similar en todas las muestras analizadas, correspondientes a las facies NA, NC, NE, NF, NG, NH, NI y NJ. No se observa ninguna transición cristalográfica o

isotrópica como la de Verwey o Morin. Estas inflexiones son más o menos marcadas, dependiendo del tamaño y grado de oxidación de los granos de magnetita, lo que sugiere que las Ti-magnetitas presentan grados de oxidación variables (Figura IV.14a). Durante el enfriamiento de 300 a 10 K, en general se observa que las muestras presentan un aumento de remanencia a partir de los 250 K, alcanzando un máximo entre 250 y 125 K, para volver a disminuir (Figura IV.14b). Esta disminución se encuentra asociada con cambios en la anisotropía magneto-cristalina de los minerales ferrimagnéticos (Pan et al., 2005). La forma de montículo por encima de la transición de Verwey, es diagnóstica de magnetita en etapas avanzadas de maghemitización (Özdemir y Dunlop, 2010).

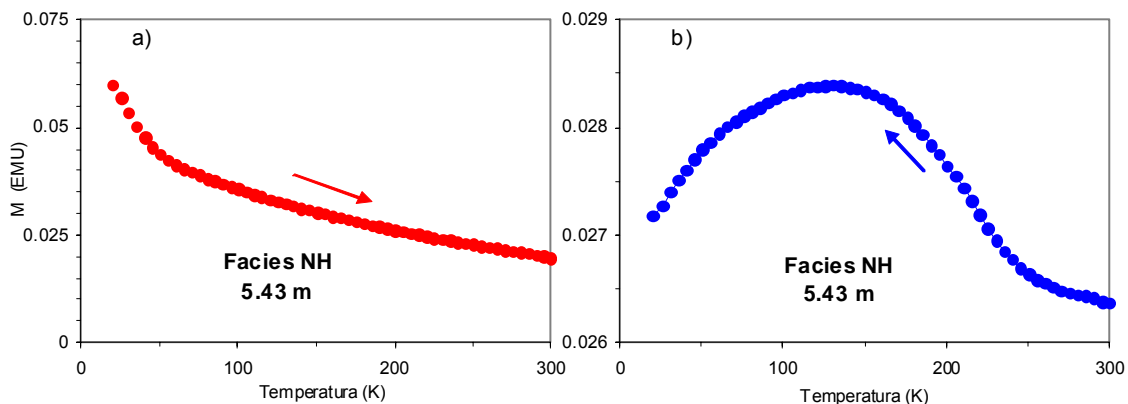


Figura IV.14 Curvas de remanencias a bajas temperaturas. En el proceso se enfría la muestra en campo cero hasta los 10 K, temperatura en la que se aplica un campo de 2.5 T. La curva (a) registra la pérdida de remanencia durante el calentamiento desde los 10 K hasta la temperatura ambiente (300 K). Posteriormente, se enfría nuevamente la muestra en campo cero (b).

IV.4.1.9 Curvas de adquisición de IRM

La adquisición de IRM ocurre dentro de dos casos extremos, representados por sedimentos de las facies clásticas NA y los volcanoclásticos T5 (Figura IV.15). En un extremo la curva presenta alta pendiente, debido a que la adquisición de la magnetización es rápida y la muestra satura alrededor de los 200 mT, indicando la presencia de minerales magnéticos de baja coercitividad (suaves). Este tipo de curva se presenta en el 73 % de las muestras del sondeo N (facies NA, NB, NC, ND y NE). El otro extremo presenta curvas con pendiente menor (media), debido a que la adquisición de la magnetización es más lenta y las muestras saturan alrededor de los 500 mT, indicando la presencia de minerales más duros (hematitas o goetitas). Este comportamiento lo

presentan el 7 % de las muestras analizadas, correspondiendo con las facies volcánicas. El 20 % restante corresponde con muestras que se encuentran intermedias entre ambos casos extremos y corresponden con las facies NC y NG.

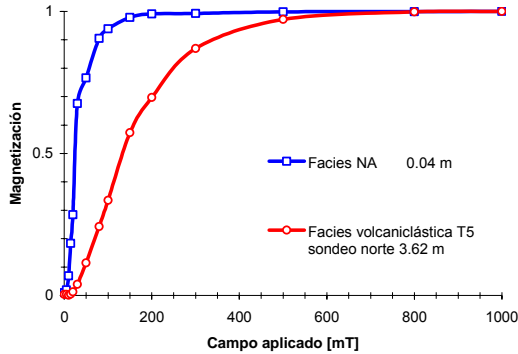


Figura IV.15 Ejemplos de los dos casos extremos de curvas de adquisición de IRM. El primero con baja coercitividad (cuadros) y el segundo con mayor coercitividad (círculos).

IV.4.2 SONDEO CENTRAL

IV.4.2.1 Susceptibilidad magnética (χ)

La característica más sobresaliente, al igual que en el sondeo N, es la variabilidad de las concentraciones de minerales magnéticos a lo largo de la secuencia. Se observa además que la susceptibilidad ferrimagnética (χ_f) domina la señal de susceptibilidad total (χ). El intervalo de valores en los que varía χ es de 0 - $6.2 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. En general, las variaciones en χ permiten identificar dos intervalos con comportamientos distintos, similares a los identificados para χ_f (Figura IV.13). En la base y zona media del sondeo la χ es cercana a cero y la zona superior con alta χ . El intervalo inferior (5.4 – 2.0 m), presenta muy baja y poco oscilante χ con valores en $0 - 1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, y en su mayoría $< 0.1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ (facies CG, CF, CE y CD), excepcionalmente presenta un pulso de valores relativamente altos ($2 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$), en 3.9 m de profundidad. Existe un pequeño intervalo (5.0 – 4.4 m), donde ambas (χ , χ_f), prácticamente valen cero (facies CF y CE). La cima del sondeo (2.0 - 0 m), presenta los valores más elevados de χ y χ_f ; inicia con valores medios, que paulatinamente aumentan su valor, hasta llegar a los valores más elevados en la cima del sondeo, separados con oscilaciones de alta amplitud y moderada longitud de onda. El valor máximo de χ para el intervalo es $6.3 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, y el de χ_p $0.11 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, que representa el 1.7 % de χ (facies CF, CC, CB y CA). A pesar de la alta presencia de sílice amorfo en las facies diatomáceas (CG, CF, CE y CD), no resulta ser una

componente que pueda llegar a alterar la χ a lo largo de la secuencia. Al igual que en el sondeo N, la fracción paramagnética y diamagnética es despreciable para efectos prácticos a lo largo de todo el sondeo.

IV.4.2.2 Magnetización Remanente Anhistérica (ARM) e Isothermal de Saturación (SIRM)

En el sondeo C, las curvas de ARM presenta un patrón muy similar al de χ y χ_f , con valores entre 0 - 1.9 mAm²/kg. Las variaciones permiten identificar dos intervalos con comportamientos distintos, aunque el inferior puede ser dividido en otro sub-intervalo (Figura IV.11). En el intervalo inferior (5.4 – 4.3 m) (facies CG, CF y CE), los valores son muy bajos, en general cercanos a cero, con escasos pulsos no mayores a 0.1 mAm²/kg. En la parte media del sondeo (4.3 – 2.0 m) (facies CF y CD), presenta valores entre 0 - 0.4 mAm²/kg, mostrando pequeñas oscilaciones a lo largo de todo el intervalo y un pulso de 1 mAm²/kg en 3.9 m. En la parte superior del sondeo (2.0 – 0 m) (facies CF, CC, CB y CA), se presentan los valores más elevados. Inicia con valores medios, que paulatinamente aumentan su valor, hasta llegar a los más elevados en la cima de la secuencia, separados con oscilaciones de alta amplitud y alta longitud de onda.

La SIRM presenta un patrón similar al de χ , χ_f y ARM, con valores entre 0 - 40 mAm²/kg. Las variaciones permiten identificar dos intervalos con comportamiento distinto (Figura IV.11). El intervalo inferior (5.4–2.0 m) (facies CG, CF, CE y CD), presenta valores entre 0 - 5 mAm²/kg, a demás un pulsos de 14 mAm²/kg, en 3.9 m de profundidad. En la cima (2.0 - 0 m) (facies CF, CC, CB y CA), presenta los valores más elevados del sondeo. Inicia con valores medios, que paulatinamente aumentan hasta llegar a los valores más elevados en la cima de la secuencia, separados con oscilaciones de alta longitud de onda y amplitud.

IV.4.2.3 Parámetros de histéresis magnética (Mr, Ms, Hc y Hcr)

En el sondeo C los ciclos de histéresis presentan dos tipos de curvas distintas, el primer tipo se caracteriza por ciclos cerrados de área pequeña, pero con distintos valores de magnetización de saturación (Ms) (Figura IV.16a y b). El segundo tipo se caracteriza por presentar ciclos de histéresis en los que Ms es muy variable y presenta la forma conocida como *cintura de avispa*, encontrada únicamente en las facies volcaniclasticas (Figura

IV.16c). La Ms y Mr tienen una variación similar en el sondeo, con dos intervalos de comportamientos distintos. En la base del sondeo (5.4 - 2.0 m), Ms presenta valores promedio bajos entre 20 y 30 mAm²/kg y Mr es muy baja y poco vibrante con valores entre 0 - 9 mAm²/kg, con un pulso de 29 mAm²/kg, en 3.9 m de profundidad (facies diatomáceas CD, CE, CF y CG). De 2.0 a 0 m, Ms y Mr presentan los valores más elevados del sondeo. Inician con valores medios, paulatinamente aumentan su valor hasta llegar a los valores más elevados en la cima de la secuencia, separados con oscilaciones de alta longitud de onda y alta amplitud. Ms tiene valores promedio entre 100 y 300 mAm²/kg y Mr entre 20 y 60 mAm²/kg (facies clásticas CA, CB, CC y diatomáceas CF) (Figura IV.9).

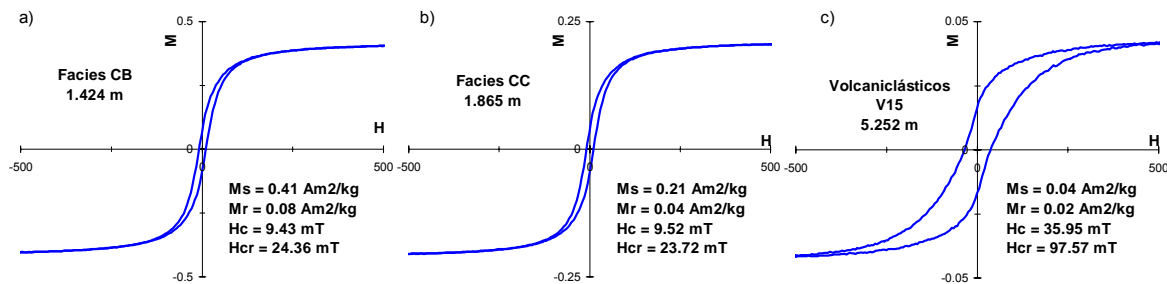


Figura IV.16 Ejemplos de ciclos de histéresis para muestras con distinta concentración de minerales magnéticos. En (a) se presenta la muestra con el más alto valor de Ms (0.41 Am²/kg) facies CB (1.424 m). En (b) una muestra con Ms intermedia (0.21 Am²/kg) facies CC (1.865 m). La mayoría de los ciclos presentes en la secuencia son del tipo (a) y (b) con forma cerrada de área pequeña. En (c), muestra con baja Ms 0.04 Am²/kg, volcániclasticos V15 (5.252 m), con la forma de cintura de avispa que indica mezcla de minerales con distintas coercitvidades. H: campo magnético aplicado en mT; M: magnetización adquirida por el material en Am²/kg.

La coercitividad (Hc) y coercitividad remanente (Hcr), presentan curvas con comportamiento similar entre ellas (Figura IV.11). Los valores varían entre 4 < Hc < 40 mT y 20 < Hcr < 90 mT, y se observan tres intervalos con comportamientos distintos. El intervalo inferior (5.4 – 4.1 m) (facies CG, CF y CE), presenta valores muy altos 8 < Hc < 40 mT y 31 < Hcr < 90 mT, con oscilaciones de alta amplitud a lo largo de todo el intervalo. En la parte media del sondeo (4.1 – 2.7 m) (facies CF y CD), los valores son muy bajos 10 < Hc < 15 mT y 26 < Hcr < 33 mT. Este intervalo presenta escasa variabilidad, aunque se observan un pulso en Hcr de valores relativamente altos (52 mT) en 3.8 m. En el resto del sondeo (2.7 – 0 m) (facies CA, CB, CC, CD y CF), se presentan pequeñas vibraciones, con valores bajos a lo largo del intervalo 4 < Hc < 16 mT y 23 < Hcr < 50 mT. Se observa un pulso de valores ligeramente más altos en la base del intervalo.

IV.4.2.4 Cocientes S y magnetización remanente isothermal dura (HIRM)

Los cocientes S_{100} y S_{300} presentan curvas similares, aunque en los S_{100} las amplitudes son mayores (Figura IV.11), sus valores son $S_{100} < 0.99$ y $S_{300} < 1$; se observan tres intervalos con comportamientos distintos. El intervalo inferior (5.4 – 3.9 m) (facies CG, CF, CE y CD), presenta valores bajos y medios, $0 < S_{100} < 0.8$ y $0.73 < S_{300} < 1.0$, indicando la presencia de minerales de alta coercitividad (duros). En la parte media del sondeo (3.9 – 2.7 m) (facies CF y CD), se presentan los valores más altos del mismo $0.73 < S_{100} < 0.99$ y $0.94 < S_{300} < 1.0$. Este intervalo presenta alta estabilidad a lo largo del mismo. En el resto del sondeo (2.7 – 0 m) (facies CA, CB, CC, CD y CF), se presentan pequeñas oscilaciones, con valores altos a lo largo del intervalo.

En el sondeo C la HIRM varía entre 0 - 0.0015 Am²/kg; se observan tres intervalos distintos a lo largo del sondeo. El intervalo inferior (5.4 – 4.9 m) (facies CG y CF), presenta valores muy oscilantes, con curvas de alta amplitud entre 0.0001 - 0.0015 Am²/kg. En la parte media del sondeo (4.9 – 2.2 m) (facies CF y CD), los valores son muy bajos, con escasas oscilaciones alrededor de 0.0001 Am²/kg. El intervalo presenta dos pulsos en 3.9 y 2.6 m, con valores mayores a 0.0015 Am²/kg. En el resto del sondeo (2.2 – 0 m) (facies CA, CB, CC y CF), se presentan oscilaciones de gran amplitud, iniciando con valores bajos y paulatinamente aumentan para terminar en la cima del sondeo con valores promedio de 0.0009 Am²/kg. Al igual que en el sondeo N, fueron eliminados de las gráficas los valores correspondientes con las facies volcánicas (Figura IV.11).

IV.4.2.5 χ_{fd} , ARM/IRM₁₀₀, Mr/Ms y Hcr/Hc

La χ_{fd} se encuentra en un intervalo de 2.5 - 11 % y presenta dos intervalos con diferentes comportamientos (Figura IV.12). El intervalo inferior (5.4 – 2.2 m) (facies CG, CF, CE, CD), no se ha calculado debido a que los valores de χ son tan bajos ($\chi_{lf} < 1 \times 10^{-6}$ m³/kg) que no son útiles para estimar la presencia de minerales SP por la gran incertidumbre que generan. En la cima (2.2 – 0 m) (facies CA, CB, CC y CF), presenta valores muy oscilantes, con curvas de amplitud media a baja, mostrando tres máximos en 2.1, 1.6 y 0.8 m profundidad.

El cociente ARM/IRM_{100} varía en el intervalo de 0 - 0.12 y presenta tres intervalos con comportamientos distintos (Figura IV.12). El intervalo inferior (5.4 – 4.3 m) (facies CG, CF y CE), presenta valores con frecuentes oscilaciones hacia la base y en menor medida hacia la cima del mismo. Sus valores varían entre 0 - 0.08, con un decremento paulatino de la base hacia la cima. En la parte media del sondeo (4.3 – 2.1 m) (facies CF y CD), los valores son los más altos del sondeo, con variaciones mínimas alrededor de 0.07. El intervalo presenta un máximo de 0.1 en 2.6 m. En el resto del sondeo (2.1 – 0 m) (facies CA, CB, CC y CF), presenta valores muy cambiantes entre 0.03 - 0.08, con curvas de amplitud media a baja.

El cociente Mr/Ms se encuentra en el intervalo de 0.05 - 0.44 y Hcr/Hc entre 2 - 6 (Figura IV.12). Ambos presentan tres intervalos con comportamientos distintos. En el intervalo inferior (5.4 – 4.0 m) (facies CG, CF y CE), ambas presentan valores variables con curvas de amplitud opuestas dentro de todo el rango de valores mencionado. En la parte media del sondeo (4.0 – 2.8 m) (facies CF y CD), los valores son casi constantes para ambas, en general cercanos a 0.23 para Mr/Ms y a 2 para Hcr/Hc . En el intervalo superior del sondeo (2.8 – 0 m) (facies CA, CB, CC y CF), el Mr/Ms presenta valores muy oscilantes de baja amplitud en la base, entre 0.05 - 0.33 (facies CD y CF) y menos variables hacia la cima del mismo, entre 0.17 - 0.28 (facies CA, CB y CC). El Hcr/Hc presenta en general valores cercanos a 2.5, aunque en la base presenta tres máximos de 3.7, en 2.63 (facies CD), 2.24 y 1.74 (facies CF) y un mínimo de 0 en 1.18 m (facies CB).

IV.4.2.6 χ_f/Ms y $SIRM/\chi$

El cociente χ_f/Ms varía en el rango de 0.6×10^{-6} - 17×10^{-6} m/A y $SIRM/\chi$ entre 0 - 60 kA/m, con excepción de un pulso en la zona superior de 103 kA/m (Figura IV.12). Se presentan tres intervalos con oscilaciones de forma escalonada. El intervalo inferior (5.4 – 4.0 m) (facies CG, CF y CE), χ_f/Ms presenta valores muy variables de media a baja amplitud y baja longitud de onda, entre 0.6×10^{-6} - 10×10^{-6} m/A. Hacia la base presenta valores medios, luego bajos y en la cima más altos. El $SIRM/\chi$ presenta valores de gran amplitud y longitud de onda media a baja, dentro del rango de 10.5 - 60 kA/m. En la base del mismo los valores son bajos y aumentan de forma paulatina, hasta llegar a la profundidad de 4.4 m, donde inicia un descenso de valores rápido. En la parte media del sondeo (4.0 – 2.8 m) (facies CF y CD), se presenta un intervalo con valores poco oscilantes en general

para ambos cocientes, cercanos a 7.5 m/A para χ_f/M_s y cercanos a 14 kA/m para SIRM/ χ . El intervalo superior del sondeo (2.8 – 0 m) (facies CA, CB, CC y CF), χ_f/M_s presenta valores variables dentro de todo el rango original. En este se observan oscilaciones de media a alta amplitud y media longitud de onda. Los valores más bajos se encuentran en la base y hacia la cima los valores cada vez son mayores. El SIRM/ χ presenta oscilaciones de mediana amplitud y baja longitud de onda, con valores entre 0 - 26 kA/m, y hacia la cima se vuelven de baja amplitud y mayor longitud de onda. En la profundidad de 2.67 m (facies CD), se presenta un máximo de 103 kA/m, el más alto del sondeo.

IV.4.2.7 Susceptibilidad magnética en alta temperatura

Las curvas de variación de la susceptibilidad magnética (χ) con la temperatura fueron irreversibles, lo que indica que durante las pruebas el material se transformó a otra fase mineral más estable, posiblemente magnetita. En general se presentan dos tipos diferentes de comportamiento (Figura IV.17).

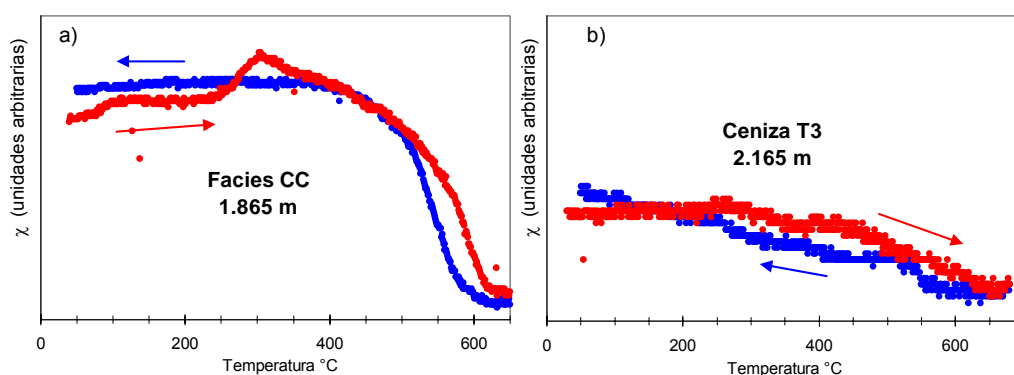


Figura IV.17 Curvas de susceptibilidad magnética vs. alta temperatura. El primer tipo y más frecuente (a), presenta un máximo alrededor de los 300 °C, indicando posiblemente la presencia de Ti-maghemita y su posterior transformación a Ti-magnetita. El segundo tipo (b) presenta un decremento paulatino con inflexiones posiblemente denotando maghemita a magnetita y hacia la parte final del calentamiento las muestras eliminan la χ en ~675 °C, denotando la posible presencia de hematita.

El primer tipo y más frecuente de curva se caracteriza por la presencia de dos diferentes fases termomagnéticas, con un aumento y su posterior disminución de la χ entre 250 - 350 °C, con máximos bien definidos entre 300 – 350 °C y Tc entre 350 y 400 °C (Figura IV.17a), correspondiente a la inversión de maghemita a magnetita o Ti-maghemita a Ti-magnetita con bajo contenido en Ti (facies CA, CB, CC, CF y CG) (Özdemir, 1987). Hacia

la parte final del calentamiento las muestras presentan una T_c entre 580 y 630 °C, la primera típica de la magnetita. Durante el enfriamiento se presenta únicamente la fase transformada (magnetita). Este tipo de comportamiento se presenta en la mayoría de las muestras analizadas del sondeo C. En las facies CB y CC se presenta en más muestras. Las muestras de las facies CB, CC y CG presentan un ligero aumento en la T_c (> 580 °C), denotando la presencia de pequeñas cantidades de hematita, encubierta por la fuerte señal de la magnetita. Este comportamiento es más común en las facies CB y CC. Con base en estudios de difracción de rayos X realizados en las facies CB, se ha corroborado la presencia de magnetita en las muestras.

El segundo tipo de curva lo presentan las tefras (facies volcanoclásticas). Se caracteriza por un decremento paulatino de la χ , con dos ligeras inflexiones poco definidas en 280 y 470 °C (Figura IV.17b). Posiblemente el primer máximo este relacionado a la transformación de maghemita a magnetita o Ti-maghemita a Ti-magnetita, mientras que el segundo con la T_c de la magnetita. Hacia la parte final del calentamiento las muestras eliminan la χ en ~ 675 °C, lo que indica la presencia de hematita. Durante el enfriamiento se presenta una curva también con dos inflexiones, pero sugiriedo con mayor claridad la fase de magnetita.

Existe un gran número de muestras donde no es posible observar el comportamiento de la χ en alta temperatura, debido a que están cercanas al nivel de detección del equipo. Son típicas de la zona media e inferior del sondeo (facies diatomáceas CD, CE, CF y CG), donde la susceptibilidad magnética (χ) es muy baja ($< 0.5 \times 10^{-6}$ m³/kg), debido a la escasa fracción terrígena.

IV.4.2.8 Desmagnetización térmica (altas temperaturas)

Se realizó en muestras de las facies CD, CF y CG, para la determinar la mineralogía magnética en sedimentos con baja concentración de ferrimagnéticos. Se observaron dos tipos de curvas distintas; el primer tipo (Figura IV.18a) presenta un decremento paulatino en la remanencia (componente Y) respecto a la temperatura y al final del proceso pierde la remanencia de forma súbita, con T_c de ≈ 540 °C, indicando la presencia de magnetitas con bajo contenido de Ti. El segundo tipo de curvas (Figura IV.18b) presenta también el decremento paulatino en la remanencia (componente Y), sin embargo, alrededor de los

300 °C, se observa un máximo (inflexión), indicando la posible presencia de Ti-maghemita; después continua el decremento hasta los 540 °C, indicando la presencia de Ti-magnetita. No se observaron otras fases mineralógicas durante el proceso.

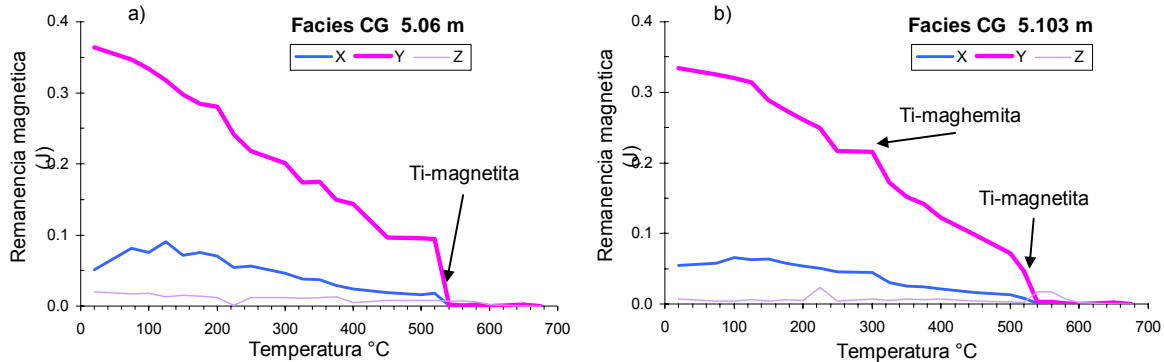


Figura IV.18 Curvas de desmagnetización térmica en altas temperaturas. (a) Indica una T_c de 540 °C, sugiriendo la presencia de Ti-magnetitas pobres en Ti y (b) se observa un máximo alrededor de los 300 °C, indicando la posible presencia de Ti-maghemita y su posterior transformación a Ti-magnetita.

IV.4.2.9 Desmagnetización térmica en bajas temperaturas

Durante el calentamiento desde 10 a 300 K, ocurre una pérdida súbita de remanencia en las muestras (entre 10 y 50 K), debida a las componentes paramagnéticas o superparamagnéticas de los sedimentos. Ésto sugiere la presencia de minerales arcillosos de hierro, los cuales pueden presentar remanencia magnética, pero durante el calentamiento se vuelven paramagnéticos. Posteriormente disminuye de forma paulatina la remanencia, hasta llegar a la temperatura ambiente. Se analizaron las facies clásticas CB y facies diatomáceas CF, observándose que la pérdida de remanencia es similar en todas las muestras analizadas. No se observa ninguna transición cristalográfica o isotrópica como la de Verwey o Morin, posiblemente debido a que las Ti-magnetitas presentan cierto grado de oxidación. (Figura IV.14a). Durante el enfriamiento de 300 a 10 K, en general se observa que las muestras presentan un aumento de remanencia a partir de los 250 K, alcanzando un máximo a ~160 K, para volver a disminuir, posiblemente debido a la presencia de granos ultrafinos (Figura IV.14b). Esta disminución se encuentra asociada con cambios en la anisotropía magneto-cristalina de los minerales ferrimagnéticos (Pan et al., 2005). La forma de montículo por encima de la transición de Verwey, es diagnóstica de magnetita en etapas avanzadas de maghemitización (Özdemir y Dunlop, 2010).

IV.4.2.10 Curvas de adquisición de IRM

La adquisición de IRM ocurre dentro de dos casos extremos representados por sedimentos de las facies clásticas CC y los volcanoclásticos T3 (Figura IV.19). En un extremo la curva presenta una pendiente alta, debido a que la adquisición de la magnetización es rápida y la muestra satura alrededor de los 200 mT, indicando la presencia de minerales magnéticos de baja coercitividad (suaves). Este tipo de curva se presenta en el 82 % de las muestras (facies CA, CB, CC, CD, CE y CF). Con el mayor número de muestras en las facies CF y CB, en menor proporción en las CD y CC; y escasas en CA y CE. El otro extremo presenta curvas con pendiente menor (media), debido a que la adquisición de la magnetización es más lenta y las muestras saturan alrededor de los 500 mT, indicando la presencia de minerales más duros (hematitas o goetitas). Este comportamiento lo presentan muestras de las facies CG, CF y todas las volcanoclásticas (TP, TJ, T3, T4, V6, V11, V12, V13, V14 y V15). Además, se presenta en escasas muestras de las facies CB, CC, CD y CE.

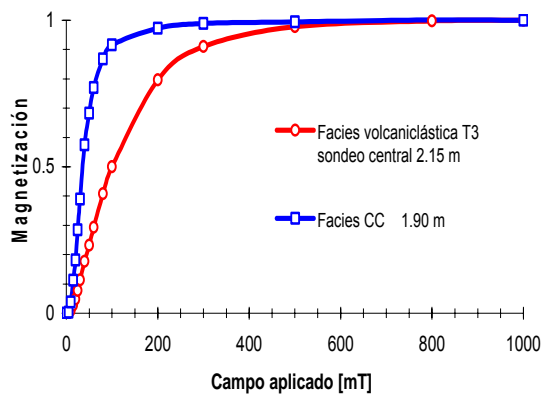


Figura IV.19 Ejemplos de los dos casos extremos de curvas de adquisición de IRM. El primero con baja coercitividad (cuadros) y el segundo con mayor coercitividad (círculos).

V. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos de la aplicación de las distintas técnicas utilizadas en el trabajo para la caracterización de los sedimentos, así como las implicaciones paleoambientales de dichos resultados. En primer lugar se plantea el modelo de edad para cada uno de los sondeos y la correlación entre ambos sitios perforados. En segundo lugar, la interpretación de las propiedades magnéticas, en términos de la mineralogía, granulometría y concentración magnética, sustentadas por los indicadores geoquímicos y biológicos. Finalmente, se discute la variación de todos los parámetros analizados a lo largo de la secuencia en función del tiempo y se propone un modelo de la evolución del lago en el tiempo y las implicaciones paleoambientales para la región.

V.1 MODELO DE EDAD

Los modelos de edad para cada sitio fueron definidos de acuerdo a las edades de radiocarbono obtenidas, seleccionadas y convertidas a años calendario. Adicionalmente, para un mayor control cronológico se utilizaron dos tefras históricas de edad conocida (TP y TJ).

El cálculo de las tasas de sedimentación se realizó entre fechamientos contiguos obtenidos (Tabla IV.1). Las tasas de sedimentación dependen, entre otros factores, del ambiente de depósito (planicie lacustre central, talud, plataforma, litoral) y los procesos sedimentarios involucrados. Así mismo, estas tasas son ligeramente menores si se excluye el espesor de los depósitos volcanoclásticos. Sin embargo, debido a que las acumulaciones reconocidas como verdaderas tefras tienen en conjunto menos de 5 cm de espesor total, entonces las tasas calculadas permanecen prácticamente invariables.

Las tasas de sedimentación para el sondeo N varían entre 0.15 y 3.00 mm/año. La más alta se presenta en los sedimentos superficiales posteriores al depósito de la TP. La más baja se presenta en el intervalo entre 3.73 y 3.49 m de profundidad (12,096–6,779 a. cal AP). La tasa de sedimentación estimada de la cronología de ^{210}Pb , en el periodo de 1901 a 1998, es de aproximadamente 1.4 mm/año (Davies et al., 2004), semejante a la estimada para los sedimentos depositados entre las tefras del Parícutín y Jorullo de 1.33

mm/año. El promedio de la tasa de acumulación para sedimentos anteriores a la tefra Jorullo, es de 0.64 mm/año. De acuerdo al modelo de edad, los sedimentos de la base del sondeo abarcan hasta ca. 16,825 a. cal AP (Figura V.1).

En el sondeo C las tasas de sedimentación varían entre 0.21 y 2.00 mm/año. La más alta se presenta en los sedimentos superficiales posteriores al depósito de la TP. La más baja se presenta en el intervalo entre 1.55 y 1.25 m de profundidad (3,467–2,050 a. cal AP). La tasa de sedimentación para los sedimentos depositados entre las tefras Paricutín y Jorullo, es de 1.83 mm/año. El promedio de la tasa de acumulación para sedimentos anteriores a la TJ en el sondeo C, es de 0.47 mm/año. De acuerdo al modelo de edad, los sedimentos en la base del sondeo abarcan hasta ca. 11,540 a. cal AP (Figura V.1).

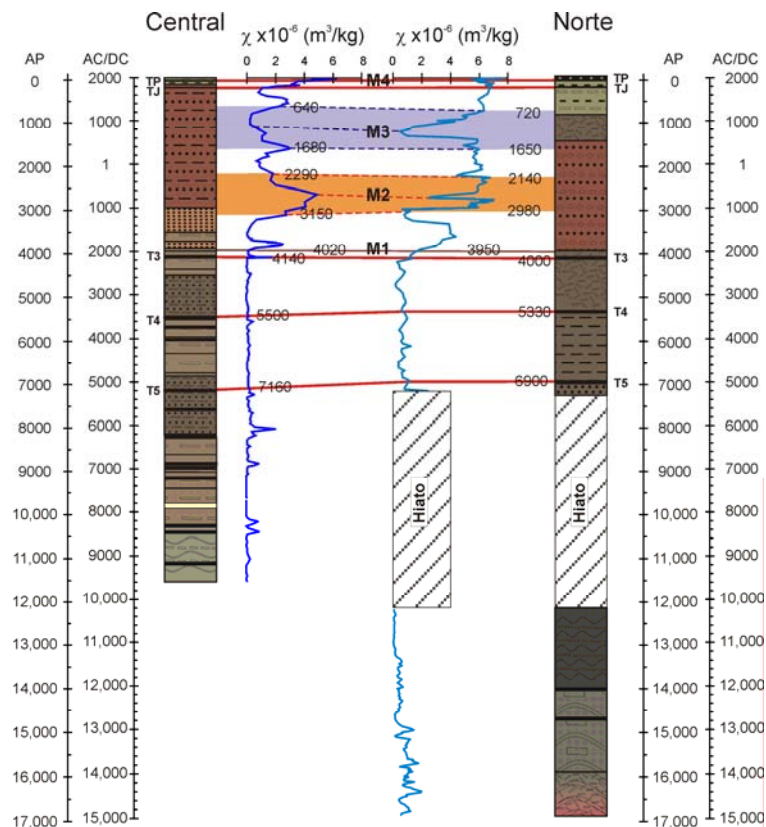


Figura V.1 Modelo de edad y correlación estratigráfica para ambos sondeos del lago Zirahuén. Las escalas de tiempo representan años calibrados AP y años calendarios AC/DC. Las principales fluctuaciones en los registros de χ han sido designadas como los intervalos de máximos M1, M2 y M4, y el intervalo de mínimos M3. La franja de color naranja y lila representan los intervalos de ocurrencia de M2 y M3. χ : susceptibilidad magnética; TP: tefra Paricutín; TJ: tefra Jorullo; T3, T4 y T5 otras tefras utilizadas en la correlación. La simbología en las columnas es la misma que en la figura IV.5

La tasa de sedimentación media anual en el lago, para depósitos anteriores a TJ es de 0.56 mm/año. De acuerdo a lo anterior, se observa un cambio en la tendencia de estas tasas, con mayores valores hacia la cima de ambas secuencias (Figura IV.1), posiblemente por una mayor compactación en la parte inferior de las mismas, y/o por una mayor capacidad erosiva (para épocas más recientes) en los alrededores del lago. La tasa de sedimentación media anual para este lago resulta ser muy similar en comparación con la reportada para otros lagos como Chalco (México) de 0.53 mm/año (Lozano et al., 1993), con la máxima de 0.8 mm/año, y Zacapu (Michoacán) de 0.32 mm/año (Ortega et al., 2002). Las tasas de sedimentación del sondeo N son ligeramente mayores que en el sondeo C, debido a la cercanía con la orilla, donde regularmente la sedimentación clástica es más elevada.

Las evidencias estratigráficas presentadas más adelante y sustentadas en la cronología de ^{14}C , debido a la toma de dos muestras para fechamientos, una directamente abajo y otra 24 cm por encima de la superficie en cuestión (muestras Beta-193857 y Beta-233928), indican en el sondeo N la presencia de un hiato en la sedimentación, equivalente a un metro de sedimentos entre el periodo de ca. 12,100-7,160 a. cal AP (alrededor de 5,000 años), (Ortega et al., 2010). Por lo anterior, los sondeos no pueden ser correlacionados para edades más antiguas que 7,160 a. cal AP. Sin embargo, parte del intervalo del hiato del sondeo N, es cubierto con los sedimentos de la base del sondeo C hasta 11,600 a. cal AP. Con esto, se reduce el intervalo temporal sin registro sedimentario a solo ca. 500 años (entre 12,100-11,600 a. cal AP), periodo que abarca el intervalo conocido como Younger Dryas.

V.2 CORRELACIÓN ENTRE SITIOS PERFORADOS

La correlación entre los sondeos N y C está basada en la correspondencia de las curvas de susceptibilidad magnética (χ) y los depósitos volcanoclásticos claramente reconocidos como TP, TJ y tefras denominadas T3, T4 y T5 (Vázquez et al., 2010). Las columnas estratigráficas y los registros de χ de cada sondeo han sido redibujados en su respectiva escala temporal, de acuerdo al modelo de edad establecido para cada uno de ellos. La correlación entre ambos sitios solo fue posible para sedimentos más jóvenes que ca. 7,160 a. cal AP, por la razón ya mencionada. (Figura V.1). Las principales fluctuaciones

en los registros de χ han sido designadas como los intervalos de máximos M1, M2 y M4, y el intervalo de mínimos M3.

De acuerdo a los datos de χ , en los sedimentos de edad anterior a 4,000 a. cal AP las fluctuaciones de ésta son mínimas y no permiten establecer una buena correlación a partir de la misma. Sin embargo, fue posible correlacionar los sondeos a partir de las tefras T5, T4 y T3 (Figura V.1); de acuerdo a los modelos establecidos, la edad de estas tefras corresponde a 7,160-6,900, 5,500-5,330 y 4,140-4,000 a. cal AP respectivamente. La fecha considerada para la TJ es el año 1762 a. DC, y para la TP es 1943 a. DC. La diferencia máxima de edades calculada entre ambos sondeos es de 260 años y se presenta en la tefra T5.

Poco después del depósito de la tefra T3, alrededor de 4,000-4,140 a. cal AP, inicia el aumento de χ . El primer incremento (M1) aparece de manera prácticamente sincrónica en ambos sondeos (4,020 y 3,950 a. cal AP), se presenta como un máximo en χ de hasta $2.5 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ en un intervalo de tiempo de aproximadamente 400 años de duración en el sondeo C, mientras que en el sondeo N alcanza valores $>4 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, en un intervalo de ~800 años. Los puntos con los valores máximos de χ de este intervalo (M1 y M2), ocurren con una diferencia de ca. 200 años entre ambos sondeos, con edades más tempranas en el sondeo C que en el N. Posteriormente disminuyen los valores de χ y después de ca. 3,150 a. cal AP se establecen los valores altos (M2), registrados nuevamente de forma más temprana en el sondeo C con una diferencia cercana a los 200 años entre ambos sondeos (Figura V.1).

Los altos valores de χ en el sondeo N entre 2,140 y 1,650 a. cal AP, no presentan una correspondencia en el registro C. La correlación se restablece para el intervalo de valores mínimos (M3), correspondiente a las edades 1,650 a 720 a. cal AP en el sondeo N y entre 1,680 a 640 a. cal AP en el C. Ambos registros de χ vuelven a coincidir en términos generales durante los últimos 50 años (M4).

La falta de correlación uno a uno de los rasgos comparados puede tener varias causas: 1) las heterogeneidades de la acumulación de sedimentos en las diferentes regiones del lago (mayor acumulación de fracción más gruesa en la orilla que en el centro). 2) las diferencias de edad entre la MO terrígena y el tiempo de acumulación del sedimento al

cual se incorpora. 3) las incertidumbres analíticas intrínsecas de cada fechamiento y las probables diferencias entre las tasas de acumulación reales, en comparación con las calculadas a partir de los modelos de edad. 4) las diferencias en compactación para cada sitio, que indirectamente son reflejadas por las tasas de acumulación calculadas. 5) la dependencia de la χ al tamaño de grano magnético, ya que ésta aumenta con el tamaño de las partículas. En particular para sedimentos anteriores a TJ la tasa promedio en el sondeo N es de 0.64 mm/año, en comparación con el promedio del sondeo C de 0.47 mm/año, lo que indica una mayor acumulación de sedimentos en la porción N y que los procesos de compactación han sido mayores en la región C del lago. En las condiciones actuales existe una diferencia significativa en la presión hidrostática de las zonas donde fueron colectados los núcleos. La zona C con un tirante de 40 m tiene ~400 kPa, en tanto que la zona N, con 12 m tirante de agua tiene ~120 kPa de presión. Además de la presión hidrostática, la carga de los sedimentos acumulados gradualmente se suma a la carga total ejercida sobre los mismos. A pesar de las incertidumbres señaladas, es posible establecer una buena correlación entre ambos sondeos, si se consideran además rasgos puntuales como la ocurrencia de tefras, y tendencias generales de máximos y mínimos de la χ (Figura V.1).

V.2.1 CORRELACIÓN DE FACIES

Las facies descritas en las secuencias verticales representan la sucesión de los diferentes ambientes a través del tiempo. Las facies que se infiere están genéticamente relacionadas, han sido agrupadas y sus asociaciones verticales y horizontales han sido sustentadas en las escalas de tiempo y en la correlación estratigráfica entre ambas secuencias. Estas pueden interpretarse como una secuencia de eventos que describe la evolución sedimentaria de la sección centro-norte del lago Zirahuén.

De acuerdo a los resultados se definieron originalmente 17 facies lacustres y aluviales, diez pertenecientes al sondeo N (NA, NB, NC, ND, NE, NF, NG, NH, NI y NJ) y siete al C (CA, CB, CC, CD, CE, CF y CG) (Figura IV.5 y Tabla IV.2). La mayor parte de las facies sedimentarias reconocidas, consisten de ooze diatomáceos (facies ND, NE, NG, NH, NI, NJ, CD, CE, CF y CG), diferenciados por el color y el tipo de estratificación (masiva, difusa o laminada). Las facies diatomáceas dominan en la parte media e inferior de ambos

núcleos, en estratos anteriores a los ca. 4,100 a. cal AP y en parte diluyen el contenido terrígeno.

La estructura estratificada es común en todo el sondeo C y posterior al hiato en el sondeo N. En las facies CA, CB, CC, NC y ND se observan estratos difusos; en CD, CF, CG y NG estratos difusos con laminaciones y únicamente laminaciones en las facies CE, NB y NE. Los intervalos masivos son exclusivos del sondeo N, principalmente en la base en las facies NF, NH, NI, NJ y NA (Tabla IV.2). Los intervalos laminados se presentan principalmente en las facies diatomáceas de ambos sondeos; en las facies clásticas es más común la estratificación delgada (Demicco y Hardie, 1994; Boggs, 2006).

Es común que las laminaciones predominen y se conserven bien en ambientes anaeróbicos debido a la falta de organismos que puedan modificar los sedimentos. Las condiciones anaeróbicas son favorecidas por el estancamiento del agua en profundidad. Las laminaciones también pueden formarse por periodos de mayor y menor descarga de materiales detríticos, otras veces por etapas de mayor producción de MO (algas y animales muertos) (Hakanson y Jansson, 1983).

Los “blooms” de diatomeas ocurridos en múltiples ocasiones (Figura IV.2c), sugieren reiteradas condiciones óptimas para su florecimiento (oligo-mesotróficas con pH neutro), y variabilidad de especies a lo largo del tiempo (evidenciado por los cambios en tamaños de las frústulas). El florecimiento de diatomeas permite la formación de láminas enteramente compuestas por éstas, que rápidamente sepultan el material antiguo. Las láminas se presentan como intercalaciones de diatomeas de diversas especies, con distintos porcentajes de clásticos o MO, que proporciona cambios en las tonalidades de éstas.

Las facies clásticas (Figura IV.2a y Tabla IV.2), siguen en abundancia a las diatomáceas y dominan en la parte superior de ambos sondeos (últimos 4,000 años) (facies NA, NB, NC, NF, CA, CB y CC). En parte diluyen el contenido biogénico y son en su mayoría de estratificación difusa a masivas, posiblemente debido al aumento en la energía de sedimentación, la cual proporciona mayor cantidad de material terrígeno. En la zona N del lago, este fenómeno resulta en un aumento del tamaño de grano.

Las facies volcanoclásticas (cinco de ellas identificadas como tefras, Figura V.1), se encuentran en muy baja proporción en la secuencia (<1% del espesor total de esta). Son más abundantes en la parte media e inferior de los sondeos (anterior a los ca. 4,100 a. cal AP) y se presentan en estratos o diseminadas (Figura IV.5). Considerando los delgados espesores de estos depósitos, probablemente se trata de emisiones distales con relativamente bajo impacto en el lago y su entorno. No presentan rasgos que definan prolongado transporte. Con excepción de las tefras históricas de los volcanes Jorullo y Parícutín, son escasos los análisis geoquímicos y fechamientos publicados de rocas volcánicas pleistocénicas y holocénicas en la región (Newton et al., 2005).

A partir del presente análisis estratigráfico y con base en los rasgos generales de la secuencia, se han podido agrupar cuatro diferentes asociaciones de facies (AF) en conjunto para ambos sondeos: AF4. NJ+NI+NH+NG, AF3. CG+CF+CE, AF2. NF+NE+CF+CD+ND, y AF1. CC+CF+NC+ND+CB+NB+NA+CA (Figura V.2). A continuación se presentan las características generales de estas asociaciones, de acuerdo a su evolución en el tiempo desde la más antigua a la más joven.

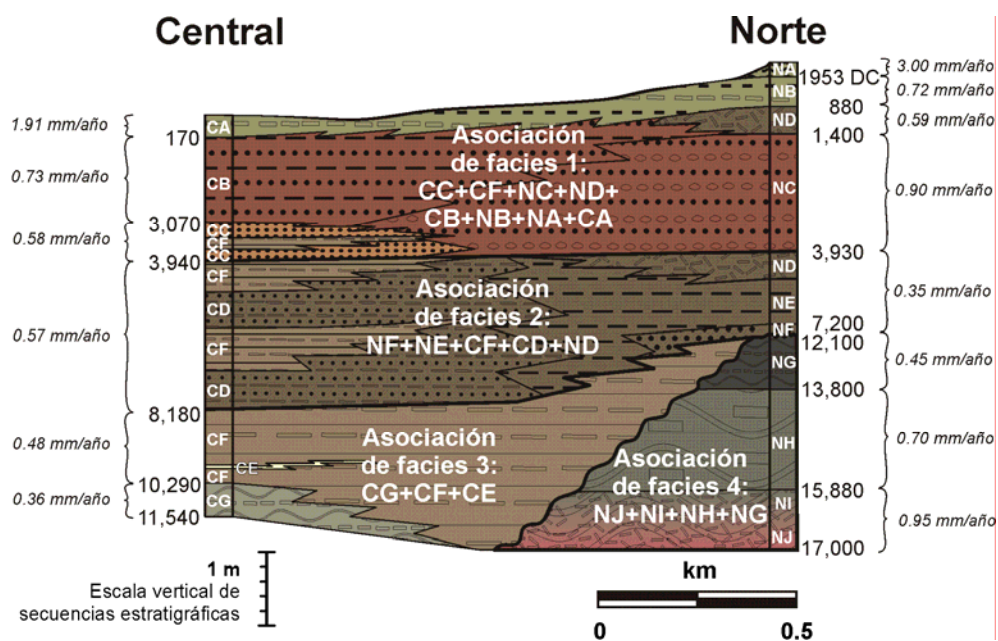


Figura V.2 Asociaciones de facies de los sondeos N y C del lago Zirahuén. A ambos lados se presentan las tasas de sedimentación promedio y sus límites en años cal AP, con excepción del dato superior del sondeo N que se presenta en años cal DC. La simbología para cada una de las facies es la misma que en la figura IV.5

Asociación de facies 4: NJ+NI+NH+NG

Esta asociación se encontró únicamente en la parte inferior del sondeo N, en el intervalo de 6.61-3.72 m de profundidad (Figura IV.5 y V.2), al que corresponde una edad de ca. 17,000-12,100 a. cal AP y una tasa de sedimentación promedio de 0.70 mm/año. Está compuesta principalmente de limo masivo rico en diatomeas, con dos facies volcánicas intercaladas (V17 y V16), y presenta abundantes megaesporas de helechos (*Isoëtes*). En la base, la facies NJ cambia transicionalmente hacia arriba a la facies NI, cuyo contacto superior es difuso y horizontal. La facies NH tiene un cambio difuso y concordante a la facies NG.

Asociación de facies 3: CG+CF+CE

Se definió únicamente en la base del sondeo C, entre 5.40-3.98 m de profundidad (Figura IV.5), su edad corresponde a ca. 11,540-8,180 a. cal AP, y presenta una tasa de sedimentación promedio de 0.44 mm/año. Está compuesta de ooze de diatomeas finamente laminados y estratos (1 a 3 cm de espesor) generalmente bien definidos, con varias facies volcánicas intercaladas (T10 y V15 a V11). La facies CG, se encuentra en la base y tiene un contacto con la facies CF concordante y difuso. No se observa el contacto entre la AF 3 y la subyacente AF 4 (Figura V.2).

Asociación de facies 2: NF+NE+CF+CD+ND

En el sondeo C se presenta en el intervalo de 3.98-1.98 m de profundidad, con edad de ca. 8,180-3,940 a. cal AP, en tanto que en el N está entre 3.72-2.57 m de profundidad, con una edad correspondiente a ca. 7,160-3,930 a. cal AP (Figura IV.5 y V.2). Las tasas de sedimentación varían de 0.57 a 0.35 mm/año, respectivamente. Está compuesta de ooze diatomáceo rico en MO, en estratos y láminas generalmente difusos (facies NE, CF y CD), intervalos masivos (facies ND), así como los depósitos de la facies clástica NF y volcánicas T5, T4, T3 y V9 a V6.

En la base de la AF2, la facies NF del sondeo N, descansa discordantemente sobre el depósito de la facies NG de la AF4. Las características de este contacto, abrupto e irregular, así como la discontinuidad en el modelo de edad establecido por fechamientos

de ^{14}C , indican que parte del registro sedimentario está ausente en esta secuencia y se infiere un hiato entre ca. 12,100-7,160 a. cal AP. Por tanto el intervalo de traslape entre ambas secuencias se presenta únicamente para edades posteriores a ca. 7,160 a. cal AP hasta el presente.

La facies NF, posterior al hiato, no tiene una equivalente en la secuencia C, por lo que se infiere un acuñamiento de sus sedimentos (Figura V.2). Sobre la anterior descansan de manera concordante los sedimentos de la facies NE, que cambian lateralmente a las facies CD y CF del sondeo C. El contacto con los depósitos suprayacentes de la facies ND es concordante y horizontal. Esta facies tampoco tiene una equivalente en el sondeo C, por lo que se infiere también un acuñamiento de sus sedimentos. En el sondeo C alternan las facies CD y CF en intervalos de estratos y láminas difusas. El contacto con la AF inferior es concordante y difuso.

Asociación de facies 1: CC+CF+NC+ND+CB+NB+NA+CA

En el sondeo C se encuentra entre 1.98 m de profundidad y la superficie, tiene edades de 3,940 a. cal AP-2003 a. cal DC, y una tasa de sedimentación promedio de 0.98 mm/año. En el sondeo N está entre 2.57-0 m de profundidad, abarca el periodo de 3,930 a. cal AP-2003 a. cal DC y tiene una tasa de sedimentación promedio de 1.12 mm/año. Está compuesta principalmente de material clástico (arena, limo y arcilla), en estratos difusos y láminas, con algunos intervalos ricos en diatomeas y MO amorfa que en las superficies de corte de los núcleos colectados rápidamente se oxida y adquiere un tono rojo/anaranjado. Los clastos más gruesos son vidrio volcánico, plagioclasa, ocasionales anfíboles y minerales opacos, así como cuarzo cubierto de una capa de arcilla roja y feldespatos alterados. La fracción arcillosa identificada por DRX es halloysita. La dominancia de los componentes clásticos en esta asociación se refleja en los altos valores de χ .

En el sondeo C, la base de esa asociación está constituida por una alternancia de facies CC-CF-CC, en el intervalo de 1.98-1.45 m de profundidad (ca. 3,940-3,070 a. cal AP). La tasa de sedimentación promedio es de 0.58 mm/año. En contacto concordante sobre estas facies, se encuentran los depósitos de la facies CB. En el sondeo N, la base de esta asociación presenta los sedimentos de la facies NC. El contacto con la AF2 subyacente es concordante y difuso, definido por la aparición de los estratos de limo arcilloso. El

conjunto de facies CC-CF-CC-CB del sondeo C cambia lateralmente al conjunto de facies NC-ND del sondeo N (Figura V.2).

La parte superior de la AF1 está constituida por las facies CA-NB-NA. El contacto inferior es gradual. La facies NB descansa de manera concordante sobre el depósito de la facies ND. La facies NA está presente en los 20 cm superiores del sondeo N. Entre 0.42-0.43 m, se encuentran fragmentos volcanoclásticos diseminados de la TJ. A los 0.18-0.20 m se encuentra otra tefra que corresponde al Parícutín (TP).

V.3 EFECTOS MORFOLÓGICOS PRODUCIDOS EN EL LAGO POR EL EVENTO VOLCÁNICO “LA MAGUEYERA”

El origen de la cuenca se debe a la alta actividad volcánica regional, que produjo el desarrollo de aparatos volcánicos y la acumulación de sus depósitos en diferentes episodios, generando múltiples depresiones naturales. Dentro de la cuenca, se encuentra el cuerpo lacustre de Zirahuén, con una profundidad actual máxima de 40 m. Se ha propuesto que Zirahuén se formó por el emplazamiento de los flujos de lava encontrados al occidente del lago, los cuales cerraron el cauce del río La Palma (Tamayo y West, 1964; Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000a), y generaron una represa natural con drenaje endorréico (Figura V.3a). Sin embargo, de acuerdo a información derivada de esta investigación, se proporcionan nuevas evidencias que sustentan una probable existencia del lago aún antes del emplazamiento de estos flujos volcánicos (Figura V.3b). No se dispone de fechamientos radiométricos absolutos de los distintos depósitos volcánicos que rodean al lago, lo que impide estimar con mayor precisión la edad de formación del lago. Así mismo, ninguno de los sondeos colectados alcanzó el sustrato rocoso del fondo, por lo que se desconoce la edad del inicio de la sedimentación lacustre en Zirahuén.

Los flujos volcánicos al W del lago, denominados para este trabajo como Flujos Volcánicos La Magueyera (FVLM), se componen de rocas andesíticas (Figura II.6 y Anexo 2), que sobreyacen a depósitos de los volcanes Cumburinos al N y El Puerto al SE (Figura V.3). El relieve poco erosionado, aunado al relativamente escaso grado de desarrollo de suelos sobre los FVLM, sugiere que éstos son el evento volcánico más reciente de la región (en comparación con los aparatos circunvecinos).

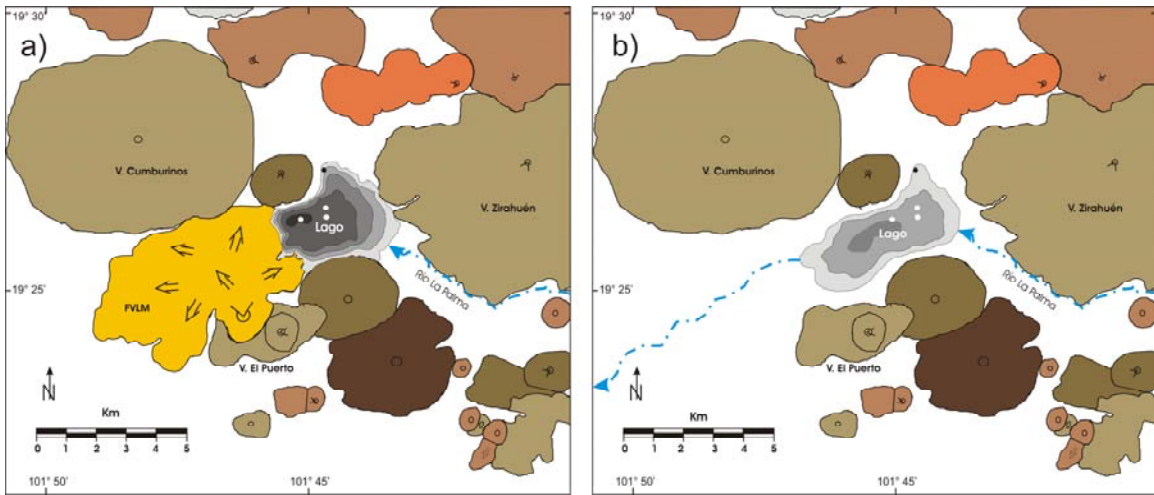


Figura V.3 a) Distribución geográfica actual del lago Zirahuén y los aparatos volcánicos circunvecinos. Se resalta al W del mismo los flujos volcánicos La Magueyera (FVLM). b) Reconstrucción hipotética del lago antes del emplazamiento de los FVLM, probable extensión y posible salida del cauce fluvial. En ambos casos la equidistancia entre curvas batimétricas es a cada 10 m. Los puntos en el lago representan los sitios de muestreo de sedimentos; en negro el sondeo N y en blanco los sitios profundos, C.

Como parte de los objetivos de este trabajo, se realizó un fechamiento por termoluminiscencia (TL) en rocas de los FVLM (Anexo 2), de lo que se obtuvo una edad de 6560 ± 950 a. AP (Ortega et al., 2010). Esta fecha corresponde con la última etapa de actividad volcánica de este aparato volcánico; dato que resulta congruente con los estudios de polaridad magnética realizados en las mismas rocas.

A pesar de la fecha obtenida, el registro sedimentario aquí analizado indica la existencia de un cuerpo lacustre anterior al emplazamiento de los FVLM. Prueba de esto es que no se registraron evidencias del sustrato rocoso o paleosuelos en la base de los sedimentos colectados en el sondeo N, cuya edad es de ca. 17,000 a. cal AP, que indicará el inicio de la sedimentación lacustre. La existencia de abundantes frústulas de diatomeas epifíticas (*Cocconeis placentula*) en la base del sondeo N (Facies NJ), así como la vegetación acuática dominada completamente por micro y megaesporas de *Isoëtes* (Torres, 2010), indican la existencia de un lago con bajo tirante de agua y abundante vegetación litoral, que argumenta a favor de una zona litoral del lago con aparente estabilidad. Lo anterior sugiere que posiblemente antes de 17,000 a. cal AP existía un cuerpo lacustre que abarcaba ambas zonas muestreadas (N y C), aunque la extensión y profundidad debieron haber sido distintas (Figura V.3b).

Estas evidencias permiten plantear la ocurrencia de un lago relativamente somero, aunque con una extensión superficial mayor que la actual, para etapas anteriores a la ocurrencia de los FVLM (Figura V.3b), contrario a la idea sugerida por Tamayo y West (1964) y Bernal-Brooks y MacCrimmon (2000a), donde se sugiere como punto de inicio de formación del lago el emplazamiento de los FVLM. Como consecuencia de estas nuevas evidencias y con base en el análisis del patrón de drenaje regional realizado en el mapa topográfico escala 1:250,000 (INEGI, 1997), se sugiere que el arroyo La Palma, podría haber sido un brazo tributario del drenaje regional con dirección SW (río Tomendán), con entrada y salida del lago somero Zirahuén, y por tanto sugiriendo al lago como una cuenca exorreica en sus orígenes (Figura V.3b).

El emplazamiento de los FVLM, se traduce en una interrupción inmediata del cauce de salida del río La Palma. Si el inicio de la sedimentación lacustre es anterior a los FVLM, su acumulación habría originado una reducción de la extensión superficial del cuerpo lacustre debido a la formación natural de una barrera de contención para el agua. Como efecto posterior se habría producido en un intervalo de tiempo relativamente corto (algunos cientos de años), la acumulación del agua en la represa natural (ahora de tipo endorreica), hasta llegar a un punto de estabilidad con el nivel freático local, probablemente alcanzando una extensión superficial similar a la actual (Ortega et al., 2010) (Figura V.4a). Esta acumulación habría provocado a su vez un evento transgresivo a lo largo de toda la periferia, inundando zonas anteriormente expuestas (Figura V.4b), migrando los sistemas de depósito hacia zonas más externas del mismo e induciendo una nueva sedimentación.

Otro efecto resultante es el aumento del tirante de agua o profundización del lago, más evidente en su porción C. De acuerdo a la profundidad actual del lago y considerando que la línea de costa anterior, debería estar cercana al actual sondeo N, por presentar sedimentos más antiguos que la edad de los FVLM, el antiguo depocentro del lago Zirahuén se habría localizado ligeramente más al W que el actual (Figura V.3), en lo que probablemente fue uno de los puntos más bajos del cauce anterior al cierre de la cuenca. Esto permite estimar que la profundidad máxima para una etapa anterior a los FVLM, era de ca. 20 m (Figura V.4b), aunque se desconoce este dato, al igual que la extensión superficial del posible antiguo lago. Se considera que el potencial aumento en volumen del lago, después del evento transgresivo que ocasionó el ascenso, pudo haber duplicado

el tirante original de agua en el lago. Esto a su vez debió haber producido grandes cambios en las condiciones ambientales dentro de la columna de agua, y en los sub-ambientes de depósito internamente en el lago.

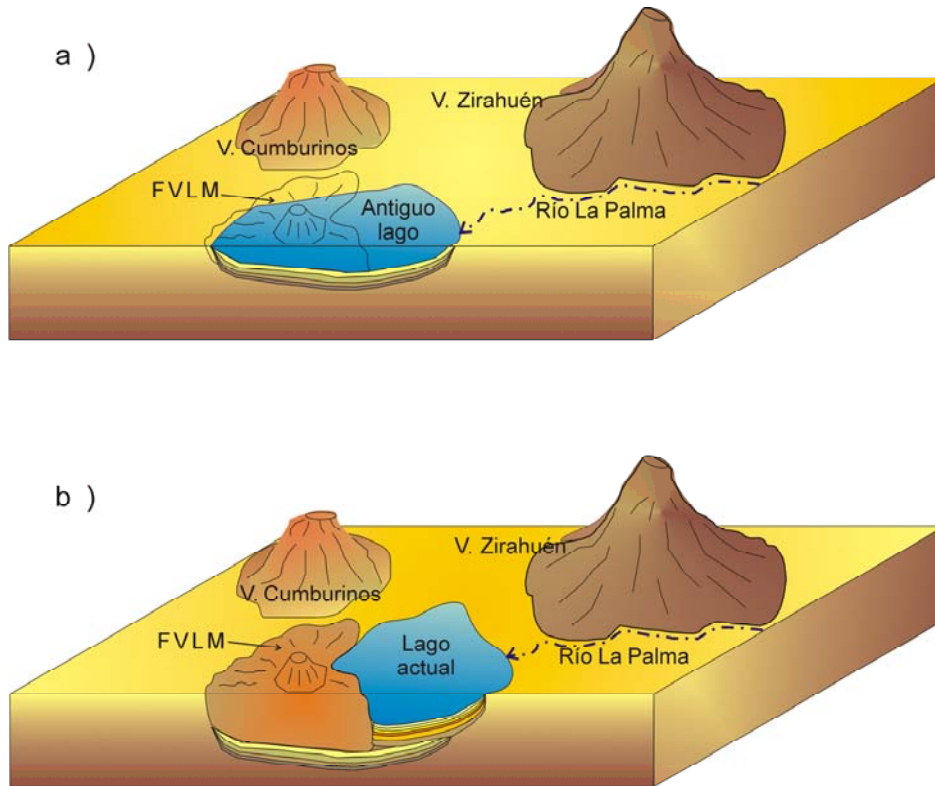


Figura V.4 Perfil E-W esquemático que muestra la evolución de la cuenca del lago Zirahuén. (a) Etapa anterior a los FVLM (Holoceno temprano), probablemente el lago presentaba una forma más o menos rectangular (ver Figura V.3), con una pendiente en el fondo relativamente baja (entre 1 y 3°) en sus sectores E y W. El tirante de agua también pudo haber sido más bajo, con extensión superficial mucho mayor. (b) Etapa más reciente (Holoceno medio). Se reduce la extensión superficial, existe un proceso transgresivo hacia la porción N y E, y se inicia una etapa de profundización de la cuenca, posiblemente similar a la actual.

V.4 INTERPRETACIÓN GEOQUÍMICA DE AMBOS SONDEOS

En este apartado se discuten algunos elementos y cocientes geoquímicos, así como sus implicaciones ambientales en la cuenca de Zirahuén. Estos se encuentran organizados de acuerdo a su origen en alóctonos, biogénicos y otros. El análisis de variación vertical de los sedimentos, permite identificar los cambios ambientales de larga duración, relacionados con las condiciones que controlan el desarrollo de las laminaciones o

intervalos masivos. Los cambios principales en las tendencias de las curvas de datos geoquímicos y magnéticos (que se tratarán más adelante), presentan una alta correlación con los cambios litológicos mayores identificados como asociaciones de facies (Figura V.2). La correlación de los datos geoquímicos existente entre los sondeos N y C del lago Zirahuén no es muy detallada debido a la diferencia en resolución entre ambos sondeos, ya que para el sondeo N se cuenta con un limitado número de muestras, a diferencia del sondeo C donde el análisis elemental fue realizado de forma continua con un escáner de FRX. Se reconoce una zonación en los parámetros geoquímicos analizados, que en términos generales corresponde a las asociaciones de facies.

V.4.1 COMPONENTES CLÁSTICOS (Fe, Ti y χ)

El Fe y Ti, en conjunto con la χ , son representativos de la componente clástica en el lago, en este caso dominada por clastos de origen volcánico. La componente clástica se incrementa con la presencia de tefras, por lo que éstas han sido eliminadas de las gráficas en tiempo para facilitar el análisis de los fenómenos climáticos y ambientales (Figura V.5). La diferencia en la cantidad de crestas y valles entre el sondeo N y C, que permite observar cambios más detallados, se encuentra directamente relacionada con la alta resolución que presenta el sondeo C.

Las curvas de Fe y Ti para ambos sondeos respectivamente, son casi idénticas a lo largo de toda la secuencia, sugiriendo un origen común para ambos elementos (Figura V.5). La χ por su parte, presenta una correlación muy alta con los registros de Fe y Ti en ambos sondeos, sugiriendo una dependencia de la χ también con la presencia de la fracción detrítica; sin embargo, no toda la χ indica arrastre, también puede estar influenciada por procesos diagenéticos de disolución que la decrementan. De acuerdo a las descripciones litológicas, la cantidad de material detrítico se incrementa en la parte superior de la secuencia (zona I), y es ésta zona donde también aumenta la χ , lo que evidencia el fuerte control detrítico sobre la χ . En el caso del sondeo N, existe además una alta resolución de la χ , que no se observa en las curvas de Fe y Ti; esto permite interpretar el posible comportamiento a detalle de los eventos de acarreo de materiales detríticos al lago.

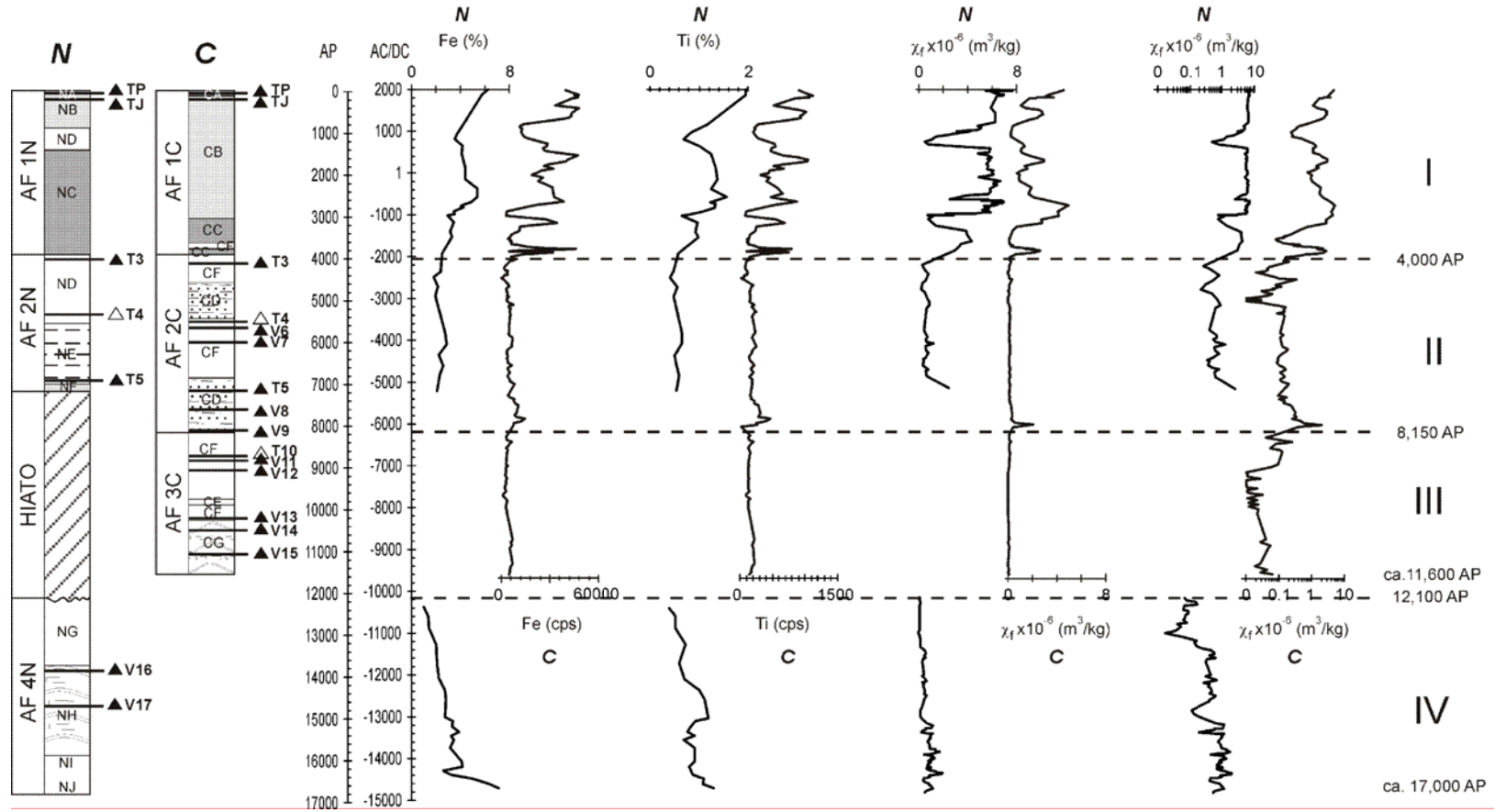


Figura V.5 Variación de componentes clásticos en función del tiempo, para ambos sondeos perforados en el lago Zirahuén. cps: conteos por segundo, y χ_f : susceptibilidad magnética. En las siguientes figuras se representará al sondeo N de ca. 17,000 a. cal AP, con sus escalas de valores en la parte superior de cada gráfica. El sondeo C de ca. 11,600 a. cal AP, con sus escalas de valores en la zona inferior. Del lado izquierdo de la grafica se presentan las columnas estratigráficas para ambos sitios, con las zonas identificadas de acuerdo a las asociaciones de facies. Los tonos de grises en las columnas, representan distintas facies clásticas. Las de fondo blanco son facies diatomáceas. Se incluye la ubicación de las facies volcanoclásticas.

La variación de la componente detrítica en ambos sondeos es muy similar, aunque existe un ligero desfase entre crestas y valles de hasta 200 años entre ellos, como ya se ha señalado anteriormente (sección V.2). En la gráfica de χ en escala logarítmica, se puede apreciar con detalle la variabilidad del ingreso de materiales detríticos al lago, para las zonas media e inferior de la secuencia (IV, III, y II) (Figura V.5). En estas zonas la χ es muy baja y el Fe y Ti no presentan variaciones contrastantes en sus curvas, en comparación con la zona I. Por otro lado, los valores de χ en todo el sondeo N son ligeramente más altos que en el C, efecto derivado del mecanismo de sedimentación concéntrica en lagos. En estos ambientes disminuye la cantidad y el tamaño de granos desde la zona litoral hasta la zona central de los mismos (Nichols, 2009).

De acuerdo a lo anterior se reconocen cuatro intervalos con distinta cantidad de aporte terrígeno a lo largo de la secuencia. La parte inferior, presente solo en el sondeo N (17,000-15,000 a. cal AP; facies diatomáceas NJ, NI y NH) representa una etapa con alto aporte de material detrítico en la base a muy bajo en la cima del intervalo. Lo anterior sugiere condiciones de erosión-sedimentación abundantes al principio, que paulatinamente disminuyeron dando paso a condiciones mínimas de aporte terrígeno (Figura V.5). Como consecuencia se produjo una proliferación de organismos planctónicos en la columna de agua (diatomeas). Este intervalo representa el único donde el Ti y Fe presentan amplitudes opuestas, ya que el Fe es influenciado por procesos que lo remobilizan y reprecipitan, es probable que las diferencias en estos dos elementos, reflejen alteraciones diagenéticas de la mineralogía magnética.

El intervalo entre 15,000–9,000 a. cal AP; facies diatomáceas NG, NH, CE, CF y CG, representa la etapa con el menor aporte detrítico de todo el sondeo, con clara tendencia a su disminución de base a cima del intervalo, y en parte diluido por el alto porcentaje de sílice biogénica. El intervalo entre 9,000-4,000 a. cal AP (facies diatomáceas ND, NE, NF, CD y CF) presenta escaso aporte terrígeno, pero ligeramente mayor que el intervalo inferior, la escasa sedimentación detrítica es estable, lo que favorece el desarrollo de plancton en la columna de agua. El último intervalo se encuentra en la cima de la secuencia (zona I, 4,000 a. cal AP–2003 a. cal DC), (Facies clásticas NA, NB, NC, CA, CB, CC y diatomáceas ND y CF), y muestra un cambio contrastante en relación a lo encontrado en el resto de la secuencia. En ambos sondeos la χ aumenta abruptamente al

igual que el Ti y Fe para los intervalos entre 3,900-3,700 a. cal AP, 2,900-2,550 a. cal AP, 1,850-1,250 a. cal AP, 700-450 a. cal AP y 200 a. cal AP-2003 a. cal DC. Este aumento de forma oscilatoria, indica el alto ingreso de material detrítico a la cuenca a lo largo del tiempo. En general las variaciones son equivalentes en ambos sondeos (más marcadas en el sondeo C), aunque ocurren ligeramente desfasadas en este último (Figura V.5).

Con lo anterior se concluye que las zonas IV, III y II presentan menor proporción de material terrígeno alóctono, en oposición a la zona superior I. Este alto contenido en el aporte de terrígenos en el lago, puede interpretarse como etapas erosivas en la cuenca, con distintos grados de intensidad. En la base de la secuencia (zona IV) y parte media (zonas III y II) podría asociarse con una baja capacidad erosiva y una tendencia a disminuir a lo largo del tiempo. La zona I marca el restablecimiento de las condiciones erosivas en la cuenca, con intervalos de erosión intensa, claramente diferenciables del resto de la secuencia. Posiblemente la erosión más intensa de esta zona I, actúa hasta el sustrato rocoso, por eso la alta χ , Fe y Ti, en cambio en las zonas III y II, principalmente se erosionan los suelos, ocasionando un cambio en la composición de los volcánoclastos. La información proporcionada por los indicadores Fe, Ti y χ , resulta una excelente herramienta en la determinación del contenido volcánico, además, la alta resolución de los registros de χ (en promedio cada muestra cubre ~45 años), permite extrapolar las variaciones de ésta hacia los registros de Fe y Ti del sondeo N, donde se tiene intervalos de muestreo con mayor separación.

V.4.2 COMPONENTES BIOGÉNICOS (Si/Ti, S/Ti, C/N y TOC)

Se observa alta correspondencia entre las facies diatomáceas y los valores elevados del cociente Si/Ti, que es un indicador de sílice biogénico, predominantemente derivado de diatomeas (Figura V.6). Los intervalos de máxima abundancia de Si/Ti, se presentan en ambos sondeos, en 13,700-12,100, 10,000-8,200, 7,400-4,200 y 3,700-2,800 a. cal AP, lo que sugiere que la productividad orgánica de las diatomeas tuvo una amplia distribución en el lago, abarcando desde las porciones litorales hasta el centro del mismo. Los valores que presenta el C/N (10-20), indican la presencia de un origen mixto de MO (terrestre y acuática). La alta correspondencia entre el TOC y el Si/Ti en ambos sondeos (Figura V.6), indica que una componente importante de la MO son las diatomeas. Otra parte de MO procede de la flora y fauna acuática como peces u organismos bentónicos que viven en el

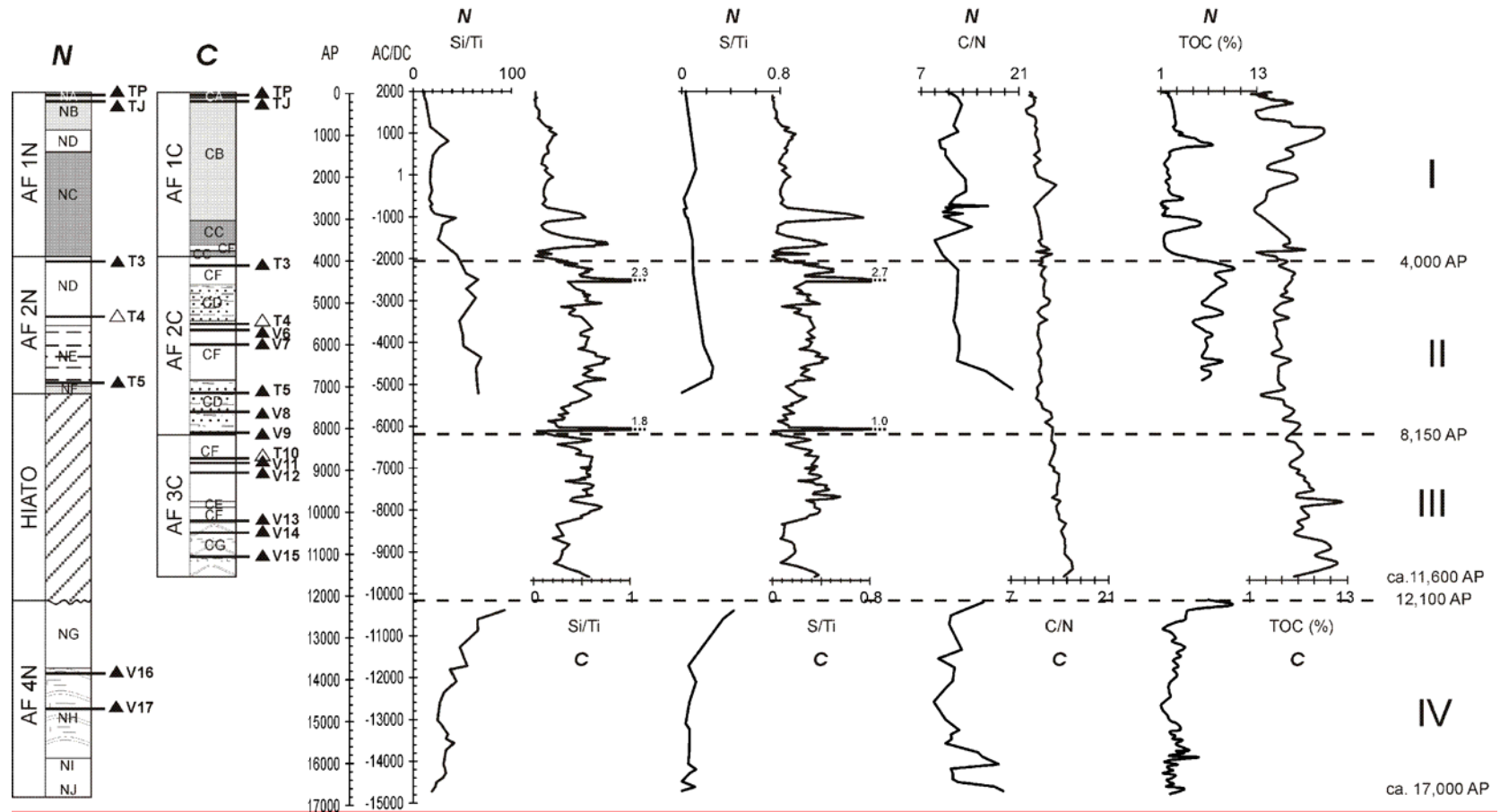


Figura V.6 Variación de componentes geoquímicos que representan la componente biogénica, para ambos sondeos perforados en el lago Zirahuén, en función del tiempo. TOC: carbono orgánico total.

lago, que forman parte de la biodiversidad dentro de la columna de agua. La componente terrestre de MO se encuentra compuesta por macrorrestos como tallos, hojas, raíces, carbón, MO amorfa, etc., procedentes de la cobertura vegetal de los alrededores del lago.

En general la coincidencia de crestas y valles entre S/Ti y TOC, es más cercana en el sondeo C que en el N (Figura V.6). En el sondeo N se tiene la limitante de tener muy pocos datos de S/Ti, por no haber sido determinado en todas las muestras, aunque la tendencia general de este cociente con la curva de TOC se conserva. En el sondeo C la coincidencia entre crestas de mayor amplitud se presenta, en particular para la zona superior (I). La correlación entre S/Ti y TOC sugiere la formación diagenética de sulfuros, principalmente en la zona III. De acuerdo al análisis con microsonda electrónica, en este sondeo se han encontrado sulfuros de hierro en cinco muestras dentro del intervalo entre 8,700-4,370 a. cal AP (facies CD y CF), aunque no fue posible la identificación del tipo de mineral, por presentarse en cristales $<2 \mu\text{m}$. Sin embargo, se sustenta la presencia de sulfuros en concentraciones muy bajas. Si se asocian estos sulfuros con mayor presencia de MO, y esta MO es a su vez conservada por ambientes reductores en la interfase agua-sedimento, entonces los mayores valores de S/Ti, pueden sugerir condiciones más reductoras en el fondo del lago. Es probable que las condiciones oxido-reductoras en el fondo hayan sido distintas para ambas zonas del lago.

En la zona IV, las curvas de Si/Ti, S/Ti y TOC, presentan tendencias similares. La mayor parte de esta zona presenta bajas proporciones de los tres componentes en la parte superior de la misma (13,700-12,100 a. cal AP; facies NG), las curvas de Si/Ti, S/Ti y TOC indican aumento en la componente biogénica (Figura V.6). Este aumento va aunado a una ligera disminución de terrígenos. La correspondencia entre TOC y Si/Ti, indica que la mayoría de la MO ha sido producida por diatomeas.

Los bajos valores del cociente C/N, indican un predominio de MO acuática congruente con la abundancia de diatomeas indicada por el Si/Ti, con excepción de dos intervalos en la parte inferior y otro en la cima de la zona, que indican una mezcla de MO acuática y terrestre. En la base, entre 16,800-16,500 a. cal AP (facies NJ) y 16,000-15,600 a. cal AP (facies NH y NI), el incremento de C/N y TOC coinciden con un moderado aporte de terrígenos. En la cima de la zona (12,350-12,100 a. cal AP; facies NG), el incremento en C/N indica el aumento de MO terrestre.

La zona III es la de mayor productividad primaria, en donde el Si/Ti, S/Ti y TOC alcanzan los valores más altos del registro. El Si/Ti presenta amplitud opuesta al TOC, lo que indica que la MO no es solo procedente de diatomeas. El cociente C/N presenta amplitudes opuestas al Si/Ti (Figura V.6), lo que concuerda con la interpretación del Si/Ti (>MO acuática y más diatomeas). Por ello es en esta zona donde se presentan las condiciones favorables para la alteración de óxidos de hierro primarios y diagénesis de minerales secundarios.

En la zona III, entre 11,600-11,400 a. cal AP (facies CG) y entre 10,200-8,150 a. cal AP (facies CF y CE), la curva de Si/Ti con altos valores indica altas proporciones de sílice biogénica. El intervalo intermedio presenta menor Si/Ti, indicando un decremento en la abundancia de diatomeas, que es compensado por el TOC. Los altos valores de S/Ti sugieren presencia de sulfuros diagenéticos. La zona III presenta el mayor contenido de TOC de la secuencia, aunque los máximos se presentan entre 11,400-10,600 a. cal AP (facies CG) y en 9,800-9,650 a. cal AP (facies CF).

A semejanza de la zona anterior, la zona II presenta alta bioproductividad. En esta existen las más altas proporciones de sílice biogénica de la secuencia, con valores máximos en 8,000 y 4,500 a. cal AP (facies CD y CF respectivamente). El único intervalo con bajo Si/Ti es entre 7,950-7,500 a. cal AP. En el sondeo N la señal de Si/Ti muestra curvas de baja amplitud, en parte por la baja resolución del sondeo, pero también pueden estar asociadas con mayor presencia de silicatos detríticos, debido a su posición cercana al litoral del lago. Los valores altos de S/Ti especialmente entre 6,500-4,000 a. cal AP (facies ND, NE, CD y CF), y el alto contenido de MO (TOC), señalan condiciones favorables para la formación de sulfuros. Al aumentar el TOC igual que el Si/Ti, sugiere que la mayoría de la MO ha sido producida por diatomeas.

Esta zona presenta valores medios de TOC (~4-7 %) en el sondeo C (facies CD y CF), y valores mayores (~7-10 %) en el N, que son ligeramente menores que en la zona inferior III. En el cociente C/N se observa un comportamiento congruente con el contenido de diatomeas (bio Si) y el aumento de MO acuática. Los valores mayores de C/N en el litoral (sondeo N, ~11-20), que en la zona central (sondeo C, ~11), también son debidos a la mayor acumulación de MO terrestre en el litoral.

En la zona I, el contenido de sílice biogénica disminuye en comparación con las zonas inferiores, con excepción de dos picos de Si/Ti en la base del sondeo C (2,950 y 3,600 a. cal AP; facies CB y CC) que sugieren alta proliferación de diatomeas. En el sondeo N solo se observa un pico en 3,000 a. cal AP (facies NC), que indica también contenido de sílice biogénico, solo que esta facies clástica (3,900-1,400 a. cal AP), se caracteriza por el alto contenido de fitolitos y escasa presencia de diatomeas. La correspondencia entre las curvas de S/Ti y TOC, indican condiciones reductoras en el fondo del lago en dichos intervalos (Figura V.6). La zona I en particular presenta una curva de Si similar a las de Fe, Ti y χ , sugiriendo su origen principalmente volcánico o una mezcla con sílice biogénico, ya que existen intervalos donde la χ es baja y alto el Si/Ti.

En esta zona la cantidad de TOC es menor que en las zonas III y II. En ambos sondeos el TOC y el Si/Ti varían de forma simultánea, sugiriendo un origen acuático para el TOC, con máximos en 3,050 y 1,200 a. cal AP del sondeo N (facies NC y ND respectivamente), y en 3,500, 2,000 y 1,000 a. cal AP para el sondeo C (facies CC y CB). La excepción se presenta en 3,000 a. cal AP del sondeo C, facies CB. El sondeo C presenta valores más altos de TOC que el N, debidos posiblemente a una proliferación de organismos planctónicos, en la región central del lago; también, el sondeo N por su ubicación cercana al litoral está sujeto a una mayor sedimentación clástica. Aunado a lo anterior, la preservación de la MO es mejor con el decremento de energía (región central del lago), debido a las características morfológicas de la cuenca (Hunt, 1996). La falta de correlación en tiempo entre las oscilaciones del TOC entre el sondeo N y C, puede tener varias causas que fueron discutidas en el apartado V.2 (Correlación entre sitios perforados).

En ambos sondeos (zona I) el C/N presenta los valores más bajos de la secuencia, lo que indica predominancia de MO acuática o también podría ser que los bosques eran mucho menos extensos. Lo anterior se refuerza con el comportamiento inverso al Si/Ti en ambos sondeos (Figura V.6), con excepción de los intervalos entre 3,750-3,250 y 2,500-1500 a. cal AP; facies NC. Los cambios abruptos en concentración de MO a lo largo del tiempo para ambos sitios, sugieren entonces inestabilidad tanto en la cobertura vegetal de los alrededores del lago, como en la producción de organismos planctónicos.

V.4.3. OTROS COMPONENTES (Mn/Ti, Ca/Ti, Sr/Ti y TIC)

La amplitud de las variaciones de estos indicadores es menor que la registrada en los otros componentes clásticos y biogénicos. Los muy bajos valores de TIC en la mayor parte de los registros de ambos sondeos, cercanos al límite de detección instrumental, así como la ausencia de minerales como calcita, aragonita o siderita y de restos orgánicos calcáreos (ostrácodos), indican que la formación de carbonatos es poco significativa en Zirahuén. Sin embargo, localmente se presentan ligeras variaciones de estos parámetros que indican condiciones favorables para la formación y preservación de estos componentes, y por lo tanto pueden aportar información paleoambiental como cambios en la concentración del agua, o alteraciones en la química del agua por influencia terrígena.

Los valores relativamente altos de Mn/Ti en la parte inferior de la zona IV (17,000-15,000 a. cal AP; facies NH, NI y NJ), indican un ambiente de condiciones oxidantes (Figura V.7). En este intervalo existe semejanza en el aumento de valores tanto en Sr/Ti y TIC, lo que sugiere una dinámica de evaporación más intensa, y posible precipitación de carbonatos, asociada a un tirante de agua bajo. El Ca/Ti presenta también valores relativamente más altos, pero no existe una correlación exacta entre estos parámetros, lo que indica variaciones de origen autógeno (Jones y Bowser, 1978).

En toda la zona III el Mn/Ti es bajo, lo que resulta congruente con la interpretación de condiciones reductoras para esta zona a partir de los componentes biogénicos. En esta zona existe correlación entre la curva de Ca/Ti y la de Sr/Ti, pero los valores de TIC son cercanos a cero y no puede observarse un comportamiento distintivo (Figura V.7). Por tanto las variaciones en Ca podrían corresponder a cambios en la composición del material terrígeno que ingresa al lago. Al igual que en la zona III, en toda la zona II los valores bajos de Mn/Ti también son congruentes con la interpretación de condiciones reductoras, con excepción de un pulso en su base (ca. 8,000 a. cal AP; facies CD), que indica un breve cambio a condiciones oxigenadas en el fondo para la parte central del lago. Este evento único coincide con aumento en la cantidad de materiales terrígenos al lago, aumento de Si/Ti y S/Ti, lo que indica un fenómeno diferente al resto de la secuencia. Posiblemente esté asociado a una acumulación rápida de material alóctono (detritos y MO terrestre), que permite la conservación de parte de la MO para su posterior transformación en S de origen biogénico.

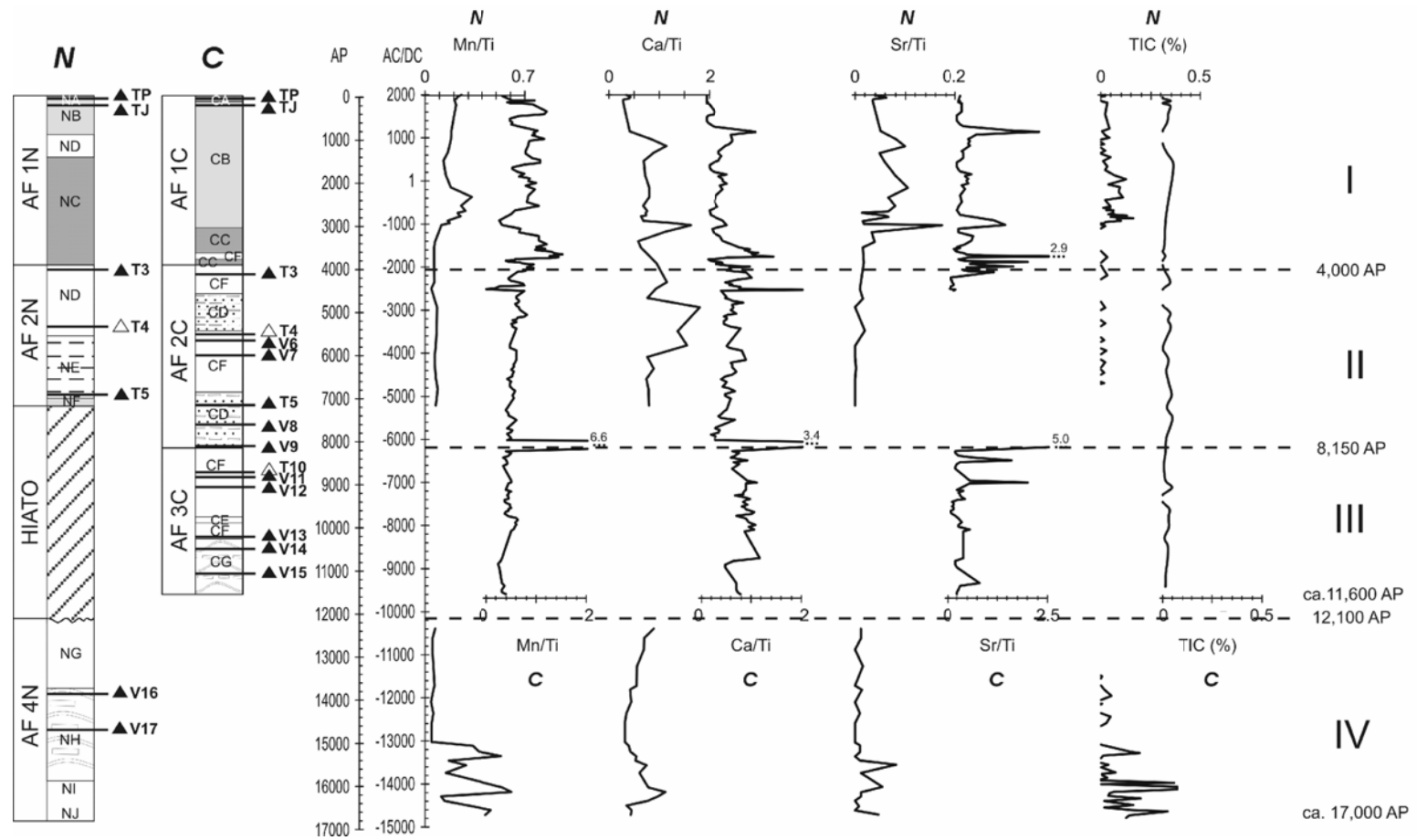


Figura V.7 Variación de diversos cocientes geoquímicos, para ambos sondeos perforados en el lago Zirahuén, en función del tiempo. TIC: carbono inorgánico total.

La zona I de ambos sondeos presenta oscilaciones de Mn/Ti de mayor amplitud, aunque en el sondeo C son más altos y con mayor variabilidad en los intervalos 3,750-3,000, 2,600-1,900, 1,500-750 y 400-100 a. cal AP. En el sondeo N únicamente se observa un intervalo con valores elevados entre 3,000-2,000 a. cal AP (facies NC). Para esta zona, el Ca/Ti y Sr/Ti del sondeo C correlacionan, pero no sucede esto para el sondeo N y ninguno de los dos sondeos presenta semejanza con el TIC. En esta zona existe un intervalo entre 2,900-1,750 a. cal AP (facies NC) del sondeo N, con valores ligeramente más elevados de TIC pero <0.05 %, sin embargo, tampoco pudo encontrarse carbonatos, posiblemente porque las condiciones no fueron propicias para la precipitación de estos, como temperaturas templadas, pH básico (alcalino), baja presión y escaso CO₂. En esta zona además se presenta un cambio en el Si biogénico ya que disminuyen las diatomeas y aumenta la cantidad de fitolitos, lo que argumenta a favor de cambios en el ambiente, pero no los propicios para la precipitación de carbonatos.

V.5 MAGNETISMO DE ROCAS

En la naturaleza existe una gran variedad de procesos que pueden influir o afectar la componente magnética de los sedimentos. Estos procesos pueden causar cambios en la concentración, en la distribución del tipo de dominios magnéticos o incluso en la mineralogía magnética a lo largo del tiempo. El estudio del magnetismo de rocas, permite conocer características de los distintos procesos que pueden estar involucrados en la sedimentación, aunque varios de ellos pueden tener una firma magnética similar.

La determinación de las distintas fases magnéticas presentes en una muestra es crítica para evaluar el significado de los parámetros magnéticos, y consecuentemente interpretar de manera correcta el origen y transformación de estos minerales, así como el ambiente en el que ocurrieron tales cambios. Con el propósito de interpretar las posibles explicaciones de los procesos ambientales, se aplica en este trabajo el magnetismo de rocas, con base en la identificación de mineralogía, granulometría y concentración magnética (variables fundamentales). A continuación se interpretan los resultados en términos de estas tres variables. Más adelante se compara la interpretación de los indicadores magnéticos con los análisis no magnéticos de este trabajo.

V.5.1 MINERALOGÍA MAGNÉTICA

Para la determinación de la mineralogía se han aplicado varias técnicas de magnetismo de rocas, como la determinación de χ en alta y baja temperatura, desmagnetización térmica, determinación de algunos cocientes como S_{100} , S_{300} y $HIRM_{300}$. Además de observaciones directas de mineralogía en microscopio estereoscópico, petrográfico, electrónico, microsonda electrónica, así como análisis químicos de DRX. A continuación se discute cada una de estas.

V.5.1.1 Ti-Magnetita – Ti-Maghemita

La χ en alta temperatura permite detectar la presencia de Ti-magnetita, magnetita pura y la fase intermedia de maghemita a lo largo de toda la secuencia (ambos sondeos). El aumento y disminución de la χ entre 200 - 350 °C, con máximos bien definidos entre 250 - 300 °C y temperatura de Curie (T_c) entre 300 y 400 °C (Figura IV.13a y IV.17), corresponden a la inversión de maghemita a magnetita o Ti-maghemita a Ti-magnetita con bajo contenido en Ti (Özdemir, 1987) (facies NJ, NI, NH, NG, NF, NE, ND, NC, NB, NA, CG, CF, CD, CC, CB y CA). Hacia la parte final del calentamiento se observa la fase transformada durante el calentamiento, con T_c de ~580 °C típica de la magnetita. La magnetita pura también se detectó en algunas muestras de la zona IV (facies NG y NJ).

La desmagnetización térmica en alta temperatura (Lowrie, 1990) (Figura IV.18), confirma la presencia de Ti-maghemita y Ti-magnetita pobre en Ti para la zona III y II del sondeo C (facies diatomáceas CD, CF y CG). En estas pruebas se observa una temperatura de desbloqueo en 300 °C y un decremento en la magnetización en 540-580 °C, lo que corresponde con Ti-magnetitas pobres en Ti ($TM_{7.5}$, $Fe_{2.925}Ti_{0.075}O_4$) y magnetitas puras.

Las pruebas de desmagnetización térmica en baja temperatura (facies clásticas NF, NC, NA, CB y facies diatomáceas NJ, NI, NH, NG, NE, ND y CF), (Figura IV.14), no presentan transición de Verwey típica de magnetita pura. Se ha reportado que la presencia de Ti en magnetitas y también el grado de oxidación, eliminan dicha transición (Özdemir, 1987; Moskowitz, et al., 1998; Wall y Worm, 2000). No se observan tampoco otras transiciones durante el proceso a bajas temperaturas, solo una pérdida súbita de la remanencia por

debajo de los 50 K, debido a la desmagnetización térmica de minerales (super)paramagnéticos.

Las curvas de adquisición de IRM (Figura IV.15 y IV.19), el HIRM, los cocientes S_{300} y los parámetros de los ciclos de histéresis (H_c y H_{cr}), indican la predominancia de minerales de baja coercitividad para toda la secuencia (ambos sondeos) (Figura V.8). La mayoría de las muestras son saturadas en campos directos o inversos de 300 mT (cocientes S_{300}), con valores entre 0.93-1.0, lo que indica la presencia de minerales magnéticamente suaves (Figura V.8). Lo anterior sugiere a la magnetita (Fe_3O_4) y/o Ti-magnetita con bajos contenidos de Ti y con diferentes grados de oxidación ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$) como principal mineral portador del magnetismo. La excepción se presenta en los intervalos señalados en la figura V.8 (franjas horizontales de color gris) y que corresponden en la zona IV a 16,510 a. cal AP (Facies NJ), en el intervalo 15,000-14,500 a. cal AP (facies NH), entre 13,000-12,300 a. cal AP (facies NG) y en 2,550 a. cal AP (zona I, facies NC) para el sondeo N y entre 11,600-8,550 a. cal AP (zona III, facies CE, CF y CG), en 4,800 y 2,550 a. cal AP (zona I, facies CD y CB) para el sondeo C, donde aumenta ligeramente la coercitividad (se discute más adelante).

En el diagrama de dispersión de la coercitividad remanente (H_{cr}) vs. el cociente $SIRM/\chi$ (Peters y Thompson, 1998), en el que se definen los campos para diferentes minerales magnéticos (naturales y puros), se observa que gran parte de las muestras cae en el campo de magnetita–Ti-magnetita (Figura V.9). El ligero desplazamiento de las muestras hacia el lado derecho del campo puede tener las siguientes causas, 1) por mezclas de Ti-magnetitas de diferentes tamaños de dominios (SP con SD), con lo que la relación $SIRM/\chi$ es baja (Peters y Thompson, 1998); 2) que los valores de χ se incrementen por la presencia de minerales paramagnéticos o SP, disminuyendo el valor del cociente $SIRM/\chi$; 3) por tener mezclas entre minerales blandos y duros, como lo sucedido con las tefras de este estudio, y que claramente se separan hacia la derecha de la tendencia general.

En el diagrama de la figura V.9, se observa para el sondeo C un incremento en la dureza de las muestras con respecto a la profundidad, sugiriendo aumento en minerales de mayor coercitividad hacia la base. En el sondeo N es más uniforme la distribución en el diagrama referido, las muestras se agrupan en la parte inferior de todo el grupo graficado

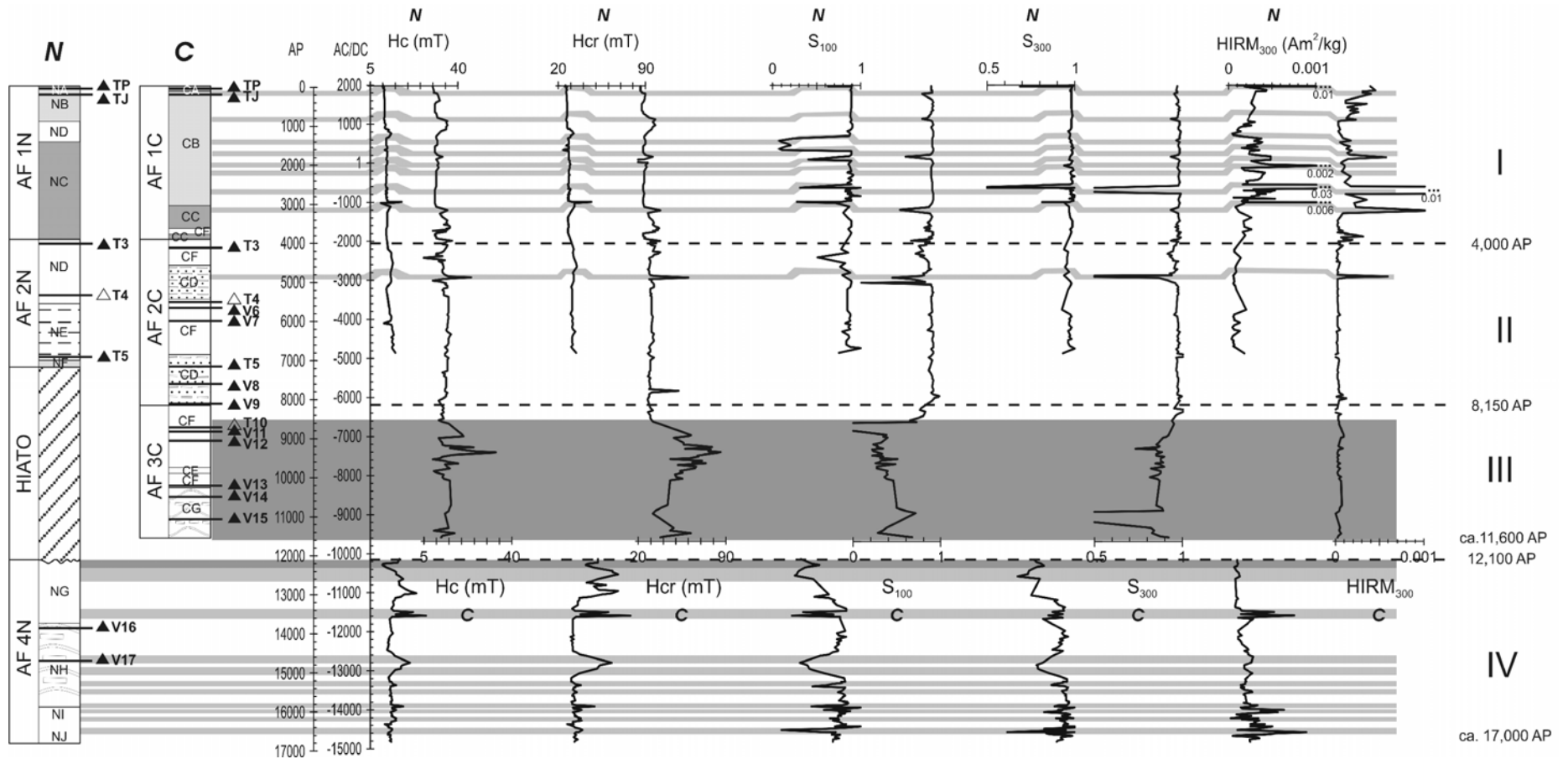


Figura V.8 Parámetros magnéticos relacionados con la coercitividad, para ambos sondeos perforados en el lago Zirahuén, en función del tiempo. Las franjas horizontales de color gris claro representan intervalos con presencia de hematita y las gris oscuro con greigita. Hc: coercitividad; Hcr: coercitividad remanente; S_{100} y S_{300} : cocientes en campos inversos (ver metodología) y HIRM: magnetización remanente isothermal dura.

(con menor dureza), indicando una mineralogía más homogénea. En ambos sondeos las tefras presentan una ligera separación del grupo principal, indicando la presencia de minerales de mayor dureza.

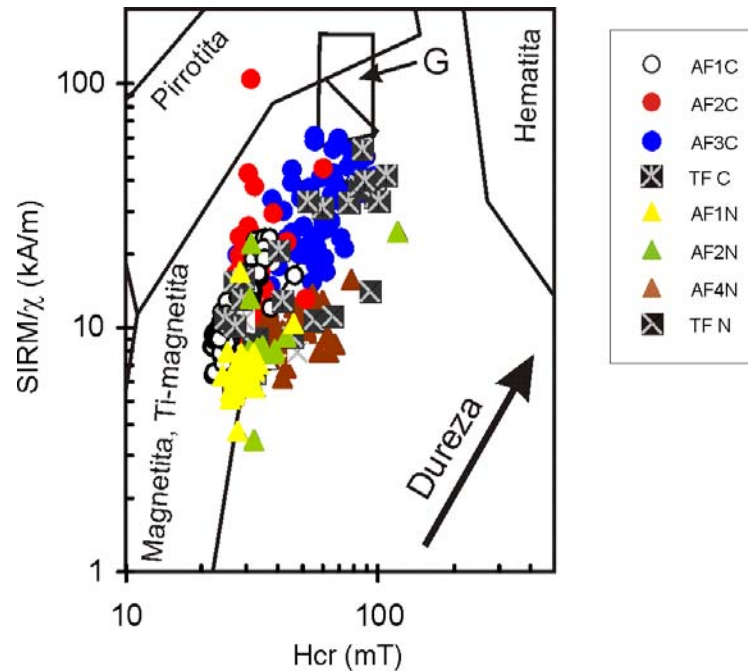


Figura V.9 Diagrama de coercitividad remanente (H_{cr}) vs. cociente $SIRM/\chi$ (Peters y Thompson, 1998). Se observa la cercana distribución de las muestras, en el campo correspondiente al grupo de la magnetita-Ti-magnetita. AF4N (zona IV, ca. 17,000-12,100 a. cal AP); AF3C (zona III, 11,600–8,150 a. cal AP); AF2N y AF2C (zona II, 8,150–4,000 a. cal AP); AF1N y AF1C (zona I, 4,000 a. cal AP–2003 a. cal DC). TFC: tefras sondeo C; TFN: tefras sondeo N; y G: campo de ocurrencia de greigita.

Observaciones en ME realizadas en concentrados magnéticos, indican que los óxidos de hierro se encuentran a lo largo de toda la secuencia, aunque en mayor concentración en la zona I, por encima de los 4,000 a. cal AP (Facies CB), y con menores proporciones para las zonas IV, III y II. La mayoría de las partículas magnéticas observadas y analizadas con ME en la zona I corresponden con bipirámides de hábito octaédrico del sistema cúbico, correspondientes a Ti-magnetitas con bajo contenido de Ti (Figura V.10a) y algunas a magnetita pura. Las partículas observadas presentan escasa alteración superficial, lo que indica que el transporte ha sido mínimo. En las muestras de concentrados magnéticos de las zonas IV, III y II, los minerales magnéticos se presentan

en su mayoría como inclusiones de óxidos de Fe en fragmentos líticos de rocas volcánicas máficas. Estas partículas se presentan como granos equidimensionales y tabulares, subangulosos, lo que indica un carácter detrítico con escaso transporte (Figura V.10b). La presencia de magnetita pura fue también detectada mediante análisis de DRX en muestras de la zona I del sondeo C (Facies CB).

La magnetita y Ti-magnetita son dos minerales muy comunes en las rocas de la FVT (Siebe et al., 2004). En Zirahuén, la primera solo se presenta en las facies NG y NJ en muestras correspondientes a las siguientes edades: 16,490; 13,625; y 12,920 a. cal AP. Por otro lado, la Ti-magnetita se encontró a lo largo de toda secuencia. El origen de estas es detrítico, procedente de las rocas volcánicas de los alrededores del lago (Anexo 2), y transportadas por corrientes fluviales hacia el interior del mismo. La magnetita por su parte puede haber sido también originada dentro del lago por bacterias; ya que los magnetosomas fósiles pueden contribuir de forma significativa a la señal magnética en sedimentos lacustres (Pan et al., 2005; Egli et al., 2010; Lascu et al., 2010).

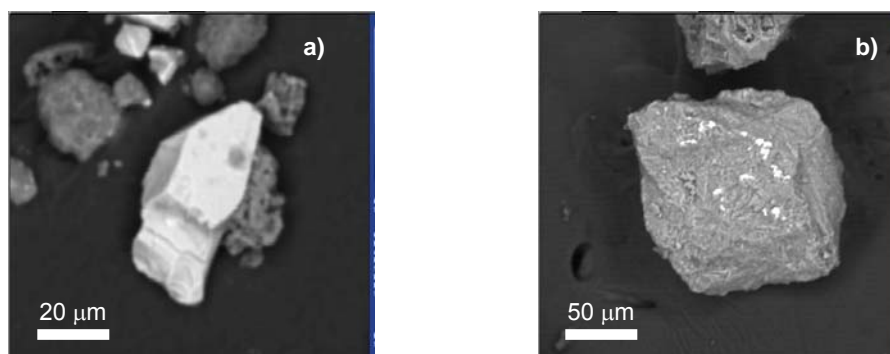


Figura V.10 Fotomicrografías en ME, realizadas en concentrados magnéticos. (a) Cristal individual de Ti-magnetita con bajo contenido de Ti (zona I, sondeo C, facies CB). (b) Lítico de roca volcánica con inclusiones de Ti-magnetita (puntos claros en su interior), (zona III, sondeo C, facies volcanoclástica V14).

V.5.1.2 Hematita

La hematita tiene T_c de 675 °C, aunque en presencia de magnetita es difícil detectarla debido a su baja magnetización intrínseca. Incluso es difícil de detectar en pruebas de remanencia a bajas temperaturas, ya que la transición de Morin que la caracteriza (Morin, 1950), ocurre a una temperatura de 258 K, y en esta temperatura la mayor parte de las muestras han perdido un alto porcentaje de la remanencia.

La χ en alta temperatura sugiere la presencia de hematita (Fe_2O_3) en varias zonas de la secuencia (ambos sondeos). El aumento en la T_c entre 600 y 630 °C para algunas muestras (Figura IV.17a), indica la presencia de pequeñas cantidades de hematita, encubierta por la alta magnetización de la magnetita. Las facies donde se presenta en el sondeo N son: clástica NC y NF y diatomácea ND, NE, NG y NH, cubriendo los intervalos de tiempo entre 15,300-12,800, 7,100-4,800 y en 2,770 a. cal AP. En el sondeo C en las facies clásticas CB y CC y diatomácea CF, entre 4,100-1,500 a. cal AP. En la zona I del sondeo N, las curvas obtenidas no sugieren la presencia de hematita, sin embargo, la curva de HIRM_{300} (Figura V.8), indica aumento de minerales con alta coercitividad, por lo que se infiere la presencia de hematita para esta, al igual que en la parte baja de la zona IV (facies NJ y NI).

Las curvas de adquisición de IRM (Figura IV.15 y IV.19), permiten inferir bajas proporciones de minerales de alta coercitividad, principalmente en muestras de las facies clásticas NC, diatomáceas NG y volcániclasticas TP, TJ, T3, T4, T5, V6, V11, V12, V13, V14 y V15. Además, se presenta en escasas muestras de las facies clásticas CB y CC y diatomáceas CD y CE.

Los intervalos con cocientes S más bajos ($S_{100} \approx 0.2$ y $S_{300} \approx 0.8$), se presentan entre 16,430-16,370; 15,970-15,940; 15,870-15,800; 15,400-15,200; 15,020-14,580; 13,600-13,400; y 12,650-12,300 a. cal AP (zona IV, facies NJ, NH y NG), en 4,900-4,800 (facies CD, zona II), y en la zona I en 3,200-3100 (NC y CC), 2,700-2,600; 2,250-2,150; 2,050-1,950; 1,750-1,650 (NC y CB), 1,450-1,350 (ND y CB) y 250-100 a. cal AP (NA y CA), indicando la presencia de minerales de alta coercitividad (Figura V.8). El HIRM_{300} indica concentración de minerales de alta coercitividad en los intervalos 16,430-16,370; 15,970-15,940; 13,600-13,400 a. cal AP (zona IV, facies NJ, NI, NH y NG) y en el intervalo 2,950-1,250 a. cal AP y en 1,950 a. cal DC (zona I, facies NC, ND y NA) del sondeo N y en 4,800 a. cal AP (zona II, facies CD), en el intervalo 3,900-3,700 y 3,200 a. cal AP -2003 a. cal DC (zona I, facies CA, CB, CC y CF) del sondeo C, con coincidencia de sus valores más altos de ambos sondeos con los mínimos de los cocientes S.

Las curvas de adquisición de IRM, los cocientes S_{100} , S_{300} , la H_c y H_{cr} , la HIRM y la χ a alta temperatura, indican que en los sedimentos del lago Zirahuén los minerales de alta coercitividad no son dominantes. Sin embargo, existe una pequeña componente en las

zonas IV y I principalmente, dentro de los intervalos representados por las franjas de color gris claro de la Figura V.8, donde se observa una buena correlación entre ambos sondeos. En las zonas III y II es menor la ocurrencia.

La coercitividad remanente (H_{cr}) vs. el cociente $SIRM/\chi$, no presenta valores que sugieran la presencia de minerales de alta coercitividad, probablemente debido a que el elevado número de minerales blandos encubre su respuesta. Sin embargo, se observa una distribución de muestras de las zonas IV y III (facies NG, NH, NI, NJ, CD, CE, CF y CG), hacia valores de mayor dureza, hasta 90 mT (Figura V.9). Aunque las tefras del sondeo C presentan incluso valores mayores a 100 mT.

Debido a la proporción tan baja en los sedimentos de Zirahuén, no fue posible la identificación de hematita mediante la técnica de DRX, ni con observaciones en ME. Sin embargo, las pruebas de χ en alta temperatura de algunas rocas circundantes al lago, presentaron curvas similares a la Figura IV.17a, al igual que en Luvisoles (suelos más antiguos) y Andosoles de la región (Anexo 2). En los suelos pudo haberse formado por procesos pedogénicos (Rivas, en preparación). En el caso de los depósitos volcanoclásticos y tefras (facies volcanoclásticas), estos presentan invariablemente a la hematita como mineral magnético común (Figura IV.17b), y su origen se relaciona con actividad volcánica dentro del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). En los sedimentos la hematita podría proceder principalmente de los suelos circunvecinos, los cuales se encuentran altamente desarrollados en Zirahuén.

No se presentaron muestras con saturación en campos altos como la goetita, ni tampoco en las desmagnetizaciones térmicas se observaron registros de minerales de alta coercitividad. La goetita, mineral de mayor coercitividad (puede ser de decenas de T; Tauxe, 2007), con temperatura de Néel = 70 a 125 °C, y saturación en pruebas de adquisición de $IRM > 2 T$. Por lo anterior, se descarta su presencia en los sedimentos.

V.5.1.3 Sulfuros

A pesar de que aún no se conoce con exactitud la T_c de la greigita, se piensa que es > 350 °C (Chang et al., 2009; Roberts et al., 2011). Esto hace difícil su identificación ya que durante el calentamiento se traslapa con las transformaciones de otros minerales

como la pirrotita o maghemita. El incremento significativo en la χ en temperaturas entre 420 y 500 °C (Figura IV.13c), podría indicar la presencia de pirita, sulfuro de hierro paramagnético (FeS_2). Se ha reportado que la pirita se oxida en este rango de temperatura a magnetita o maghemita como fase magnética estable al igual que en la figura citada (Geiss, 1999; Passier et al., 2001; Emiroglu et al, 2004; Ortega et al., 2006). Esto se observa en cuatro muestras del sondeo N, en la zona IV (facies diatomáceas NI y NH; ca. 16,030 y 15,280 a. cal AP respectivamente), y en la zona I (facies clástica NC, ca. 2,770 y 2,530 a. cal AP). Sin embargo, estos cuatro puntos coinciden con aumento de Mn/Ti (más oxígeno) y bajas proporciones de S/Ti, lo que contradice su presencia. El aumento en χ durante el calentamiento también puede ser debido a la transformación de arcillas ricas en hierro a magnetita, y en los intervalos donde se presenta aumenta el contenido de terrígenos. La siderita (FeCO_3) también llega a presentar una curva de χ a alta temperatura similar. El origen de la siderita en sedimentos lacustres es comúnmente autógeno de ambientes altamente reductores, sin embargo, su presencia es muy poco probable ya que no se tienen carbonatos en la secuencia y la transformación característica ocurre a temperaturas entre 250-450 °C (Pan et al., 2000), que no se presentan en ninguna de las muestras analizadas en este trabajo. Otra posibilidad es que este comportamiento de χ vs, temperatura corresponda con el denominado efecto Hopkinson (aumento en χ inmediatamente antes de la T_c), que se presenta en partículas de dominio múltiple (MD), y que indica que la magnetización de la muestra, en comparación con su coercitividad es muy grande (Collinson, 1983). Las evidencias como bajo S, alto Mn/Ti y bajo TOC, indican posiblemente escasas proporciones de pirita.

Algunas de las pruebas de desmagnetización térmica en alta temperatura (Lowrie, 1990), (facies diatomáceas CD, CF y CG; 11,100-9.200 y 5,000-4,000 a. cal AP) presentan un ligero máximo (temperatura de desbloqueo) entre 350-400 °C, lo que sugiere la presencia de greigita como fase magnética intermedia.

La greigita no presenta transición magnética a baja temperatura y las pruebas de desmagnetización térmica realizadas (facies clásticas NF, NC, NA, CB y facies diatomáceas NJ, NI, NH, NG, NE, ND y CF) (Figura IV.14), no presentan tampoco la transición típica de pirrotita en 34 K, con lo que se descarta la presencia de este sulfuro ferrimagnético.

Los cocientes S_{100} , S_{300} , la Hc y Hcr, indican un aumento de coercitividad en 14,800 a. cal AP y en los intervalos 13,000-12,700 y 12,300-12,100 a. cal AP para el sondeo N y entre 11,600-8,500 a. cal AP para el sondeo C (Figura V.8). El diagrama de coercitividad remanente (Hcr) vs. cociente $SIRM/\chi$, indica una clara cercanía de las muestras de la zona III (AF3C, facies diatomáceas CE, CF y CG), con el campo correspondiente a la greigita (Fe_3S_4), lo que sugiere también su presencia (Figura V.9).

El cociente $SIRM/\chi$ ha sido empleado para la identificación de sulfuros ferrimagnéticos de origen autógeno (greigita y pirrotita), (Roberts, 1995; Peters y Thompson, 1998; Blanchet et al., 2007). Este cociente presenta valores elevados principalmente en el sondeo C en el intervalo 11,600-8,500 a. cal AP (facies diatomáceas CE, CF y CG) y en 5,300-4,600 a. cal AP (facies diatomáceas CD) y varios pulsos de baja amplitud en el sondeo N (14,800; 13,500; 13,000; 5,700; 4,800; 2,900 y 2,500 a. cal AP; facies diatomáceas NH, NG, NE, ND y NC) (Figura V.11). Para el intervalo de 11,600-8,500 y en 5,000 a. cal AP se presentan también cocientes S_{300} bajos (Figura V.8).

La autigénesis de sulfuros de hierro se activa con altos contenidos de MO, bajas concentraciones de oxígeno disuelto y disponibilidad de hierro disuelto y azufre (Roberts et al., 2011). El ácido sulfúrico (H_2S) disuelto (producido por mineralización de la MO), interactúa con el Fe^{2+} proporcionado por minerales de hierro para formar diferentes sulfuros (Blanchet et al., 2007). La greigita (Fe_3S_4) (sulfuro altamente ferrimagnético) y la pirrotita (Fe_7S_8) constituyen una etapa intermedia en la reducción durante el proceso de formación de pirita (FeS_2), producto final del proceso (Berner, 1970; Roberts et al., 2011). La greigita también se origina por reducción de sulfatos durante la diagénesis temprana, aunque esto es más común en sedimentos marinos (Wetzel, 2000; Watanabe et al., 2004). La formación de pirita y otros sulfuros de hierro en sedimentos lacustres o marinos ha sido reportada por numerosos autores como Emiroglu et al. (2004), Liu et al. (2004), Ortega et al. (2006), Blanchet et al. (2007), Rowan et al. (2009), etc. En los ambientes reductores los sulfuros de hierro reemplazan óxidos de hierro disueltos, aunque a menudo toma cientos de años su transformación (Canfield y Berner, 1987; Liu et al., 2004).

La greigita no siempre se preserva en los sedimentos pues depende del balance entre la cantidad de MO, la producción de azufre y la concentración de hierro. Sin embargo, valores de Hcr entre 45 y 95 mT (Blanchet et al. (2007), argumenta que con $Hc > 10$ y

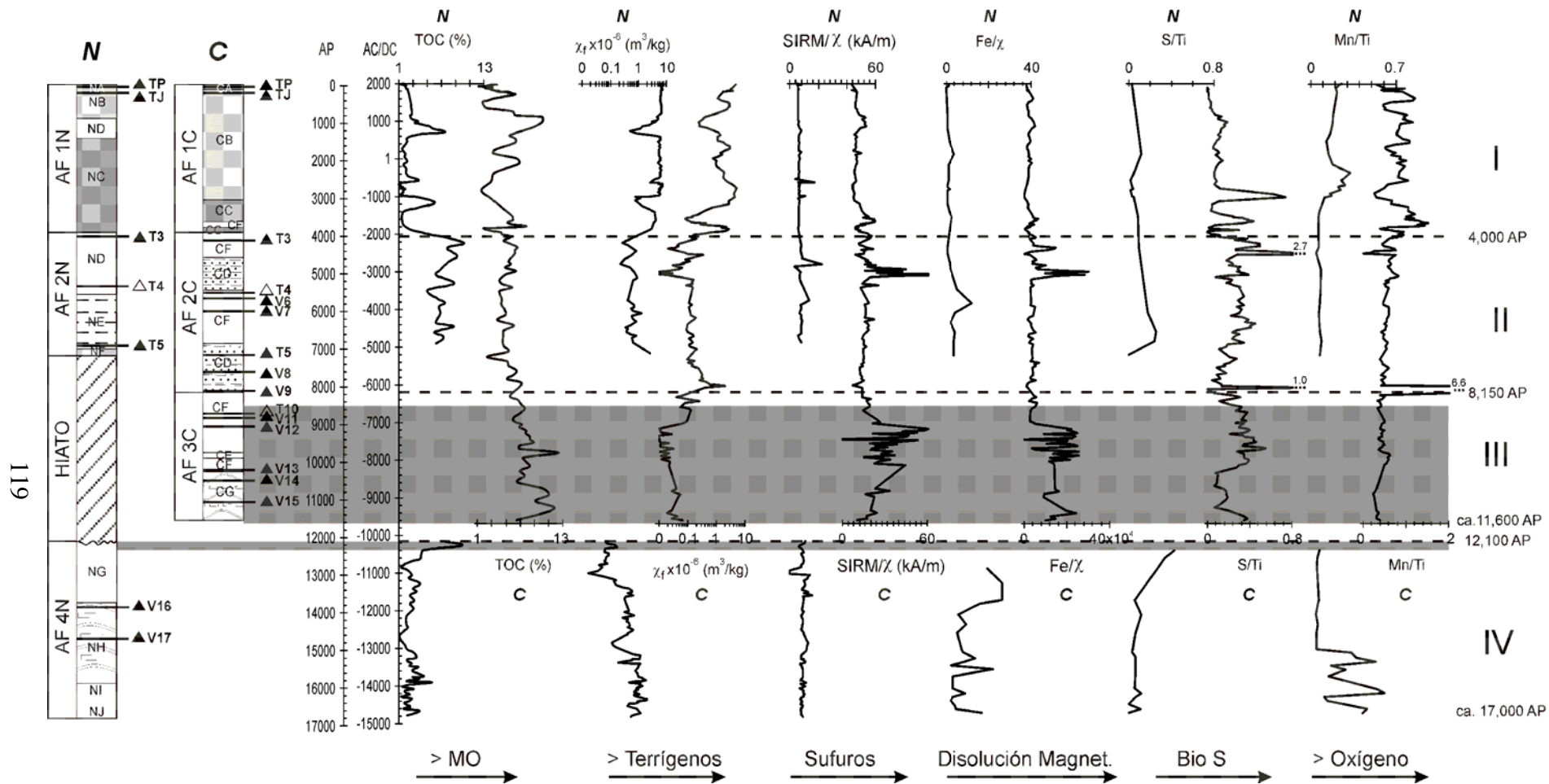


Figura V.11 Parámetros varios para ambos sondeos perforados en el lago Zirahuén, en función del tiempo. Las franjas horizontales de color gris oscuro representan intervalos con presencia de greigita. TOC: carbono orgánico total; MO: materia orgánica; χ_f : susceptibilidad ferrimagnética; SIRM/ χ indica presencia de sulfuros ferrimagnéticos; Fe/ χ : indica disolución de magnetita; S/Ti indica presencia de azufre biogénico; y Mn/Ti indica ambiente oxidante en la interfase agua-sedimentos.

Hcr > 20, son suficientes para su presencia), las curvas de adquisición de IRM (Figura IV.15 y IV.19) y los cocientes S_{100} y S_{300} (Figura V.8), que indican también un aumento de coercitividad, argumentan en favor de su existencia en bajas proporciones. Se presentan además altos valores del cociente $SIRM/\chi$ y bajos valores de HIRM, así como altos valores de TOC y S/Ti, junto con bajas concentraciones de O_2 (baja relación Mn/Ti), que evidencian condiciones reductoras (Figura V.11). En imágenes de ME se observaron sulfuros de hierro en las facies diatomáceas CF del sondeo C (Zona III, 9,200-9,000 a. cal AP), como partículas subesferoidales < 2 μm de diámetro. Debido a su proporción tan baja en los sedimentos de Zirahuén, no fue posible la identificación de sulfuros mediante la técnica de DRX. Se concluye entonces la ocurrencia de greigita en el límite superior de la zona IV (12,300-12,100 a. cal AP, facies diatomáceas NG) y zona III (11,600-8,500 a. cal AP; facies diatomáceas CE, CF y CG).

V.5.2 GRANULOMETRÍA MAGNÉTICA

En esta sección se discute la granulometría magnética existente en la secuencia con base en algunos cocientes que permiten realizar su interpretación (ARM/IRM_{100} , χ_f/M_s , χ_{fd} , Hcr/H_c y Mr/M_s) y con base en las pruebas de remanencias a baja temperatura.

Un indicador de minerales ferrimagnéticos de tamaño SD (~0.1–1 μm), cuando la mineralogía es constante, es el cociente ARM/IRM_{100} , que elimina los efectos de concentración y es ampliamente utilizado, en particular para magnetita. Las partículas pequeñas (dominio sencillo, SD) alcanzan los valores más altos del cociente, debido a su eficiencia para adquirir la ARM (Evans y Heller, 2003). El tamaño de dominio guarda una relación relativamente estrecha con la coercitividad. Regularmente los granos MD (>10 μm) presentan menor coercitividad (Butler, 1998) y granos SD presentan las más altas coercitividades (Dunlop y Özdemir, 2001). En Zirahuén sin embargo, la gráfica de la Figura V.12a indica una relación inversa entre el aumento en ARM/IRM_{100} y la coercitividad expresada por S_{300} . La excepción se presenta en algunas muestras de la zona IV donde el tamaño de dominio permanece constante e independiente de la dureza de los granos. Lo anterior indica que el cociente ARM/IRM_{100} (dependiente del tamaño de dominio), se encuentra influenciado por las diferencias en mineralogía que presentan las distintas zonas de la secuencia y no puede ser utilizado para determinar la variación en el tamaño de dominio en toda la secuencia. Esto posiblemente se debe a que podemos

estar comparando magnetitas SD con hematitas MD o magnetitas MD con hematitas SD, e incluso con sulfuros que pueden tener valores similares en los cocientes. Las diferencias en mineralogía entre cada una de las zonas identificadas en este trabajo, dificultan por tanto la comparación de los tamaños de dominio entre las distintas zonas de la secuencia.

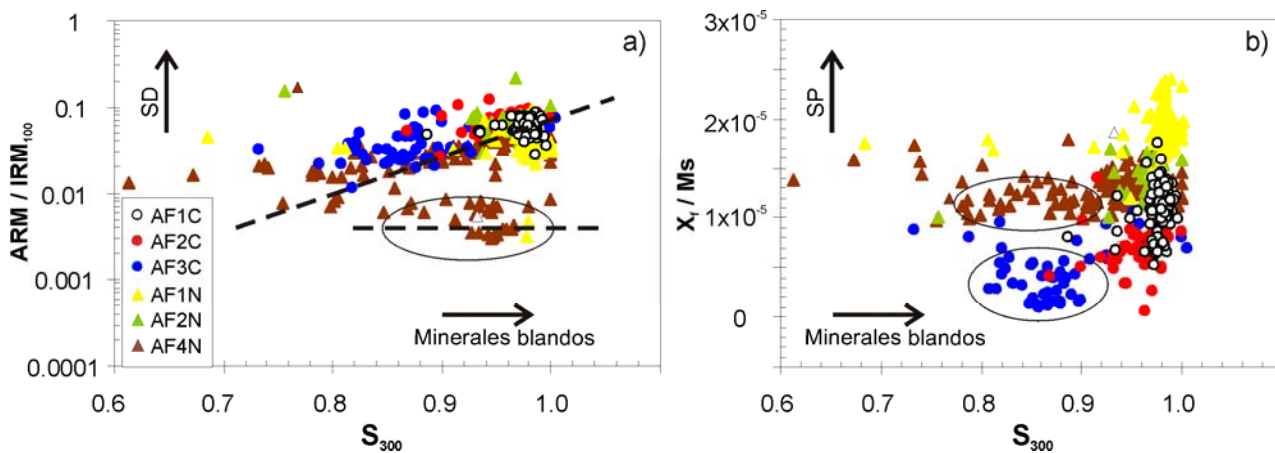


Figura V.12 Diagramas de dispersión: (a) Correlación inversa entre partículas SD y coercitividad, producido por mezclas en mineralogía, principalmente entre Ti-magnetitas y hematitas, más que por diferentes tamaños de dominio. (b) Partículas SP son independientes de la coercitividad. AF4N (zona IV, ca. 17,000-12,100 a. cal AP); AF3C (zona III, 11,600–8,150 a. cal AP); AF2N y AF2C (zona II, 8,150–4,000 a. cal AP); AF1N y AF1C (zona I, 4,000 a. cal AP–2003 a. cal DC).

El contenido de minerales ultrafinos (< 30 nm) de dominio (SP) puede ser analizado mediante los parámetros χ_f / Ms y χ_{fd} , siempre y cuando la mineralogía permanezca constante (Sandgren y Snowball, 2001; Evans y Heller, 2003; Geiss et al., 2004). Al comparar en un diagrama de dispersión χ_f / Ms (indicador de granos superparamagnéticos, SP) vs. S_{300} (Figura V.12b), no se observa correlación entre ambos, ya que cada zona de la secuencia se separa de forma independiente, lo que indica que dentro de cada una de las zonas identificadas, donde la mineralogía permanece más o menos uniforme, es posible interpretar e inclusive comparar la información entre ambos sondeos.

En las gráficas χ_f / Ms y χ_{fd} (Figura V.13), la relación entre ambos sondeos para cada intervalo no es clara por el gran número de oscilaciones que presentan. Sin embargo, ambas sugieren la existencia de granos SP en cada una de las zonas, oscilante pero más o menos estable a lo largo del tiempo (con valores promedio de $\chi_{fd}=6$ %), excepto para el

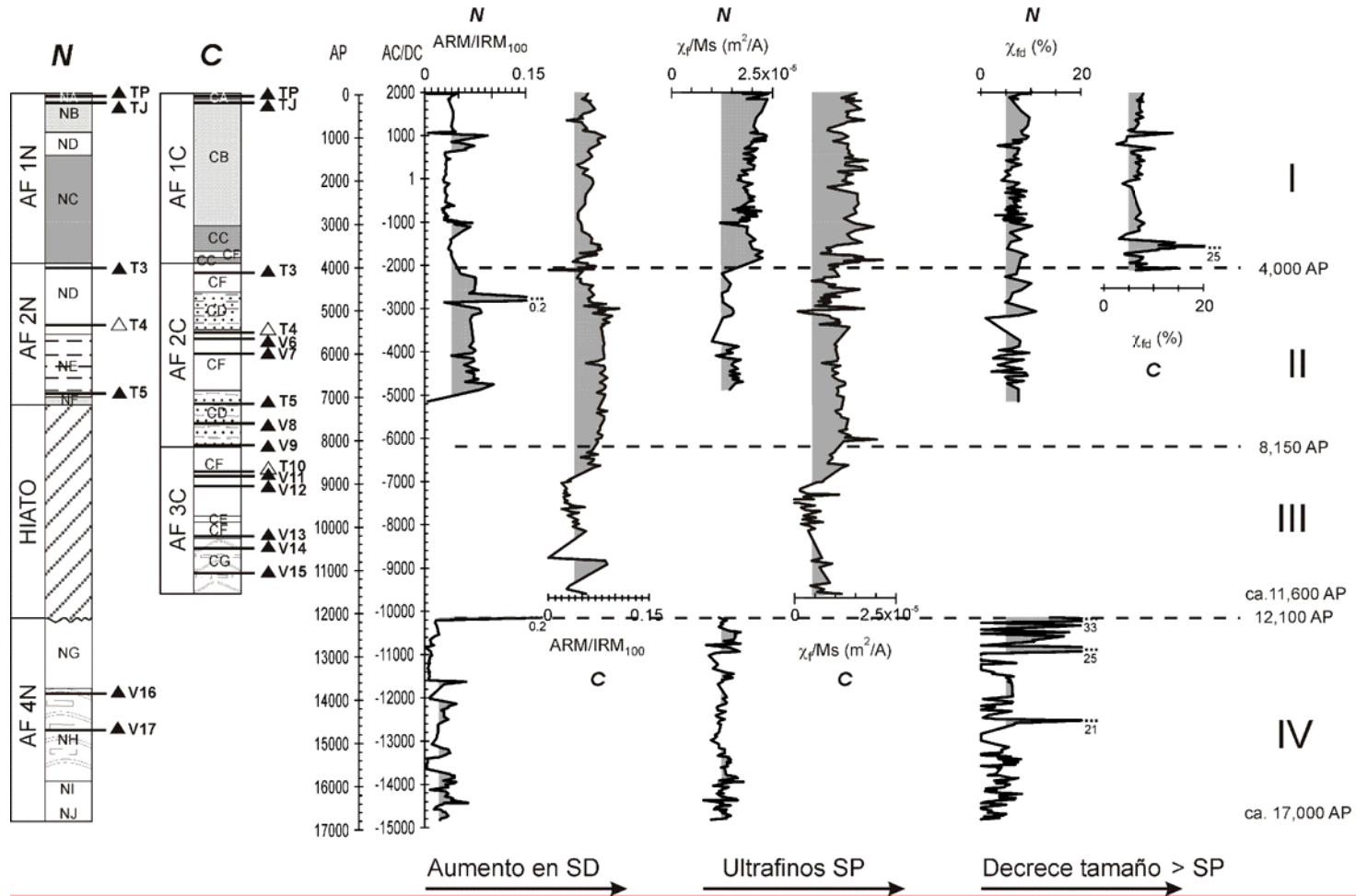


Figura V.13 Parámetros indicadores de granulometría magnética para ambos sondeos perforados en el lago Zirahuén, en función del tiempo. La parte sombreada de color gris oscuro junto a cada curva, resalta los intervalos con mayor influencia de cada uno de los respectivos parámetros. ARM/IRM₁₀₀: indicador de aumento en granos SD; χ_p/Ms : indicador de presencia de granos SP; χ_{fd} : indicador de presencia de granos SP.

intervalo de ocurrencia de sulfuros, donde no se tienen datos de χ_{fd} , ya que los valores son poco confiables, debido a la baja χ_{lf} . La existencia de granos SP a lo largo de la secuencia, también es sugerida por las pruebas de remanencias a bajas temperaturas, ya que en la parte inicial del calentamiento se produjo una drástica caída en la remanencia, en todas las muestras analizadas, lo que sugiere la presencia de estos (Hunt et al., 1995).

Para observar la granulometría existente en cada una de estas zonas, se utilizan los cocientes Mr/Ms y Hcr/Hc particularmente útiles por medio del diagrama de Day (Day et al., 1977), en el que se incluyen campos específicamente identificados para sedimentos lacustres (Dunlop, 2002). Este diagrama indica la presencia de partículas de dominio múltiple (MD) para la mayor parte de la secuencia (figura V.14a). En las muestras de las AF4N y AF3C existe gran dispersión de los datos, indicando la presencia de partículas SD y SP. Roberts y colaboradores (2011), proponen una región dentro del mismo, en la que se concentran greigitas SD y SP, tal y como se observan en la figura V.14b. En ésta se presentan las muestras correspondientes a greigitas de la parte superior de la zona IV y zona III (12,500-8,600 a. cal AP), producto de neoformación, aunque también se tienen Ti-magnetitas para el mismo intervalo.

Con base en la separación establecida, para la mayor parte de la zona IV se presentan pulsos repetitivos del cociente ARM/IRM₁₀₀ (indicador de presencia de granos SD) (Figura V.13). En particular para el intervalo entre 17,000-13,500 a. cal AP, algunos puntos con partículas SD se encuentran relacionadas con el ligero aumento en χ (aumento en detríticos en 16,650; 16,350 y 16,000 a. cal AP.). Los pequeños picos de SD en esta zona inferior, sugieren partículas transportadas de forma intermitente al lago, aunque alguna porción podría ser de origen bacteriano, originada dentro del lago, ya que en esta zona se encontró magnetita SD en las facies NG y NJ ($> \text{ARM/IRM}_{100}$), típico en magnetosomas (Pan et al., 2005). En el intervalo restante de esta zona (13,500-12,100 a. cal AP), la sedimentación disminuye considerablemente y por tanto el cociente ARM/IRM₁₀₀ no presenta variación aparente. El producto de la neoformación de greigita inferida en la parte superior de esta zona (12,300-12,100 a. cal AP), sugiere la ocurrencia de partículas SD y SP, por el pulso de valores altos de ARM/IRM₁₀₀ y χ_{fd} , aunque en χ_{lf}/Ms presenta valores medios a bajos (Figura V.14).

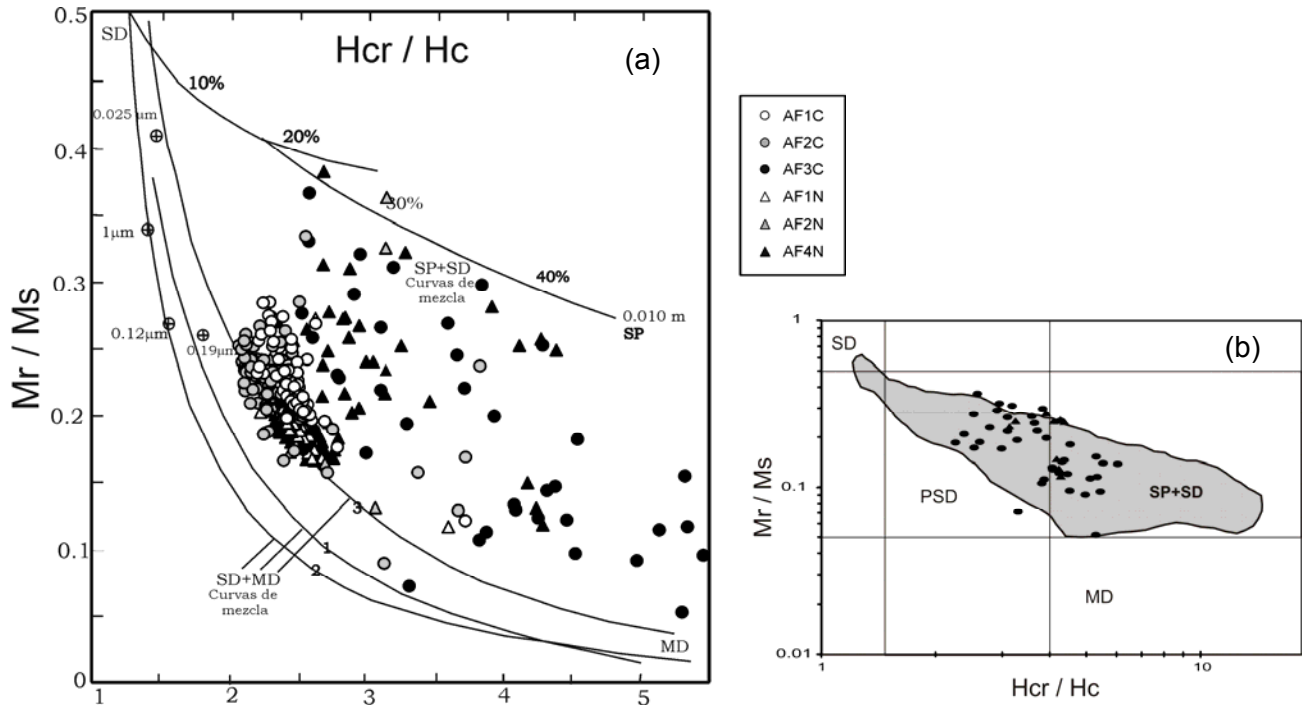


Figura V.14 (a) Diagrama de Day et al. (1977), modificado por Dunlop (2002). Éste indica la presencia de partículas MD para la mayor parte de la secuencia y en la AF4N y AF3C de tipo SD y SP. (b) Región propuesta para greigitas SD y SP (Roberts y colaboradores, 2011), con muestras de la parte superior de la zona IV y zona III. H_c : coercitividad magnética, H_{cr} : coercitividad remanente, Mr : magnetización remanente, Ms : magnetización de saturación.

En la zona III los altos valores de Fe/χ (Figura V.11), indican disolución de magnetita para la mayor parte de la misma (Funk et al., 2004a). Las crestas de Fe/χ se encuentran en fase con el cociente $SIRM/\chi$ para el intervalo 11,600-8,500 a. cal AP, indicando una relación directa entre la disolución y la neoformación de sulfuros. La disminución de granos SP, origina un “engrosamiento” aparente del tamaño de partículas en la zona. Los escasos picos de ARM/IRM_{100} , guardan una relación directa con el cociente $SIRM/\chi$, lo que indica que la neoformación de greigita durante la diagénesis aumentó la proporción de granos SD (engrosamiento). Un argumento en este sentido se observa en la Figura V.15b, que indica un aumento en partículas SD, con la disminución en concentración (como resultado de la disolución). Los granos SD aún existentes en el intervalo son el remanente de la componente detrítica de Ti-magnetitas, que originalmente ya eran escasas (Figura V.13). Las crestas de $SIRM/\chi$ se presentan en antifase con el cociente χ_f/Ms , lo que indica que la disolución propició una disminución de granos SP.

Como resultado de este proceso se tiene Fe en solución, que permite combinarse con el S y como producto la formación de greigita.

La neoformación de greigita, produce una nueva componente SP en el intervalo. El diagrama de Day-Dunlop en esta zona, indica que la mayoría de las partículas en la zona, son una combinación entre tipo SP-SD, y en menor proporción de tipo MD. (Figura V.14a). Roberts y colaboradores (2011), proponen un campo particular para mezclas (SD + SP) de greigitas en el diagrama de Day (Figura V.14b), en éste se observa que la mayor parte de las muestras en las que se infiere que hay greigita, se presentan dentro de este campo; lo que argumenta en favor de su presencia en esta zona.

En la zona II ambos sondeos presentan una componente de granos SD ($>ARM/IRM_{100}$) importante, las curvas son muy estables y similares a lo largo de la zona. Sin embargo, existe un aumento en la proporción de SD en el sondeo C, en comparación con el N (Figura V.13), al igual que en partículas SP ($>\chi_f/Ms$), lo que es incluso más evidente entre los dos sondeos. Una posible explicación es que al llegar los detritos a la periferia del lago, la mayor parte del sedimento (partículas más gruesas) se depositan y solo llega a la región central del lago las partículas finas (SD y SP), justificando lo anterior. La χ en general en esta zona es muy baja aunque ligeramente mayor en el sondeo N, lo que también argumenta en favor de la típica sedimentación concéntrica en lagos, presentándose una disminución en la cantidad y el tamaño de granos desde la zona litoral hasta la zona central de los mismos (Nichols, 2009). Existen dos pequeños intervalos en el sondeo C donde posiblemente existió disolución de magnetita, observándose aumento de Fe/χ y disminución de granos SP ($<\chi_f/Ms$) y de χ (Figuras V.11 y V.13), entre 5,100-4,800 y 4,400-4250 a. cal AP.

La zona superior I se caracteriza por el alto contenido de material terrígeno, que indica un incremento considerable en la erosión de los alrededores. En ambos sondeos cuando disminuye la cantidad de terrígenos (baja χ), aumenta ligeramente la abundancia de partículas SD ($>ARM/IRM_{100}$) (Figura V.13). Esto indica que cuando la intensidad de erosión disminuye se transportan partículas relativamente más finas en suspensión que alcanzan a depositarse hasta la región central del lago. Para esta zona se encontró en imágenes de ME la presencia de granos de Ti-magnetita individuales con tamaños entre 20 y 70 μm , que corresponden a partículas MD.

V.5.3 CONCENTRACIÓN MAGNÉTICA

En diversos estudios se ha observado que la χ sigue siendo el parámetro dependiente de la concentración más confiable cuando se tienen mezclas de minerales complejas (Lees, 1997; Lascau et al., 2010). Los cambios en χ pueden reflejar la presencia de un amplio rango de minerales magnéticos así como cambios en su tamaño de dominio (Dunlop y Ozdemir, 2001; Geiss y Zanner, 2007). En el presente estudio los parámetros que definen la concentración magnética (χ , ARM, SIRM, Ms y Mr), presentan curvas de variación en el tiempo casi idénticas (Figura IV.9), lo que también se observa en la relación lineal entre χ vs. SIRM (Figura V.15a). Los valores que se encuentran ligeramente alejados de la tendencia central se deben primordialmente a cambios en la mineralogía magnética, diferente para cada zona de la secuencia. Thompson y Oldfield (1986) señalan que además de la mineralogía magnética, la dispersión en esta relación puede estar relacionada con diferencias en tamaño de dominio y/o contenido de minerales paramagnéticos.

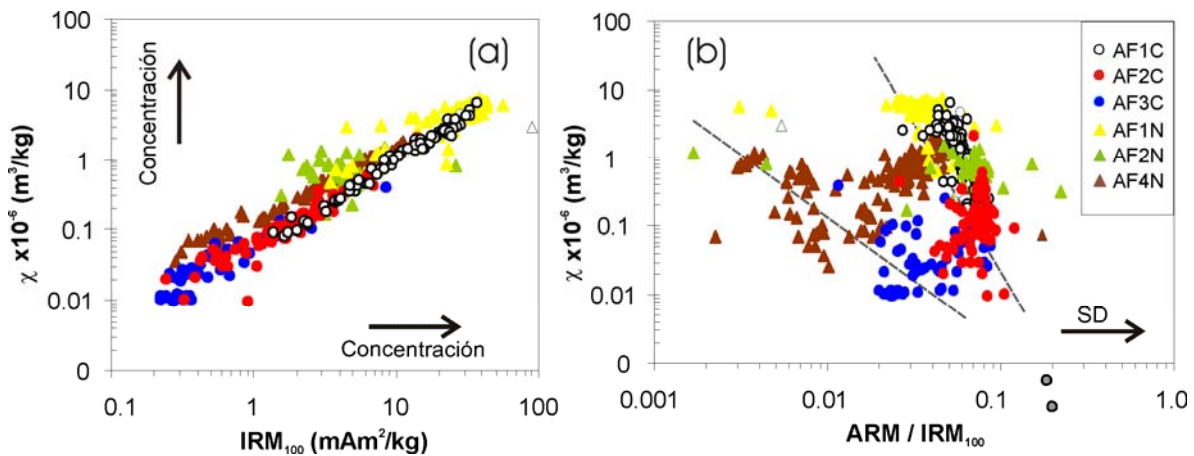


Figura V.15 (a) Diagrama de dispersión de susceptibilidad magnética (χ) vs. magnetización remanente isoterma de saturación (SIRM). Se observa una clara dependencia de ambos parámetros con la concentración magnética. (b) Diagrama de dispersión de χ vs. $\text{ARM}/\text{IRM}_{100}$. Se observa que con la disminución en concentración aumentan los granos SD.

El diagrama de dispersión entre χ y $\text{ARM}/\text{IRM}_{100}$ (Figura V.15b), indica la relación existente entre la concentración y el tamaño de dominio. Al disminuir la concentración son más abundantes los granos SD. Las muestras de las AF4N y AF3C presentan una

tendencia distinta, debido a las diferencias en mineralogía existentes entre las zonas de la secuencia.

Como se mencionó anteriormente, los parámetros que definen la concentración magnética presentan una clara relación con los cambios litológicos registrados en la columna. Sin embargo, no todas las variaciones en la concentración son debidas al aporte por erosión en esta secuencia, ya que existe un intervalo en la zona III y la cima de la zona IV, donde la χ se encuentra influenciada además por procesos diagenéticos de disolución y formación de sulfuros de Fe..

Los parámetros de concentración magnética en ambos sondeos, permiten separar en dos intervalos a la secuencia. La parte inferior en general con concentraciones bajas (sedimentos laminados en facies diatomáceas zonas IV, III y II), y la zona superior con concentraciones altas (sedimentos principalmente masivos y alto porcentaje detrítico; facies clásticas). Sin embargo, al representar la χ en escala logarítmica (parámetro representativo de la concentración magnética en términos generales), es posible observar una clara separación por zonas también en la parte inferior de la secuencia, similar a la realizada con base en las asociaciones de facies (AF) (Figura V.5 y V.11).

La zona IV presenta dos intervalos de variación en el aporte sedimentario; el primero (ca. 17,000 – 15,000 a. cal AP; facies diatomáceas NJ NI y NH) es un intervalo con baja sedimentación, pero relativamente mayor que el intervalo superior dentro de la misma zona. De 15,000 a 12,100 a. cal AP (facies diatomáceas NG y NH), se observa una clara disminución de terrígenos a lo largo del tiempo. Lo anterior sugiere que la sedimentación disminuyó paulatinamente a lo largo de toda la zona (Figura V.5 y V.11). El límite superior de la zona IV (12,300-12,100 a. cal AP, facies diatomáceas NG) presenta baja concentración magnética; esto sugiere disolución de óxidos de Fe, que posiblemente permitieron la escasa precipitación de greigita durante la diagénesis.

En la zona III existe un intervalo que cubre la mayor parte de esta (11,600-9,000 a. cal AP). Presenta los menores valores de concentración magnética de la secuencia (Figura V.11). ésto sugiere que además de existir bajo aporte sedimentario al lago (de acuerdo a la baja χ en toda la parte inferior de la secuencia), se tiene sobrepuesto aquí un proceso diagenético de disolución de óxidos de Fe, que permitió la precipitación de greigita en el

intervalo. El intervalo restante de esta zona, representa una zona de transición hacia sedimentos con menor acción diagenética donde la χ se restablece como indicador únicamente de aporte de terrígenos al lago.

La zona II indica que las condiciones de sedimentación eran similares a las de la zona IV (Figura V.5), es decir, continúa la escasa sedimentación detrítica que permitió estabilidad y desarrollo de plancton en la columna de agua, y sugiere el cese de la disolución de óxidos de Fe. La zona superior (4,000 a. cal AP–2003 a. cal DC), indica un cambio contrastante en relación a todo lo encontrado en la base de la secuencia. El aumento en la concentración refleja el alto ingreso de material detrítico al lago, aunque no es constante a lo largo del tiempo. Los valores de concentración son mayores en el sondeo N en comparación con el C, este efecto está relacionado con cercanía del sondeo N de la fuente de sedimentos terrígenos.

V.6 MAGNETISMO AMBIENTAL

Los registros magnéticos evidencian diferentes escalas temporales de variabilidad en la secuencia: una variabilidad de larga duración (miles de años) ya sea en la concentración, en la mineralogía y/o tamaño de dominio, definida por la división en grandes zonas en la columna estratigráfica, vinculada a la litología y a los patrones de laminación en la secuencia. Otra son oscilaciones de menor duración (cientos de años) con influencia en los patrones de concentración magnética y sin relación directa o evidente en la mineralogía magnética, con intervalos masivos o laminados, pero que indica cambios dentro de los intervalos de mayor duración. El análisis conjunto de las propiedades magnéticas y geoquímicas en los sedimentos a lo largo del tiempo, permite identificar las condiciones que controlan estos cambios en la secuencia. A continuación se interpretan los cambios ambientales en términos de ambos tipos de indicadores, de acuerdo al marco cronoestratigráfico establecido en años calibrados antes del presente (a. cal AP). Estas variaciones se describen de antiguo a reciente, considerando las zonas de variación establecidas.

Zona IV (ca. 17,000 – 12,100 a. cal AP)

La baja concentración de minerales ferrimagnéticos ($\chi_f < 2 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$), así como los indicadores de fracción detrítica (Ti y Fe), sugieren en general una etapa de poco aporte de material detrítico (con excepción del extremo inferior de la zona), asociada con una baja capacidad erosiva y decremento progresivo de ésta a lo largo del tiempo (facies NG) (Figura V.5). La mineralogía magnética deducida a partir del magnetismo de rocas indica la presencia en todo el intervalo de Ti-magnetita pobre en Ti y magnetita pura o casi pura, y en algunos intervalos en la base, entre 17,000-14,600, hematita (Figura V.8). Las Ti-magnetitas y Ti-maghemitas son de origen magmático, por lo que éstas son alóctonas, heredadas directamente de las rocas y suelos de los alrededores y transportadas por arroyos hacia el interior del lago. La hematita es particularmente abundante en el intervalo inferior señalado, lo que causa la coloración rojiza de los sedimentos en la base de la secuencia. La hematita pudo haber sido formada tanto por oxidación de alta temperatura producida en Ti-magnetitas durante el proceso de enfriamiento de lavas (Dunlop y Özdemir, 2001), como por procesos de oxidación durante el intemperismo (a baja temperatura), y posteriormente transportada al lago. La gráfica de concentración de minerales de alta coercitividad (HIRM_{300} , Figura V.8), indica que la hematita presenta una concentración importante, aunque subordinada a los ferrimagnéticos en el intervalo.

Los ciclos de histéresis y sus parámetros asociados indican la presencia de partículas MD, SD y SP en todo el intervalo. Al microscopio electrónico se observaron cristales de magnetita y/o Ti-magnetita con tamaños $< 10 \mu\text{m}$ incluidos dentro de fragmentos de roca volcánica máfica. Estos cristales corresponden a granos MD, aunque es posible que los clastos también contengan granos SD y SP, cuya observación directa es prácticamente imposible. En particular, la mayor concentración de granos SD (mayor $\text{ARM}/\text{IRM}_{100}$) se encuentran en el intervalo 17,000-13,500 a. cal AP (facies diatomáceas NJ, NI, NH, NG), directamente relacionados con el aumento en los indicadores de la fracción detrítica. Lo anterior indica que, en épocas de mayor erosión (aumento de χ , Ti y Fe), ésta fue capaz no sólo de transportar partículas gruesas, sino también granos individuales finos de tamaño SD. La presencia de magnetita pura en algunos intervalos de la zona, así como la ausencia de la relación entre los indicadores de partículas SP y SD, permite asociar algunos de los valores máximos de $\text{ARM}/\text{IRM}_{100}$ (mayor SD) con una componente relacionada a procesos bacterianos en el lago. Los lagos generalmente tienen diversas

comunidades de bacterias magnetotácticas que viven bajo condiciones geoquímicas específicas (Moskowitz et al., 2008) y comúnmente forman magnetitas puras de tamaño SD y se encuentran de forma abundante en sedimentos lacustres (Pan et al., 2005; Kobayashi et al., 2006; Egli et al., 2010; Lascu et al., 2010). Es probable que esta zona de relativamente medio a bajo aporte de material detrítico, tenga por tanto una componente de granos SD relacionada con partículas detríticas y otra con cadenas de magnetosomas. La variable abundancia de partículas SP (constantes oscilaciones en χ_f/Ms y χ_{fd}) tiene una relación menos clara con el aporte de detritos. Es posible que las partículas ultrafinas tengan su origen en los suelos, y que de manera intermitente hayan sido erosionadas y depositadas en el lago.

Si bien el contenido de MO sedimentada y/o preservada es bajo antes de 12,600 a. cal AP (TOC < 3%), el bajo aporte terrígeno al lago permite reconocer la proliferación de organismos planctónicos en el ambiente lacustre (entre ellos las diatomeas). El cociente Si/Ti (Figura V.6) apoya lo anterior al mostrar valores moderados en el sílice biogénico (frústulas de diatomeas principalmente), observada especialmente en la cima de esta zona (13,700-12,100 a. cal AP; facies NG). La variación directa entre el Si/Ti y TOC (Figura V.6), indica una contribución importante de algas al contenido de MO al lago. El cociente C/N, presenta un comportamiento inverso al Si/Ti, indicando dominancia de MO acuática, principalmente proporcionada por diatomeas, y otras plantas acuáticas, como los *Isöetes* (Torres, 2010). La tendencia general de la curva de C/N sugiere aumento paulatino de material algáceo hacia la cima. Ortega y colaboradores (2010), reportan altas proporciones de diatomeas *Cocconeis placentula* (abundancia de 120 a 340 $\times 10^6$ valvas por gramo de sedimento seco, v/gss), indicadoras de ambientes poco profundos con desarrollo de vegetación en la zona litoral.

La porción más antigua de la secuencia hasta ca. 15,000 a. cal AP (facies NH, NI y NJ), sugiere condiciones oscilantes de ambiente oxidante-reductor, pero en general más oxidantes que otras zonas del sondeo N (Mn/Ti entre 0.1-0.6), posiblemente asociadas a un ambiente litoral con bajo nivel lacustre e incipiente precipitación de carbonatos (ligeras variaciones de TIC, Ca/Ti y Sr/Ti) (Figura V.7). El color rojizo de los sedimentos en la base, derivado de la acumulación de una fracción clástica rica en óxidos u oxihidróxidos de Fe y su posterior conservación en el lago, apoya las condiciones óxicas mencionadas. Las tasas de sedimentación relativamente altas, la estructura masiva de los sedimentos,

con abundantes fragmentos herbáceos, la buena preservación y alta abundancia de megasporas de *Isöetes* alrededor de 14,000 a. cal AP, se relacionan con baja profundidad del lago (~1 m) (Ortega et al., 2010; Torres, 2010; Vázquez et al., 2010).

A partir de ca. 14,300 a. cal AP se presenta un cambio en las condiciones ambientales. La coloración de los sedimentos gris oscuro (facies NG), indica condiciones reductoras en el ambiente de depósito, y menor ingreso de terrígenos (χ , Ti y Fe). Las condiciones óxicas inferidas en el intervalo anterior desaparecen, así como la precipitación de carbonatos. De acuerdo a los parámetros magnéticos, persiste la mezcla de tamaño de granos, aunque con un decremento en la fracción fina SD. El aumento progresivo de todos los indicadores de la componente biogénica (Si/Ti, S/Ti, C/N y TOC) sugieren el incremento de la productividad, tanto acuática como terrestre en la parte media y superior de la zona (facies NG, 13,700-12,100 a. cal AP) (Figura V.6). Lo anterior se refleja en la proliferación de organismos planctónicos en el lago. Las condiciones óptimas para el florecimiento de diatomeas, oligo-mesotróficas y un pH neutro, permiten repetidos *blooms* que producen láminas de diferentes especies, acompañadas de escasas cantidades de terrígenos. Ortega y colaboradores (2010), reportan una reducción gradual en la abundancia de la diatomea epífita *Cocconeis placentula* asociada al incremento en los porcentajes de las tico-planctónicas *Ulnaria ulna*, *Fragilaria contruens* y de la planctónica *Cyclotella ocellata*, asociadas a un incremento en la profundidad del agua comparado con el intervalo inferior. El decremento en *Isoëtes* se interpreta también como un aumento de nivel lacustre, asociado a un incremento gradual en la precipitación que contribuyó al establecimiento de un bosque de *Quercus* y de *Alnus* (Torres, 2010).

Hacia la cima de la zona IV (12,300-12,100 a. cal AP) son menos abundantes los granos SD (Figura V.13). Se sugiere neoformación de greigita de origen diagenético, con un tamaño de dominio SP (más adelante se presenta la discusión al respecto) (Figura V.14). Este intervalo representa una transición hacia condiciones reductoras donde se inicia la disolución de magnetitas u otros óxidos de Fe, que en parte es responsable de la disminución en la χ . Este proceso se continúa durante toda la zona III suprayacente.

El conjunto de las evidencias discutidas indican para este periodo en Zirahuén, un nivel lacustre bajo antes de ca. 14,000 a. cal AP, asociado a un clima ligeramente más seco que el actual hacia la base de la zona, y hacia la cima del intervalo existe un ligero

aumento de la humedad. El análisis palinológico de Torres (2010) apoya esta interpretación, ya que documenta un pobre desarrollo de las comunidades arbóreas alrededor del lago para esta zona.

Zona III (ca. 11,600 – 8,150 a. cal AP)

A diferencia de la zona anterior, las inferencias ambientales para esta zona sólo pueden establecerse a partir del registro de la zona central del lago. En este intervalo, la concentración de minerales magnéticos es la menor de toda la secuencia ($\chi_f < 1.5 \times 10^{-7}$ m³/kg) (Figura V.11). La mineralogía magnética indica la presencia de Ti-magnetitas pobres en Ti, heredadas de las rocas y suelos circundantes al lago y transportadas por corrientes fluviales. Adicionalmente, se infiere greigita de origen autógeno en toda la zona (facies diatomáceas CE, CF y CG). La greigita es un sulfuro ferrimagnético precursor de la pirita durante la diagénesis (Berner, 1970), se combina con S procedente de la materia orgánica en ambientes reductores (Emiroglu et al., 2004; Roberts et al., 2011), y sustituye óxidos de hierro disueltos (Canfield y Berner, 1987; Liu et al., 2004). Son varias las evidencias que sustentan la presencia de un ambiente reductor, y la consecuente disolución de óxidos de Fe y la precipitación de sulfuros de hierro.

Por una parte, el color gris oscuro de los sedimentos, la preservación de las laminaciones, los altos valores de TOC y S/Ti junto con una baja relación Mn/Ti (condiciones anóxicas), son características indicadoras de ambientes reductores. Las laminaciones se preservan en ausencia de organismos horadadores que mezclan los sedimentos. Las condiciones anóxicas en la interfase agua-sedimento ocurren cuando los procesos de descomposición de grandes cantidades de materia orgánica agotan el oxígeno presente (Tissot y Welte, 1984). En lagos, las bacterias anaeróbicas producen ácido sulfúrico (H₂S), que permanece en el ambiente sedimentario al no poder ser destruido por las bacterias aeróbicas ya que no coexisten juntas (Tissot y Welte, 1984). El S no se incorpora a la célula de las bacterias y es común que en sedimentos arcillosos sin carbonatos el Fe sea abundante, por lo que ambos se combinan y forman hidrotroilita (FeS•H₂O) y troilita (FeS), que lentamente se transforman a greigita (Fe₃S₄), precursor de la pirita (FeS₂) (Tissot y Welte, 1984; Roberts et al., 2011).

Por otra parte, los parámetros magnéticos indican la presencia de una componente de coercitividad intermedia: los valores de H_{cr} entre 45 y 95 mT, las curvas de adquisición de IRM de pendiente suave (Figura IV.15 y IV.19), y los cocientes relativamente bajos S_{100} y S_{300} (Figura V.8). Estas características se presentan además junto con altos valores del cociente $SIRM/\chi$, que ha sido utilizado como indicador de la presencia de greigita (Roberts, 1995; Peters y Thompson, 1998; Blanchet et al., 2007). En contraste a la coercitividad relativamente alta, los bajos valores de $HIRM_{300}$ indican que esta no es debida a hematita o goethita. En las observaciones de ME se reconoció la presencia de sulfuros de Fe como granos subesferoidales $<2 \mu m$ de diámetro, que quizá correspondan a pirita, cuya presencia es sugerida en las curvas de χ vs. temperatura (Figura IV.13c). La formación de greigita tiene como producto agregados de partículas muy finas de dominio SP, reconocidas por el valor alto en la relación χ_f/M_s , mismos que se presentan en esta zona III (Figura V.13).

El conjunto de características en los indicadores magnéticos y no magnéticos de esta zona, sugiere que al menos una parte de los óxidos de Fe de la fracción detrítica se disuelve en un ambiente reductor, con la consecuente formación de sulfuros de Fe. Es probable que los sulfuros formados por diagénesis correspondan a greigita (ferrimagnética) y pirita (paramagnética). Sin embargo, los parámetros que dependen de la concentración de ferrimagnéticos (χ , ARM y SIRM), no muestran incrementos asociados a un aumento notable de greigita. La curva ARM/IRM_{100} (parámetro que depende de la abundancia de granos SD), guarda una relación directa con el cociente $SIRM/\chi$, lo que sugiere que la disolución afecta a los granos mas finos y por tanto aumenta la cantidad de gruesos. En ese escenario, se tendría el engrosamiento en la fracción detrítica, Ti-magnetita MD, y la neoformación de greigita SP-SD y de pirita. No obstante, la cantidad de los sulfuros así formados es relativamente escasa, por lo que no es suficiente para reflejarse en los parámetros dependientes de la concentración, y al tener la greigita una fracción de granos tamaño SP, ésta parte no contribuye a las remanencias, además de que la pirita tampoco lo hace. De acuerdo a estos parámetros y al diagrama de Day (Figura V.14b), se concluye la presencia de una mezcla principalmente de granos ultrafinos (SP) y finos (SD) de greigita, con menor proporción de gruesos (MD).

Para esta zona, los indicadores geoquímicos de la fracción detrítica (Ti y Fe), indican una etapa con poco aporte de material terrígeno pero constante a lo largo del tiempo (Figura V.5), con mayor dilución por el aumento de MO (Figura V.6). La baja concentración de minerales magnéticos se debe tanto al escaso aporte de terrígenos como a la disolución de una parte de la mineralogía magnética original. El bajo aporte terrígeno al lago permite en los sedimentos la concentración de restos de los organismos planctónicos presentes en la columna de agua (principalmente las diatomeas). El cociente Si/Ti, con valores medios a altos (Figura V.6), indica altas cantidades de sílice biogénica (frústulas de diatomeas), con mayor cantidad hacia la cima en las facies CE y CF (10,250–8,150 a. cal AP). Los valores altos de TOC y bajos de C/N (Figura V.6), indican la contribución importante de algas al contenido de MO al lago. Esto tiene correspondencia con las facies del intervalo (CE, CF y CG), todas ellas del grupo diatomáceas. La disminución de C/N sugiere un aumento paulatino de material algáceo hacia la cima del intervalo. Aston (2008), reporta altas proporciones de *Aulacoseira ambigua* para este intervalo, lo que indica mayor tirante de agua que en la zona inferior.

En esta zona se presenta la laminación más fina y mejor desarrollada de toda la secuencia, lo que se asocia con un periodo de estacionalidad más marcada, durante épocas de estratificación más intensa o duradera en la columna de agua y con bajo aporte de sedimentos por erosión o por un aumento en el nivel lacustre (Vázquez et al., 2010). Las laminaciones y la ausencia de bioturbación, reflejan periodos de mayor estabilidad; el tamaño fino de los escasos clastos presentes, indica condiciones de menor energía durante la sedimentación en el lago. Las laminaciones pueden representar la alternancia de condiciones estables, interrumpidas por periodos de fuerte mezcla de agua que aumentan la disponibilidad de nutrientes, disparando el florecimiento de diatomeas que originan las láminas de diferentes especies.

El ambiente reductor en la interfase agua-sedimento, también se asocia con el aumento del nivel lacustre (Vázquez et al., 2010), lo que favorece una mayor productividad orgánica. El C/N sugiere un mayor desarrollo de vegetación acuática hacia la cima de la zona, posiblemente asociada a la profundización. El aumento paulatino en diatomeas tipo *Aulacoseira ambigua* (Aston, 2008), que es indicadora de niveles lacustres relativamente más altos (Bradbury, 2000), sugiere el incremento del tirante de agua respecto a la zona IV, lo que es congruente con un ambiente más húmedo. El alto TOC sugiere también un

aumento en las condiciones de humedad, en comparación con la zona IV, pero además la MO es ligeramente decreciente hacia la cima de la zona. Esta MO indica una conexión con un mayor desarrollo de vegetación en los alrededores del lago, que se ve reflejada con la presencia de macro-restos de plantas (fragmentos de tallos), y materia orgánica carbonizada y altos valores en el cociente C/N (Tabla IV.2).

La baja erosión también sugiere un mayor desarrollo de vegetación terrestre, que apoya un clima ligeramente más húmedo, sustentado por altos valores de TOC y los mayores valores de C/N de la secuencia. Las evidencias inferidas a partir del magnetismo de rocas indican que tanto la mineralogía magnética, el tamaño de dominio, como la concentración, han sido afectados por procesos diagenéticos que modificaron sus características originales. Con base en lo anterior las condiciones climáticas que se interpretan para este periodo en Zirahuén, son ligeramente más húmedas que la zona anterior, pero en general aún secas, más secas que las actuales y estables a lo largo del tiempo. Las condiciones prevalecen a lo largo de todo el intervalo. La tendencia registrada en los parámetros magnéticos y no magnéticos en la parte superior de la zona IV tiene una continuación en la zona III. Por ello, para el periodo sin registro sedimentario, comprendido entre ca. 12,100 y 11,600 a. cal AP, se puede inferir condiciones ambientales similares, establecidas en la parte superior de la zona inferior, ca. 12,300 a. cal AP.

Zona II (8,150 – 4,000 a. cal AP)

Al inicio de esta zona, la laminación en el sondeo C pierde definición. A medida en que aumenta el contenido de materia orgánica, el sedimento pierde su carácter laminado y el depósito se vuelve masivo. La alternancia de facies CF y CD indican variaciones en los procesos que dieron origen a la laminación. La sedimentación en el sondeo N después del hiato, se reanuda con la acumulación de material clástico arenoso, y posteriormente al depósito de la tefra T5 se restaura la formación de estratos delgados y láminas. En estos sedimentos desaparecen los *Isöetes* (Torres, 2010). La presencia de MO y la abundancia de diatomeas (Vázquez et al., 2010), indican alta productividad en el lago.

Los sedimentos de la facies clástica NF (limo arenoso masivo) y su equivalente en tiempo en el sondeo C (facies diatomácea CD), con estratificación delgada (Demico y Hardie, 1994) y escasas láminas, sugieren un periodo corto de mayor aporte terrígeno en la base

del sondeo N, que no tuvo repercusión en la alta productividad orgánica del sondeo C. Quizás esté asociado con el fin de una etapa de bajo nivel lacustre, que originó el hiato en la zona litoral. Esto removiliza material terrígeno recientemente generado en zonas que estuvieron expuestas al intemperismo y producto del ascenso lacustre presentan poco retrabajo y son sedimentadas rápidamente en zonas litorales del lago.

Los sedimentos de la facies diatomácea NE, en comparación con su equivalente en tiempo en el sondeo C (facies diatomáceas CF), ambas de estratificación delgada y láminas, sugieren una buena correlación temporal de los procesos sedimentarios en el tiempo. Los intervalos laminados reflejan periodos de mayor estabilidad y condiciones de menor energía durante la sedimentación en el lago. Esto argumenta en favor de una mayor estabilidad en el lago, con escaso aporte terrígeno. La laminación en Zirahuén se considera que puede representar la alternancia de condiciones estables interrumpidas por periodos de fuerte mezcla de agua que aumentaron la disponibilidad de nutrientes, disparando el florecimiento de las diatomeas que se depositaron para formar las láminas (Vázquez et al., 2010). Por último, en la cima de la zona la facies diatomácea ND de estratos masivos delgados a gruesos y su equivalente diatomáceo CD de estratos difusos delgados y escasas láminas, en conjunto con la facies diatomácea CF; todas indican un ligero aumento en la energía de sedimentación en el lago, debido a la disminución en la laminación en su conjunto.

Para el intervalo 8,150 - 7,200 a. cal AP, la información se deriva solamente del sondeo C debido a la existencia del hiato en el sondeo N, que posteriormente se discute. A partir de 7,200 a. cal AP es posible hacer la comparación de los registros de ambos sondeos. La baja concentración de minerales ferrimagnéticos en ambos sondeos ($\chi_f < 0.1 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$), así como de los indicadores de la fracción detrítica (Ti y Fe), sugieren bajo aporte terrígeno en esta zona (Figura V.5). La mineralogía magnética indica la presencia en toda la zona en ambos sondeos de Ti-magnetita pobre en Ti, y adicionalmente una baja componente de hematita en un intervalo en la cima del sondeo N, entre 4,800-4,600 a. cal AP (facies diatomáceas ND) y entre 5,000-4,800 a. cal AP en el C (Figura V.8); todas heredadas de las rocas y suelos circundantes al lago y transportadas por corrientes fluviales. Todas, excepto una de las muestras analizadas en esta zona se ubican en o cercanas a- el campo de las magnetitas y Ti-magnetitas del diagrama de Peters y Thompson (1998); Figura V.9). Los valores de concentración de terrígenos ligeramente

mayores del sondeo N (facies ND, NE, NJ), en relación al C (facies CD, CF), se explican por el mecanismo de la sedimentación concéntrica en el lago.

Los parámetros de la histéresis magnética indican la presencia de partículas MD, SD y SP en todo el intervalo. En particular, el cociente ARM/IRM_{100} indica una componente importante de granos SD en ambos sondeos, con proporciones relativamente constantes en todo el intervalo. Los granos SD se relacionan de forma inversa con la χ (aumento en terrígenos), lo que sugiere entrada de partículas más gruesas por el acarreo fluvial y disminución aparente de los finos (Figuras V.13 y V.14). Las pequeñas variaciones de ARM/IRM_{100} permiten suponer que hubo variaciones intermitentes en la energía del medio de transporte de las partículas al lago. El aumento en la proporción de SD en el sondeo C apoya la ocurrencia de una sedimentación concéntrica que acumuló las partículas gruesas en la orilla, y a la zona central sólo llegaron los detritos más finos. La presencia de las partículas SP (cociente χ_{f}/Ms) pueden también estar asociadas a corrientes fluviales, ya que esta curva es similar a la de χ (ingreso de terrígenos), pasando por un proceso semejante de sedimentación, por eso el contenido de SP es mayor en el sondeo C. Existen dos pequeños intervalos en el sondeo C (5,100-4,800 y 4,400-4250 a. cal AP), donde se presenta una excepción a este comportamiento, ya que posiblemente existió disolución de magnetita, pues se presenta aumento de Fe/χ y disminución de granos SP ($< \chi_{f}/Ms$) y de χ (Figuras V.11 y V.13). La presencia de partículas MD, más abundantes en esta zona, se deducen a partir del diagrama de Day (Figura V.14) y se confirma con análisis de ME, en los que se observó la presencia de cristales de Ti-magnetita ($<10 \mu m$) como inclusiones dentro de fragmentos líticos de rocas volcánicas de $\sim 200 \mu m$ de longitud en su eje mayor. Sin embargo, no se descarta también la presencia de partículas SD o SP dentro de estos líticos, las cuales son difícilmente identificables mediante ME. La cantidad del aporte detrítico al lago, determina por lo tanto la distribución de los tamaños de dominios dentro del mismo, con excepción de los dos pequeños intervalos donde existe disolución de magnetita.

El bajo aporte terrígeno al lago resulta en el aumento de la concentración de restos de organismos planctónicos en los sedimentos (entre ellos las diatomeas). La abundancia de materia orgánica (TOC) es alta a media y correlaciona entre ambos sondeos, aunque es más elevado en el sondeo N (en promedio 8 %) que el C (en promedio 4.5 %). El sílice biogénico (Si/Ti) y el cociente S/Ti en ambos sondeos es alto, similar a la zona III (Figura

V.6), con dos máximos en 8,000 y 4,500 a. cal AP en ambas relaciones (facies CD y CF respectivamente), lo que argumenta a favor de la alta productividad orgánica en el lago. Hacia la cima disminuye el sílice biogénico y la laminación pierde definición. La variación análoga en ambos sondeos entre Si/Ti, S/Ti y TOC, así como los valores de C/N < 13 (excepto en 7,000 a. cal AP del sondeo N) y la oscilación opuesta en amplitudes entre este cociente y Si/Ti para ambos sondeos (Figura V.6), indican una contribución mayor de organismos acuáticos al contenido total de materia orgánica. El único intervalo con bajo Si/Ti ocurre entre 7,950-7,500 a. cal AP, mismo que coincide con un ligero aumento en terrígenos ($> \chi$).

El cociente Mn/Ti es bajo (Figura V.7), con excepción de un pulso en la base de la zona (ca. 8,000 a. cal AP; facies CD), que indica la ocurrencia de un corto intervalo (ca. 50 años) de condiciones oxigenadas en el fondo para la parte central del lago. Este evento coincide cercanamente con el aumento de terrígenos y de Si/Ti y S/Ti, lo que sugiere acumulación rápida de material alóctono (detritos y MO terrestre), que permite la conservación de parte de la MO. En términos generales para esta zona, el ambiente en la interfase agua-sedimento es anóxico (bajo Mn/Ti, alto S/Ti, medio a alto TOC, color gris oscuro de los sedimentos). En esta zona también se presentan las condiciones propicias para la disolución de óxidos de Fe y precipitación de sulfuros de Fe. Sin embargo, en contraste a la anterior zona III, los parámetros magnéticos no presentan evidencias de la ocurrencia de greigita u otro sulfuro de Fe. La coercitividad en toda esta zona es menor que en la zona III, y aunque la concentración de minerales ferrimagnéticos es baja, ésta es ligeramente mayor que en la zona subyacente. Es posible que existan en esta zona sulfuros neoformados como resultado del proceso reductor de los óxidos de Fe, y que éstos correspondan a fases paramagnéticas como la pirita, por lo que no se detectan en las remanencias. De cualquier manera, no se detectaron sulfuros en ninguno de los análisis realizados. Quizá la clave para la ausencia de greigita y otros sulfuros de Fe en esta zona sea la menor cantidad de TOC y también la escasa disolución indicada por el cociente Fe/ χ .

Esta zona representa el máximo florecimiento de diatomeas de la secuencia, en particular la *Aulacoseira ambigua* var. *robusta* (Ortega et al., 2010), sugiriendo tirantes de agua relativamente altos. Torres (2010) presenta para el núcleo N evidencias de reducción de las microsporas de *Isoëtes* en comparación con los intervalos inferiores, asociado al

incremento en el nivel lacustre, y del establecimiento de un bosque de pino-encino en los alrededores del lago. Un mayor desarrollo de vegetación pudo ser causa de la baja erosión, al estar los suelos mejor protegidos. Estas evidencias apuntan a condiciones relativamente húmedas, iniciadas desde la parte superior (o final) de la zona IV.

El registro sedimentario del sondeo N presenta una serie de evidencias como el contacto abrupto e irregular, y la discontinuidad en el modelo de edad establecido por fechamientos de ^{14}C , que indican la existencia de un hiato entre 12,100-7,160 a. cal AP. Este hiato equivale a ca. 1 m de sedimento, por tanto el intervalo de traslape entre ambas secuencias se presenta únicamente para edades posteriores a ca. 7,160 a. cal AP hasta el presente. En el periodo comprendido en esta zona II ocurre el emplazamiento de los FVLM, cuya edad fue establecida por TL en 6560 ± 950 años. Estos flujos de lava modificaron la morfología de la cubeta lacustre, reduciendo su área por la formación natural de una barrera de contención para el agua debido al emplazamiento de las lavas. La edad determinada para este fenómeno volcánico coincide con la presencia del hiato en el sondeo N. Se ha propuesto que este hiato pudo haber tenido uno de los siguientes dos orígenes (Ortega et al., 2010): 1) fue el resultado de una regresión en el lago durante el Holoceno temprano, relacionado con condiciones relativamente más secas en comparación con las condiciones actuales. Después de la erosión asociada a la regresión, los FVLM pudieron haber permitido la profundización del lago y el restablecimiento de la sedimentación en este sector. 2) se originó por una transgresión erosiva asociada al emplazamiento de los mismos FVLM, que redujeron el área del lago y desplazaron al cuerpo lacustre que inundó los antiguos litorales en los sectores norte, este y sur (Figura V.4b), lo que provocó la migración de los sistemas de depósito y el aumento del tirante de agua; probablemente el lago haya alcanzado una extensión superficial similar a la actual (Ortega et al., 2010) (Figura V.4a). Se considera que el potencial aumento en el volumen del lago, después del supuesto evento transgresivo, podría haber duplicado el tirante de agua original en el lago y probablemente el inferido aumento de la humedad es relativo.

En el sondeo C no se presenta aparentemente ninguna perturbación en el registro, ni en sus parámetros geoquímicos ni en los magnéticos, con excepción de un pico en χ (~7,950 a. cal AP), pero la diferencia en edad con el reinicio de la sedimentación es de casi 700 años, por lo que es poco probable su relación. Tampoco se observan en él evidencias del depósito de los sedimentos removidos por una erosión transgresiva, tales como un

incremento en las tasas de sedimentación, o en el tamaño de grano. Únicamente se reconoce la presencia de fragmentos herbáceos que pudieran indicar la existencia de material biogénico removido desde el litoral y redepositado en la zona central. El depósito de la facies CD es la única evidencia de cambios en la sedimentación, aunque se presenta alrededor de 1,000 años antes de la reanudación de la sedimentación en el sondeo N (facies NF). Por otra parte, en el sondeo N no hay rasgos que sugieran exposición aeróbica prolongada de los sedimentos (p.e. oxidación, paleosuelos, superficies endurecidas, grietas de desecación, etc.), y que por lo tanto apoyen la hipótesis de la regresión y la consecuente disminución del nivel lacustre. Las evidencias aquí encontradas no son concluyentes para apoyar la ocurrencia de uno u otro de los procesos que ocasionaron el hiato. Para la porción central del lago se estima que pudo haber tenido por lo menos una profundidad de 20 m, incluso durante la etapa del hiato en la zona N, ya que en este sondeo no se presenta aparentemente ninguna perturbación en el registro, lo que indica que las condiciones fueron relativamente profundas desde antes del periodo de ocurrencia del hiato.

Zona I (4,000 a. cal AP – al presente)

En la última etapa se registra el mayor cambio en la sedimentación lacustre. Este periodo está dominado por los componentes terrígenos en ambos sondeos. La alternancia de estratos de limo rojizo con horizontes de arena en el sondeo N, y de arcilla limosa en el C, sugieren variaciones en la energía de las corrientes superficiales que erosionaron, transportaron y finalmente depositaron los terrígenos. El sedimento fue derivado tanto de la erosión de materiales volcanoclásticos frescos como de materiales alterados y suelos. En este ambiente erosivo existen dos intervalos con aumento en diatomeas, uno en la base del sondeo C (facies diatomácea CF, 3,760–3,590 a. cal AP), diferente de su equivalente en el sondeo N (facies clástica NC), con bajo contenido de éstas, debido posiblemente a una ligera disminución en el aporte de terrígenos, que permitió la proliferación de organismos en la región central de lago. El otro es en el sondeo N en la facies diatomácea ND (1,360–880 a. cal AP), que solo se ve reflejada en un ligero aumento en diatomeas en su correspondiente el sondeo C (facies clástica CB), sin llegar a ser dominantes en éste.

En algunos intervalos discretos de la facies NC del sondeo N (entre 2,916-1,400 a. cal AP), las diatomeas tienen una pobre preservación y son los fitolitos la fracción bioclástica mejor conservada. Estas características indican que hubo pulsos de intensa erosión, probablemente debido a fuertes precipitaciones, esporádicas o periódicas, en presencia de un terreno con poca cubierta arbórea en el que los suelos resultaron expuestos a la erosión. Estas evidencias sugieren la ocurrencia de importantes variaciones climáticas, en las cuales la precipitación pudo haber sido el factor que controló la erosión.

El color pardo oscuro rojizo de los sedimentos implica la acumulación de una fracción clástica relativamente rica en óxidos u oxihidróxidos de Fe formada por el intemperismo, o la alteración de minerales de Fe y su posterior conservación en el lago en un ambiente óxico. Los indicadores de la fracción terrígena (χ , Ti y Fe), señalan el establecimiento de una etapa con alto aporte de material detrítico (facies clásticas NA, NB, NC, CA, CB y CC), con un aumento paulatino hacia la cima del intervalo (Figura V.5), intercalado con pequeños intervalos de menor aporte de terrígenos. A pesar de que en ambos sondeos la χ es alta, existen pequeñas diferencias entre las crestas de ambos sitios, asociadas a las divergencias derivadas de los modelos de edad. Los valores de concentración del sondeo N son ligeramente más altos que en el C, sugiriendo mayor cantidad de aporte detrítico en la zona litoral, típico de ambientes lacustres (Nichols, 2009). La mineralogía magnética encontrada en la zona es Ti-magnetita pobre en Ti, evidenciada en las gráficas de concentración magnética para ambos sondeos (Figuras IV.9 y V.5). La curva de HIRM (Figura V.8), indica que algunos intervalos presentan mayores proporciones de hematita (alto HIRM). Sin embargo, ya que los minerales antiferromagnéticos tienen débil ferromagnetismo, solo contribuyen de manera significativa a la magnetización total de sedimentos, cuando el total del material antiferromagnético representa por lo menos el 90 % (en masa) de las fases magnéticas (Frank y Nowaczyk, 2008; Lascau et al., 2010). La hematita es entonces la responsable de las tonalidades rojizas en los sedimentos. Estas mineralogías han sido heredadas de las rocas y suelos circundantes al lago y transportadas por corrientes fluviales.

Los parámetros de los ciclos de histéresis indican la presencia de partículas MD, SD y SP en todo el intervalo. En observaciones de ME se encontraron cristales individuales de Ti-magnetita entre 20 y 70 μm (MD), que no habían sido encontrados en el resto de la secuencia. Los intervalos con menor χ , se caracterizan por el aumento aparente en la

cantidad de partículas finas (SD, >ARM/IRM₁₀₀) en ambos sondeos (Figura V.13). Estos intervalos con mayor abundancia de partículas SD son 3,250-2,900 y 1,250-850 a. cal AP en el sondeo N y en 4,000, 3,700-3,200, 2,600-1,800, 1,500-900 y 400 a. cal AP al presente en el sondeo C (facies ND, NC, CB y CC). El contenido de partículas SP (χ_{fd} /Ms y χ_{fd}) es abundante en ambos sondeos.

En contraste con los indicadores terrígenos, los indicadores biogénicos muestran un decremento en esta zona. El alto aporte terrígeno diluye la concentración de restos de los organismos. El Si/Ti (Figura V.6) muestra valores bajos y una disminución aún mayor hacia la cima, lo que señala la disminución paulatina en la cantidad de sílice biogénica (frústulas de diatomeas); esto ocurre más rápido en el sondeo N por tener mayor influencia detrítica que el C. Se presentan dos lapsos con altas concentraciones de sílice biogénica (3,000 y 1,200 a. cal AP del sondeo N y 3,600, 2,900 y 1,000 a. cal AP del C), que coinciden con los intervalos de escasa sedimentación detrítica (bajos valores de χ , Ti y Fe). El TOC varía de forma opuesta a χ , debido en parte al efecto de dilución por la fracción terrígena. Éste es mayor en el sondeo C (hasta 10 %), ya que esta región se encuentra menos sujeta a la acumulación de terrígenos. Las diferencias en C/N entre los dos sondeos son también efecto de la posición de los sitios de muestreo respecto al litoral; el sondeo N tiene mayores valores por la mayor acumulación de MO terrestre. Respecto a las zonas inferiores (IV, III y II), el C/N presenta los valores más bajos de la secuencia.

Las elevadas proporciones de terrígenos encontradas en esta zona indican un incremento en la intensidad de los procesos erosivos sin precedente, lo que representa un cambio notable en las condiciones ambientales, en relación a las zonas inferiores de la secuencia. Aunque estos procesos erosivos se reconocen claramente en ambos sondeos, en el sondeo central C es posible observar una mayor variabilidad y de mayor amplitud en parámetros como TOC y Mn/Ti, además de χ , Ti y Fe. Otra característica única de la zona I es el aumento en la relación Mn/Ti del sondeo C. Como se mencionó en la sección V.2 de este capítulo, no es posible establecer la correlación uno a uno de los picos de χ de ambos registros, aunque sí se reconocen zonas de mínimos y máximos (M2 y M1, Figura V.1), que permiten realizar una correlación general. Sin embargo, en los parámetros TOC y Mn/Ti no es tan clara la correlación entre ambos sondeos. Incluso, el TOC llega a presentar una variación inversa entre ellos. La causa de esta falta de correlación entre los

sondeos se debe a la ubicación de los sitios. En el sondeo N, la cercanía del litoral resulta en una dominancia de la sedimentación clástica que obscurece variaciones más sutiles en los procesos ambientales. En contraste, en el sondeo C (zona central del lago) la menor acumulación de clastos permite identificar notables variaciones ambientales expresadas en TOC y Mn/Ti. Sólo aquellas variaciones que se piensa son las mayores, se reconocen en ambos sondeos, como aquellas presentes alrededor de los años 2,900 y 1,000 a. cal AP.

Los procesos erosivos identificados en los componentes terrígenos ocurrieron en forma de pulsos de diferente duración e intensidad (Vázquez et al., 2010), y en ellos se reconoce un patrón recurrente, que se describe a continuación. Una vez iniciado el proceso erosivo, las partículas detríticas llegan hasta la región central del lago (sondeo C), donde se acumulan. A medida que disminuye la intensidad de la erosión, los detritos tienen un alcance más restringido hacia el interior del lago, por lo que cesa su acumulación en C. En tanto, continúa su deposición en la región cercana al litoral, por lo que ésta tiene una mayor duración en el sondeo N, lo que causa la dilución de TOC. A la vez que disminuye la acumulación de terrígenos en C, aumenta la concentración de MO y también se incrementa la relación Mn/Ti. El primer pulso erosivo en esta zona inicia en ca. 3,850 a. cal AP, se prolonga hasta alrededor de 3,250 a. cal AP en el sondeo N, y en C tuvo una duración de alrededor de 250 años. Un siguiente pulso en el sondeo N tuvo una mayor duración, que inicia en ca. 2,900, hasta 1,300 a. cal AP, y está caracterizado por una intensa acumulación de terrígenos, interrumpida por dos periodos de menor erosión, en 2,550 y 2,050 a. cal AP, el primero de ellos con un decremento en χ mayor. En este periodo de aproximadamente 1,600 años (de acuerdo al modelo de edad en N), en C se distinguen dos intervalos, uno entre 3,100-2,500 a. cal AP, y el segundo entre 1,800-1,400 a. cal AP. A partir de 900 a. cal AP se inicia en el sondeo N el tercer y último pulso erosivo, durante el cual en el C se reconocen dos periodos, el primero entre 700-400 a. cal AP, y el segundo corresponde a los últimos 200 años.

El Mn/Ti en el sondeo C indica una interfase agua-sedimentos más oxigenada en esta zona, congruente con la naturaleza masiva de los sedimentos, lo que sugiere una mezcla más intensa o más prolongada de la columna de agua que permite la oxigenación en el fondo. La asociación de diatomeas en el sondeo N en el intervalo entre 3,900-1,400 a. cal AP (2000 a. cal AC-570 a. cal DC), indica una disminución en los niveles lacustres

(Ortega et al., 2010). Esta reducción en el nivel del lago pudo haber sido uno de los factores que favorecieron la oxigenación del fondo. Para el periodo entre 3,700-1,400 a. cal AP, Torres (2010), observa una reducción de *Quercus* y *Alnus* acompañada con incremento en herbáceas. Ambos proxies (diatomeas y polen), indican una tendencia regional hacia condiciones más secas. Sin embargo, Lozano et al. (2010) y Torres (2010) aportan evidencias de la existencia de actividad agrícola en la cuenca de Zirahuén por presencia de polen de maíz desde hace 3,560 a. cal AP; por lo que la reducción de los bosques también pudo ser resultado del impacto humano.

En este escenario, los altos valores de χ_f , Ti y Fe se interpretan como resultado de una alta erosión debida al menor desarrollo de vegetación. En estas condiciones de poca cubierta arbórea, los suelos poco protegidos son más susceptibles a la erosión, sobre todo cuando ocurren fuertes precipitaciones esporádicas o periódicas. La acumulación rápida de sedimentos indica también intensas precipitaciones posiblemente asociadas con tormentas. La presencia mayoritaria de partículas gruesas (MD) en esta zona, argumenta en el mismo sentido. Las partículas detríticas angulosas a subangulosas, sugieren corta distancia de transporte al lago, lo que también colabora en el engrosamiento de la fracción detrítica, aunque junto con esta también ingresan al lago partículas de diversas granulometrías. En las etapas de menor ingreso de terrígenos, se produce un aparente aumento en la proporción de partículas finas SD en ambos sondeos, generada principalmente por la falta de la fracción gruesa, por lo que indica periodos de condiciones de baja erosión-sedimentación (alto ARM/IRM₁₀₀ y baja χ).

En el sondeo N, para el periodo entre 2,800-1,750 a. cal AP (facies clástica NC), el ligero aumento en los valores de TIC, Sr/Ti y Mn/Ti, sugieren un bajo nivel lacustre en donde ocurre la incipiente precipitación de carbonatos. El incremento de la circulación en el fondo y el bajo nivel lacustre influiría en el incremento en Mn. La precipitación de carbonatos puede estar relacionada a cambios en la concentración iónica del lago, donde altas concentraciones implican un bajo balance en precipitación/evaporación relacionado con condiciones secas (Eugster y Hardie 1978). Los altos valores de TIC, la precipitación incipiente de carbonatos y la abundancia de la diatomea epifítica *D. elliptica*, sugiere periodos de mayor concentración iónica (Ortega et al., 2010). Lo anterior puede representar el inicio del establecimiento de condiciones más secas en toda la zona. En el periodo de 3,150-1,950 a. cal AP (Preclásico tardío, 1200-1 cal AC). Lozano et al. (2010),

reporta condiciones de menor humedad con base en las tasas de acumulación polínica y χ . Estas condiciones más secas tienen su culminación alrededor de 1,000 a. cal AP.

El periodo comprendido entre 500-1,000 a. cal DC (1,450-950 a. cal AP), es conocido en la cronología arqueológica como Clásico tardío. Éste ha sido descrito como un periodo de condiciones muy secas que persistieron por ca. 500 años y es clave para explicar el abandono de sitios por la cultura Maya en Mesoamerica (Hodell et al., 2005a; Brenner et al., 2001; Rosenmeier et al., 2002; Haug et al., 2003). Para esta misma etapa se han reportado periodos de sequía en el centro de México (O'Hara et al., 1994; Metcalfe et al., 1994; Goman y Byrne, 1998; Metcalfe et al., 2000; Caballero et al., 2002), Nayarit (Vázquez et al., 2008), e incluso el golfo de California (Barron et al., 2003).

En esta secuencia, el Clásico tardío se presenta como un intervalo con baja cantidad de aporte detrítico (baja χ), bajo C/N, aumento en Si/Ti y moderado TOC, que en conjunto apuntan hacia condiciones de sequía, ya que la MO existente es principalmente acuática, lo que sugiere escaso desarrollo de vegetación externa. Lozano et al. (2010), Ortega et al. (2010), Torres (2010) y Vázquez et al. (2010), reportan condiciones secas para el mismo periodo en Zirahuén. En el lago de Pátzcuaro, Mich., los datos señalan la ocurrencia de una serie de sequías entre 750-1000 a. cal DC, con reducción del nivel del lago entre 4 a 5 m (O'Hara et al., 1993; O'Hara, 1993). Metcalfe et al. (2007), reportan también evidencias de condiciones secas para este periodo en el lago de Zacapu, Mich.

El periodo Postclásico (1,000-1,500 a. cal DC) en Zirahuén, se caracteriza por aumento en las tasas de erosión, y se ha reportado que coincide con el periodo de mayor esplendor del imperio Purépecha o Tarasco en el estado de Michoacán (O'Hara et al., 1993; Pulido et al., 1996; Lozano et al., 2010). En este trabajo se presenta como un periodo de alta erosión de la cuenca (alta χ y Ti). Davies et al. (2004), también reportan altos niveles de erosión para este periodo en Zirahuén. Lo anterior también es comparable con datos de la región aledaña de Pátzcuaro (Fisher et al., 2003).

De la misma manera que en el Clásico tardío, los datos en Zirahuén indican varios periodos con condiciones similares de baja cantidad de aporte detrítico a lo largo de la zona I (baja χ , Fe y Ti), bajo C/N, aumento en Si/Ti y moderado TOC, que indican escaso desarrollo de vegetación externa y condiciones de sequía (ya sea iguales, parecidas o

incluso mayores en intensidad). Estos periodos de condiciones climáticas similares los podemos ubicar entre 3,600-3,000 a. cal AP (1,650-1,050 a. cal AC), 2,600-1,900 a. cal AP. (650 a. cal AC-50 a. cal DC), y 400-150 a. cal AP (1,550-1,800 a. cal DC). Las condiciones de mínima erosión reconocidas en el sondeo N, y que por tanto pueden reflejar los mayores cambios en los procesos erosivos, se centran en ca. 3,100 y 1,200 a. cal AP, este segundo dentro del periodo Clásico tardío, mencionado anteriormente.

El periodo entre 1,550-1,800 a. cal DC, se encuentra dentro de una etapa más amplia que ha sido documentada a nivel mundial, y conocida como *La Pequeña Edad de Hielo* (“*Little Ice Age*”, *LIA*). La *LIA* es conocida como un periodo de temperaturas frías en Europa y Norteamérica, de avance de los glaciares en los Alpes suizos, e incremento en la circulación atmosférica en Groenlandia (O’Brien et al., 1995). La *LIA* fue regionalmente variable, y se manifiesta de diferentes formas en el registro climático como cambios en la temperatura superficial del mar, descenso de precipitaciones, cambios en la ITCZ, etc. (Hodell et al., 2005b). La *LIA* se ha reportado en distintos intervalos entre 1,300-1,850 a. cal DC para regiones diversas (Bradley et al., 2003; Haug et al., 2003; Vázquez et al., 2008; Laprida et al., 2009).

El registro en Zirahuén para la *LIA*, marca la disminución de la erosión (baja χ) y establecimiento de condiciones más secas desde 1,550 a 1,800 a. cal DC. En algunas otras regiones de la República Mexicana como el norte de la península de Yucatán, se han reportado condiciones secas para el inicio de la *LIA* (desde el siglo XV) (Hodell et al., 2005b). Ésto también se cree que afectó los ya escasos asentamientos de la civilización maya durante el periodo Posclásico tardío (Gill, 2000). En Santa María del Oro, Nay., se presentan fluctuaciones entre condiciones relativamente húmedas alternadas con episodios más cálidos y secos entre 1410 y 1830 a. cal DC (Vázquez et al., 2008; Sosa-Nájera et al., 2010). En estudios de dendrocronología en Durango (NW de México), se reporta la peor sequía de los últimos 700 años entre 1540 y 1579 a. cal DC, y otra entre 1857 y 1872 a. cal DC (Cleaveland et al., 2003). En Los Tuxtlas, Ver., se reportan bajos niveles lacustres entre 1785 y 1885 a. cal DC (Caballero et al., 2006).

Por otro lado, se ha observado que periodos fríos en los registros históricos, presentan buena correlación con baja actividad de manchas solares (Bradley et al., 2003). Al comparar la información del presente estudio con los periodos de más baja actividad de

manchas solares o de no existencia de las mismas en los últimos 5,000 años, solo se puede verificar lo anterior para eventos específicos como el periodo conocido como mínimo de Maunder, ocurrido entre 1645-1715 a. cal DC, el cual presenta buena correlación con la información citada para la LIA.

Para los periodos comprendidos entre 650 a. cal AC-50 a. cal DC, correspondiente a la parte final del periodo arqueológico Preclásico tardío (1200-1 a. cal AC), y entre 1,650-1,050 a. cal AC etapa previa e inicio del periodo arqueológico citado, aun no se cuenta con información climática precisa para este sitio, que apoye el clima seco interpretado con los datos del presente trabajo.

V.7 IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

La secuencia del lago Zirahuén, Mich., analizada en el presente estudio, corresponde con un registro sedimentario de los últimos 17,000 a. cal AP. De acuerdo con las evidencias mostradas, las distintas etapas pueden analizarse con base en cuatro periodos de características climáticas distintas. Para comparar la presente interpretación, se analizan evidencias de estudios paleoclimáticos disponibles para los últimos 18,000 años en la parte central de México, como el lago de Patzcuaro, Zacapu y Cuitzeo en Michoacán, la cuenca del Alto Lerma, Chalco y Texcoco en el estado de México, y Tecocomulco, Hgo. La información climática es más detallada para los últimos 4,000 años, debido a que se poseen más datos en los registros citados.

Pleistoceno tardío (ca. 17,000–12,100 a. cal AP)

Las evidencias mostradas para este intervalo indican un clima ligeramente más seco que el actual hacia la base del intervalo, con un ambiente litoral de bajo nivel lacustre (~1m) antes de ca. 14,000 a. cal AP y con un ligero aumento de la humedad hacia la cima del mismo. Esto indica condiciones secas para el Pleistoceno tardío. Las evidencias palinológicas presentadas por Torres (2010) y las asociaciones de diatomeas presentadas por Ortega et al. (2010), sugieren también que las condiciones climáticas en el lago de Zirahuén para el Pleistoceno tardío eran más frías y menos húmedas que en el presente, las cuales tuvieron un ligero incremento en la humedad entre 15,200 y 12,100 a. cal AP,

marcado por un ligero incremento en el nivel lacustre y un cambio en la vegetación arbórea.

Se ha reportado que para el final del UMG, las condiciones climáticas cambiaron de relativa humedad hacia más áridas en ca. 18,000 a. cal AP, para la región central de la FVT, e incluso para latitudes al sur de la península de Yucatán (Hodell et al., 2008). La presencia de ambientes más secos que los actuales en el centro y este de la FVT puede explicarse por la migración al sur de la ZCIT y de los vientos alisios, principal fuente de humedad para la región, lo que causó la disminución de las precipitaciones para la parte central del territorio mexicano (Liu et al., 2009). Este periodo representa el inicio de la última deglaciación, que coincide con el Evento Heinrich 1, cuando la circulación del Atlántico Meridional dejó de funcionar (McManus et al., 2004). Además, estuvo asociado con un abrupto enfriamiento en Groenlandia, y una disminución en la temperatura superficial del Atlántico Norte subtropical. Es probable que el ligero incremento en humedad registrado en Zirahuén entre 15,200 y 12,100 a. cal AP, se relacione con el periodo de deglaciación propuesto para México por Vázquez-Selem y Heine (2011), en etapas posteriores a 14,000 a. cal AP.

De acuerdo con lo anterior, para la parte central de México, en general se ha interpretado un periodo de aumento de la temperatura a partir del UMG (ca. 18,000 años). Los datos de distintos registros indican condiciones climáticas más áridas que las actuales en el centro de México y Yucatán, y más húmedas que las actuales del N y NW de México. En las regiones aledañas a Zirahuén como en la cuenca de Zacapu, se han reportado bajos niveles lacustres entre 18,000 y 10,000 a. cal AP (Metcalf, 1995; Ortega et al., 2002) (Figura V.16). En el lago de Cuitzeo, Israde et al., (2002) reporta bajos niveles lacustres entre 18,000-8,000 a. cal AP y Velázquez (2003) reporta ambientes lacustres someros entre 21,000 y 10,000 a. cal AP. Se han reportado además condiciones de sequía para el Pleistoceno tardío hasta 14,000 a. cal AP en la cuenca de Chalco (Lozano y Ortega, 1994; Caballero y Ortega, 1998; Ortega et al., 2000); sequías anteriores a 14,000 a. cal AP para el lago de Texcoco (Lozano y Ortega, 1998); sequías para el Pleistoceno tardío (18,000-10,000 a. cal AP) y Holoceno temprano en Petén Itzá, sur de la península de Yucatán (Hodell et al., 2008); e incrementos en erosión para el fin del periodo glacial en la cuenca de Babícora, Chihuahua (Urrutia et al., 1997). Los registros paleopedológicos del Glacis

de Buenavista, Morelos, sugieren fuertes lluvias alternadas con periodos secos (Solleiro-Rebolledo et al., 2003; Díaz-Ortega et al., 2010; Solleiro-Rebolledo et al., 2011).

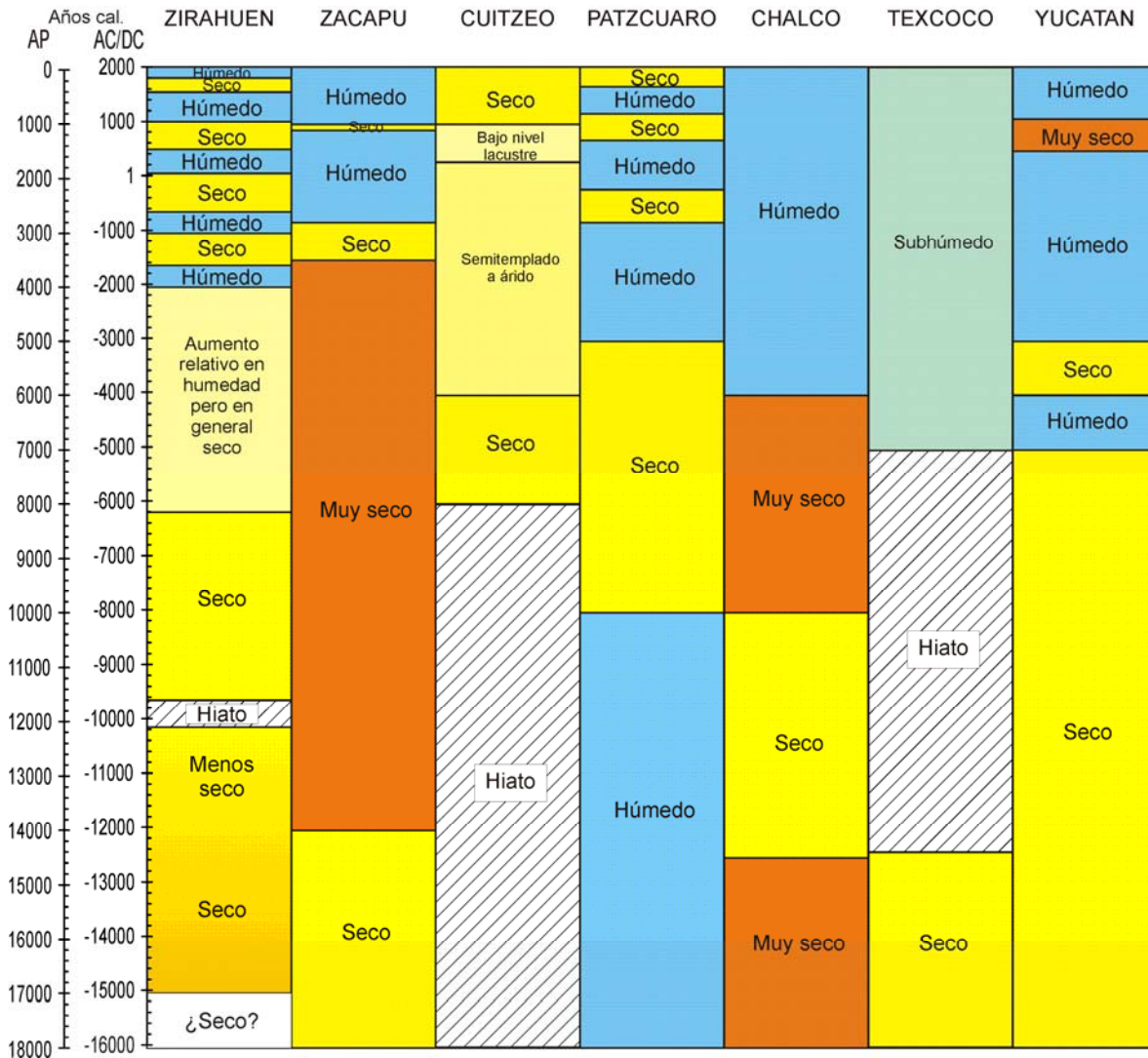


Figura V.16 Síntesis de información paleoclimática para los últimos 18,000 años en los principales registros de la porción central de México. Zacapu (Metcalf, 1995; Ortega et al., 2002), Cuitzeo (Israde et al., 2002), Chalco (Lozano y Ortega, 1994; Caballero y Ortega, 1998); Chichancanab y Petén Itzá en la península de Yucatán (Hodell et al., 2005a y 2008), Pátzcuaro (Bradbury, 1997 y 2000), y Texcoco (Lozano y Ortega, 1998). Los colores amarillo y naranja indican menor a mayor intensidad de sequía respectivamente, y los tonos de azul de menor a mayor humedad (más oscuro).

La información reportada en los estudios paleoclimáticos mencionados es consistente con los datos interpretados a partir de la presente investigación. Sin embargo, actualmente

existe una controversia en relación con los datos reportados para la cuenca de Pátzcuaro, donde se han reportado condiciones más húmedas que persistieron desde el UMG hasta ca. 10,000 a. cal AP. La información del registro del lago de Pátzcuaro sugiere para este periodo, la existencia de ambientes húmedos interpretados con base en el desplazamiento de los vientos del oeste hacia latitudes meridionales como el centro-oeste de la FVT, provocando un incremento en la precipitación de invierno y originando un incremento en los niveles lacustres de dicho lago (Bradbury, 1997 y 2000). Este mecanismo es congruente con el descenso de la línea de equilibrio de los glaciares (ELA) registrado en el volcán Tancítaro (Vázquez-Selem y Heine, 2011); sin embargo, no explica las condiciones secas que prevalecieron en la cuenca de Zacapu o la muy baja tasa de sedimentación en Cuitzeo entre 21,000 y 10,000 a. cal AP., además de que la presencia de altos valores de esporas de Isoëtes para este periodo en Pátzcuaro (Bradbury, 2000), contradice la ocurrencia de niveles lacustres altos. Bradbury (2000), considera que Pátzcuaro podría haberse congelado estacionalmente durante el UMG y el Glacial tardío; esto es poco factible porque requeriría de un descenso en la temperatura de más de 12 °C, lo que se encuentra fuera del rango estimado por el descenso de la ELA entre 6 ° y 8 °C (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Se ha sugerido una posible explicación en la fuente de precipitación, con base en el incremento de la frecuencia e intensidad de los nortes durante el UMG, mecanismo que en la actualidad aporta humedad durante el invierno en el centro-oriental de México, y que podría haber aumentado la precipitación de invierno en esta región (Lozano-García et al., 2007). Este mecanismo explicaría el desarrollo de los glaciares en las montañas, en un ambiente frío con menor precipitación de verano, debido a la migración de la ZCIT al sur, produciendo una reducción de la estacionalidad y de la temperatura, y favoreciendo una menor evapotranspiración (Caballero et al., 2010).

El presente trabajo apoya la interpretación realizada por los distintos registros paleolimnológicos y polínicos de condiciones más secas (y frías) en la región durante y después del UMG, considerando como mecanismo causal el desplazamiento latitudinal de la ZCIT a una posición más al sur. Se considera difícil la posibilidad de que sólo el análisis paleoclimático de Pátzcuaro, presente evidencias de humedad para este periodo y todos los registros de los lagos cercanos argumenten lo opuesto.

Límite Pleistoceno-Holoceno (12,100–11,600 a. cal AP)

El periodo de cambio abrupto de condiciones climáticas frías a templadas conocido como Younger Dryas (YD, 12,900-11,570 a. cal AP) (Barron et al., 2004; Hodell et al., 2008), no pudo ser observado en los sondeos analizados en este trabajo debido a la ocurrencia de un hiato para este intervalo de tiempo. Este hiato en Zirahuén correlaciona con hiatos documentados en distintos lagos (Figura V.16), aunque estos son muy prolongados en varios registros y el reinicio de la sedimentación no es sincrónico, p. ej., en Cuitzeo entre 21,000-10,000 a. cal AP (Israde et al., 2002), en Texcoco entre 17,500-7,000 a. cal AP (Lozano-García y Ortega, 1998) y 14,400-6,140 a. cal AP (Bradbury, 1989) y en Tecocomulco entre 18,500-3,500 a. cal AP (Caballero et al., 1999). Los registros de Zacapu y Cuitzeo indican condiciones relativamente secas entre 10,000-5,000 a. cal AP. Estos datos sugieren un periodo de bajos niveles lacustres y condiciones relativamente secas, para la transición Pleistoceno-Holoceno. Los registros paleopedológicos en el Glacis de Buenavista, Morelos (Solleiro-Rebolledo et al., 2003; Díaz-Ortega et al., 2010), indican flujos de lodo asociados con fuertes lluvias alternadas con periodos secos. En el golfo de California (Barron et al., 2004), los sedimentos marinos indican para este periodo (12,900-11,600 a. cal AP), condiciones tropicales persistentes. Por otro lado, de acuerdo a lo mencionado en el apartado anterior, para el lago de Pátzcuaro se ha interpretado una profundización (Bradbury, 2000), que contrasta con los registros de los lagos cercanos.

Se puede concluir que en Zirahuén aunque no se tiene el registro para este periodo, el YD muy probablemente presenta condiciones secas, ya que tanto su registro sedimentario anterior como posterior indica dichas condiciones climáticas, además de que el hiato en si, también sugiere condiciones secas en general. Estas condiciones climáticas inferidas podrían estar también relacionadas con el periodo de deglaciación sugerido para México, posterior a 14,000 a. cal AP (Vázquez-Selem y Heine, 2011). De acuerdo a estos autores, la secuencia de eventos glaciares en el volcán Tancítaro (cercano a Zirahuén), muestra un proceso de contracción de los mismos entre 13,500 y 11,600 a. cal AP, lo que concuerda con las condiciones secas inferidas para el límite Peistoceno-Holoceno.

Holoceno temprano (11,600–8,150 a. cal AP)

Las condiciones climáticas para el Holoceno temprano en Zirahuén, son ligeramente más húmedas que la zona anterior, pero en general aún secas, más secas que las actuales y bastante estables a lo largo del tiempo. La fina laminación se asocia con un periodo de estacionalidad más marcada, durante épocas de estratificación más intensa o duradera en la columna de agua y bajo aporte de sedimentos por erosión o un aumento en el nivel lacustre. Esta estacionalidad más marcada podría estar relacionada con el proceso de mezcla incompleta de la columna de agua o atelomixis (Tavera y Martínez, 2005), producida en lagos tropicales profundos donde siempre existe una pseudoestratificación, debido a los organismos planctónicos que viven en esta, y que se ha demostrado que ocurre actualmente en Zirahuén.

Lo anterior sugiere un Holoceno temprano ligeramente menos seco. En otros registros de la región como en el lago de Zacapu, condiciones áridas persisten hasta 4,800 a. cal AP (Ortega et al., 2002), aunque se han reportado también evidencias de que probablemente pudo haber condiciones relativamente húmedas (Caballero y Ortega, 1998; Ortega et al., 1999). También se ha reportado para el lago de Zacapu entre 9,000 y 8,200 a. cal AP, condiciones templadas subhúmedas (Xelhuantzi, 1991). En Cuitzeo se ha reportado que condiciones de sequía persistieron hasta 6,000 a. cal AP (Israde et al., 2002). Sin embargo en Pátzcuaro aún se reportan altos niveles lacustres, aunque para el periodo posterior a 10,000 a. cal AP se sugieren condiciones más secas (Bradbury, 1997 y 2000). Por otro lado, en Chalco se sugiere ascenso de niveles lacustres entre 14,000 y 10,000 a. cal AP (Lozano y Ortega, 1994; Caballero y Ortega, 1998), y descenso de éstos por condiciones de sequía entre 10,000 y 6,000 a. cal AP. Los registros paleopedológicos de Tepexpan (Texcoco), sugieren también una fase relativamente húmeda al inicio del Holoceno (Sedov et al., 2010). En los sedimentos del golfo de California se han sugerido condiciones secas para el periodo comprendido entre 11,600-10,000 a. cal AP, y una disminución en las condiciones tropicales entre 10,000-6,200 a. cal AP (Barron et al., 2004). En Petén Itzá, al sur de la península de Yucatán, persisten las condiciones de sequía hasta 7,000 a. cal AP (Hodell et al., 2008) (Figura V.16).

Las condiciones climáticas aquí inferidas (ligeramente más húmedas, pero aún secas), podrían también estar relacionadas con el periodo de deglaciación sugerido para México.

De acuerdo a Vázquez-Selem y Heine (2011), la contracción en los glaciares del volcán Tancítaro, muestra un proceso de contracción de los mismos entre 13,500 y 11,600 a. cal AP, lo que pudo haber tenido como posterior consecuencia un ligero aumento en la humedad del preponderante clima seco de la porción central de la República Mexicana. Flower y colaboradores (2004), sugieren que la falta de sincronía en el calentamiento a lo largo de la zona tropical complica la identificación de los mecanismos que lo producen.

Holoceno medio (8,150–4,000 a. cal AP)

Entre otras características mencionadas en el apartado anterior, las escasas láminas en este intervalo sugieren un periodo con mayor aporte terrígeno que no tuvo un efecto de dilución en la alta productividad orgánica. Los terrígenos quizás se asocian con el fin de una etapa de bajo nivel lacustre, que originó el hiato en la zona litoral. Con base en todo esto, en el Holoceno medio, las condiciones climáticas indican un aumento relativo en humedad.

En registros de espeleotemas de la región de Guerrero, SW de México, se ha reportado aumento en las condiciones de humedad entre 7,200-4,300 a. cal AP (Bernal et al., 2011). Los registros paleopedológicos de Tepexpan (Texcoco), sugieren también una fase relativamente húmeda con claras tendencias a sequía (Sedov et al., 2010). En los sedimentos del golfo de California se ha sugerido una disminución en las condiciones tropicales entre 10,000-6,200 a. cal AP (Barron et al., 2004). En esta etapa parecen haber existido condiciones un poco más húmedas sobre la mayor parte de la República Mexicana (Caballero et al., 2002), excepto en la cuenca de México, aunque la tendencia general en los registros es hacia la aridez (Goman y Byrne, 1998; Metcalfe et al., 2000; Caballero et al., 2002). En la cuenca de Zacapu persisten las condiciones de aridez durante todo el Holoceno medio hasta ca. 3,500 a. cal AP (Metcalfe, 1995; Ortega et al., 2002) (Figura V.16). En el lago de Cuitzeo, se registran condiciones áridas hasta 6,000 a. cal AP y posteriormente semitempladas (Israde et al., 2002). En Pátzcuaro se reportan también condiciones secas entre 10,000 y 5,000 a. cal AP, para posteriormente establecerse condiciones de humedad. Se han reportado además condiciones de sequía entre 10,000 y 6,000 a. cal AP en la cuenca de Chalco (Lozano y Ortega, 1994; Caballero y Ortega, 1998); al igual que sequías alternadas con intervalos menores de humedad para

el Holoceno medio en la península de Yucatán (Leyden et al., 1996; Metcalfe et al., 2000; Hodell et al., 2008).

Estas condiciones climáticas de relativo aumento de humedad, podrían estar asociadas con la incursión de aguas glaciares en el Atlántico norte, enfriándolas y permitiendo que la ZCIT se desplazara hacia el sur, obstaculizando con esto el acarreo de humedad del Caribe hacia esta zona, permitiendo entonces la entrada de humedad hacia la porción suroeste de México y el desarrollo del monzón de Norteamérica (Bernal et al., 2011). Es posible que estas condiciones climáticas también puedan estar asociadas con variaciones en los parámetros orbitales de la Tierra, como se ha propuesto para otras zonas tropicales (Bush et al., 2002 y 2009; Hooghiemstra et al., 1993).

Holoceno tardío (4,000 a. cal AP – al presente)

Se registra el mayor cambio en la sedimentación lacustre, dominado por los componentes terrígenos, que sugieren variaciones en la energía de las corrientes superficiales. Las condiciones climáticas inferidas son secas con inestabilidad ambiental, y tendencia a ser más secas, con pulsos menores que establecen alternancias con condiciones relativamente húmedas. Esto posiblemente se relaciona con fuertes precipitaciones, en presencia de un terreno con poca cubierta arbórea, y altos niveles de erosión antrópica.

Condiciones similares se han encontrado para el lago de Pátzcuaro, con bajos niveles lacustres en general, y pequeños intervalos de ascenso desde hace 5,000 a. cal AP (Bradbury, 2000) (Figura V.16). En Cuitzeo se reporta una fase de clima seco o de actividad antrópica, además de aguas bajas para los últimos 900 años (Velázquez, 2003); por otro lado, Israde et al. (2002) reportan condiciones semitempladas para el inicio del Holoceno tardío, con bajos niveles lacustres a partir de 1,700 a. cal AP y sequías desde hace 1,000 años. En Zacapu se reportan condiciones alternadas de clima árido-húmedo, pero predominantemente árido para todo el periodo (Metcalfe, 1995); para este mismo sitio, a partir de los 2,700 a. cal AP, de acuerdo con Xelhuatnzi (1991), se cambia hacia condiciones templadas semisecas, originando una baja en el nivel lacustre. En la península de Yucatán se presentan también sequías alternadas con intervalos de humedad (Hodell et al., 2005a). Los registros paleopedológicos del valle de Teotihuacan, en el centro de México sugieren episodios intermitentes de alta erosión, desde hace 5,000

a. cal AP (Solleiro-Rebolledo et al., 2011). Los registros de Tepexpan (Texcoco), sugieren un cambio a pedogénesis de tipo seco a partir de 4,600 a. cal AP (Sedov et al., 2010). Los paleosuelos de Tlaxcala también indican presencia de carbonatos en el Holoceno tardío, sugiriendo un clima más seco (Sedov et al., 2009). En registros de espeleotemas de la región de Guerrero, SW de México, se ha reportado un descenso en las condiciones de precipitación (humedad) desde hace 4,300 a. cal AP (Bernal et al., 2011), lo que consideran el establecimiento de las condiciones climáticas que prevalecen hasta la actualidad, relacionadas con un aumento en las actividad del fenómeno ENSO en Sudamérica. Barron et al (2004), sugieren el establecimiento de estas condiciones ENSO para el golfo de California desde hace 6,200 a. cal AP, intensificándose entre 2,800-2,400 a. cal AP.

Los diversos estudios sobre el Holoceno tardío indican un periodo de condiciones áridas hace aproximadamente 1,000 años, tiempo que coincide con la culminación de la etapa de sequía reportada para el periodo arqueológico Clásico tardío (500–1,000 a. cal DC), que persistió a lo largo de todo el periodo y afectó gran parte de la Republica Mexicana. Condiciones similares se han reportado para diversos sitios del centro de México como Zacapu, Zirahuén y Pátzcuaro, Mich., Los Tuxtlas, Ver., el Alto Lerma, Mex. (O'Hara, 1993; O'Hara et al., 1993; O'Hara et al., 1994; Metcalfe, 1995; Goman y Byrne, 1998; Metcalfe et al., 2000; Caballero et al., 2002; Davies et al., 2004; Ortega et al., 2006; Metcalfe et al., 2007), el golfo de California (Barron et al., 2003), Nayarit (Vázquez et al., 2008) y sureste de México (Hodell et al., 2005a). Y este periodo de condiciones secas se argumenta como una posible causa del abandono de ciudades pobladas por la cultura Maya en Mesoamerica (Brenner et al., 2001; Rosenmeier et al., 2002; Haug et al., 2003; Hodell et al., 2005a y 2008). En el presente trabajo se confirma la presencia de este periodo de sequía, mismo que ha sido reportado mediante estudios palinológicos y estratigráficos en esta secuencia por Lozano et al. (2010), Ortega et al. (2010), Torres (2010) y Vázquez et al. (2010).

Los procesos erosivos durante el Holoceno tardío se encuentran muy relacionados con actividades antrópicas. En Zirahuén la presencia humana es evidenciada por polen de *Zea mays*, por lo menos desde hace 3,500 años (Torres, 2010), que sugiere un vinculo directo entre las actividades humanas y los procesos erosivos de la región. Las evidencias de asentamientos en la zona, reportan actividad en la cuenca de Pátzcuaro desde hace

3,600 años (Watts y Bradbury, 1982). Otros trabajos reportan también ocupación de sitios en dicha cuenca (O'Hara et al., 1993; Fisher et al., 2003). Arnauld et al. (1993) y Carot (1994) indican que cerca de Zirahuén existieron importantes sitios culturales durante el Clásico, lo que sugiere altas posibilidades de haber existido asentamientos en Zirahuén antes de la época de la conquista. La baja erosión encontrada en Zirahuén para el periodo Clásico tardío al igual que en Pátzcuaro, se atribuye a la baja precipitación (Davies et al., 2004; Metcalfe et al., 2007), aunque el descenso en población pudo también haber estado relacionado con ésta.

El periodo Postclásico (1,000-1,500 a. cal DC), se caracterizó por aumento en las tasas de erosión en la cuenca; todos los proxies indican un fuerte impacto en el ecosistema terrestre y se ha reportado que coincide con el periodo de mayor esplendor del imperio Purépecha o Tarasco en el estado de Michoacán (O'Hara et al., 1993; Pulido et al., 1996; Lozano et al., 2010). En el presente trabajo se interpreta como un periodo con altas tasas de erosión producidas en la cuenca de captación del lago, que coinciden con la presencia de polen de maíz (Lozano et al., 2010; Torres, 2010). Davies et al. (2004) reportan este periodo con alta erosión, y sugieren que es comparable con datos de la región aledaña de Pátzcuaro (Fisher et al., 2003). Las ciudades densamente pobladas producen severas consecuencias en el ambiente como deforestación que altera la hidrología cercana a los lagos, cambiando el drenaje superficial, y la recarga de los mantos acuíferos. Sin embargo no se debe descartar que muchos de estos cambios también se encuentren relacionados con variaciones a gran escala, tanto de los océanos, como de los patrones de circulación atmosférica (vientos del este, nortes, etc.).

Durante la "Pequeña Edad de Hielo" (ca. 1500–1800 a. cal DC), el registro de Zirahuén marca la disminución de la erosión y establecimiento de condiciones más secas. En regiones como el norte de la península de Yucatán se han reportado condiciones secas para el inicio de la LIA (desde el siglo XV) (Hodell et al., 2005b). En Veracruz se reportan bajos niveles lacustres entre 1785-1885 a. cal DC (Caballero et al., 2006). Hodell y colaboradores (2005b), han sugerido que su ocurrencia se debe a un decremento en precipitación como fenómeno regional (circum-caribeño), debido al desplazamiento hacia el sur de la ZCIT. Sin embargo, también se ha sugerido la existencia de un vínculo entre periodos fríos en altas latitudes del Atlántico norte y los climas secos en la porción norte de Sudamérica (Haug et al., 2001), tal y como se observa para la etapa de la LIA en la

cuenca Cariaco, Venezuela, como parte de un patrón mayor de cambios en el océano y atmósfera (Kreutz et al., 1997).

VI. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se realizó una interpretación integral de las condiciones ambientales dentro del lago Zirahuén, así como de su entorno, a través de la aplicación de los métodos del Magnetismo Ambiental en los sedimentos lacustres. Este trabajo proporciona el primer análisis conjunto de dos secuencias lacustres, obtenidas en subambientes sedimentarios distintos dentro del mismo (plataforma y planicie central), que representan los últimos 17,000 años. Los resultados obtenidos a través de la mineralogía magnética como de indicadores no magnéticos, fueron comparados con diversos proxies analizados en los sondeos de forma independiente en otros trabajos (polen y diatomeas). El registro obtenido es uno de los archivos más continuos del centro de México, con los cambios ambientales y climáticos ocurridos durante el Pleistoceno tardío (glacial terminal) y Holoceno.

Los sedimentos se componen de tres facies principales: 1) facies clásticas (NA, NB, NC, NF, CA, CB y CC), 2) facies volcaniclásticas (TP, TJ, T3, T4, T5, V6-V17), y 3) facies diatomáceas (ND, NE, NG, NH, NI, NJ, CD, CE, CF y CG). Las facies volcaniclásticas incluyen dos tefras históricas correspondientes a las erupciones del volcán Jorullo (TJ) y Parícutín (TP), con edades reportadas de 1759–1764 DC para la TJ, y de 1943–1945 DC para la TP. Ambas se consideran como marcadores cronológicos que pueden ser utilizados para correlaciones con otros pozos dentro del lago.

La correlación lateral entre ambos sondeos sólo es posible para edades posteriores a 7,160 a. cal AP, debido a la ocurrencia de un hiato en el sondeo N entre el periodo de ca. 12,100-7,160 a. cal AP (ca. 5,000 años). Las facies sedimentarias que se infiere se encuentran asociadas genéticamente a partir de su correlación estratigráfica y temporal, han sido agrupadas en cuatro asociaciones (AF). La parte inferior de la secuencia, se caracteriza por presentar sedimentos diatomáceos, principalmente masivos (AF4). Hacia la parte media de la secuencia hay un cambio transicional a laminaciones finas, intercaladas con estratificación delgada (AF3 y AF2). La parte superior (AF1) está dominada por sedimentos de las facies clásticas, con estratificación que varía desde algunos milímetros hasta < 3 cm de espesor. El origen de los sedimentos detríticos se deduce que ha sido por acarreo superficial dentro de la misma cuenca, con excepción de los depósitos volcaniclásticos de caída. La actividad volcánica ha sido un factor

fundamental en el control de los materiales acarreados al lago. Ésta proporciona el principal mineral magnético encontrado a lo largo de ambos sondeos (Ti-magnetita). Los depósitos volcanoclásticos representan menos del 1 % del espesor total del depósito, sus espesores delgados indican que se trata de emisiones distales con relativamente bajo impacto en el lago y su entorno, y son más frecuentes en edades anteriores a 4,100 a. cal AP.

Las variaciones de los distintos parámetros magnéticos y no magnéticos a lo largo de la secuencia coinciden con los cambios litológicos mayores de las asociaciones de facies identificadas, por lo que éstas constituyen la base de la zonación propuesta de la columna sedimentaria para la interpretación de condiciones paleoambientales. Estas cuatro zonas son (de antiguo a joven): zona IV (ca. 17,000–12,100 a. cal AP), zona III (ca. 11,600 – 8,150 a. cal AP), zona II (8,150 – 4,000 a. cal AP), y la zona I (4,000 a. cal AP – 2003 a. cal DC).

Zona IV

Las características magnéticas y geoquímicas para este intervalo (bajos χ , Ti y Fe) sugieren poco aporte de material detrítico, asociado con una baja capacidad erosiva y decremento progresivo de ésta a lo largo del tiempo. El bajo aporte terrígeno permite la concentración de los restos de organismos planctónicos en los sedimentos, entre ellos las diatomeas ($>Si/Ti$). Adicionalmente a la Ti-magnetita, se encuentra también en menor proporción hematita hacia la base. La hematita pudo haber sido formada tanto por oxidación de alta temperatura en Ti-magnetitas, durante el proceso de enfriamiento de lavas, o por procesos de oxidación durante el intemperismo. Después de su formación ambas fueron transportadas por arroyos hacia el interior del lago. Existen mezclas de granos desde ultrafinos (SP), hasta gruesos (MD). La mayor concentración de granos SD ($>ARM/IRM_{100}$) es anterior a 13,500 a. cal AP, relacionada con los valores moderados de la fracción detrítica. La presencia de magnetita pura en algunos intervalos, así como la ausencia de la relación entre los indicadores de partículas SP y SD, permite asociar algunos de los valores máximos de ARM/IRM_{100} con una componente relacionada a procesos bacterianos en el lago. Para edades anteriores a 15,000 a. cal AP, se presentan condiciones más oxidantes en el lago, donde también ocurre una incipiente precipitación de carbonatos. En este escenario, la presencia de

hematita sugiere aumento de la evapo-transpiración en la cuenca, asociada a un clima más seco que propició su formación por intemperismo y otros procesos pedogénicos.

El conjunto de evidencias como aguas más concentradas y condiciones óxicas en la interfase agua-sedimento inferidas a través de la precipitación de carbonatos y de la estructura masiva de los sedimentos, la abundancia de material herbáceo, la buena preservación y abundancia de *Isoëtes*, indican bajos niveles lacustres. Reportes de altas proporciones de diatomeas *Cocconeis placentula*, indicadoras de ambientes poco profundos apoyan la interpretación anterior.

A partir de 14,000 a. cal AP y hasta la cima de esta zona se incrementa la productividad, tanto acuática como terrestre. Los reportes de una reducción gradual en la abundancia de la diatomea epífita *Cocconeis placentula* asociada al incremento en los porcentajes de las ticoplanctónicas *Ulnaria ulna*, *Fragilaria contruens* y de la planctónica *Cyclotella ocellata*, asociadas a un incremento en la profundidad del agua apoyan lo anterior. El decremento en *Isoëtes* se interpreta también como un aumento de nivel lacustre, asociado a un incremento gradual en la precipitación que contribuyó al establecimiento de un bosque de *Quercus* y de *Alnus*.

Hacia la parte final de esta zona, desde 12,300 a. cal AP, se presenta una componente de coercitividad intermedia, con Hcr entre 45 y 95 mT, curvas de adquisición de IRM de pendiente suave, y cocientes S_{100} y S_{300} relativamente bajos, altos valores del cociente $SIRM/\chi$, además de altos valores de TOC y S/Ti junto con una baja relación Mn/Ti, características que indican ambientes reductores, en las que se interpreta ocurre la destrucción de los óxidos de Fe y la neoformación de greigita que sugiere que las partículas SP son de origen diagenético. Estas características continúan durante gran parte del Holoceno temprano.

Las evidencias mostradas indican que para el Pleistoceno tardío (ca. 17,000–12,100 a. cal AP), existió un clima ligeramente más seco que el actual (hacia la base del intervalo), con bajos niveles lacustres y un ligero aumento del nivel del lago, y por tanto de la humedad posterior a ca. 14,000 a. cal AP. Ésto indica condiciones secas en general para el Pleistoceno tardío. En general se ha interpretado que después del UMG (de ca. 18,000 años en adelante) hubo un incremento en la temperatura. Este periodo

representa el inicio de la última deglaciación, que coincide con el Evento Heinrich 1, cuando la circulación del Atlántico Meridional dejó de funcionar. Las condiciones climáticas aquí inferidas (secas con tendencia a menos secas), podrían estar relacionadas con el periodo de deglaciación sugerido para México, posterior a 14,000 a. cal AP. Los datos de distintos registros indican condiciones climáticas más áridas que las actuales en el centro de México en registros como Zacapu, Cuitzeo, Chalco, Morelos y Yucatán, con excepción del lago de Pátzcuaro, en el que se han reportado condiciones húmedas que contrastan con la información de todos los registros cercanos. El presente trabajo apoya la interpretación realizada por los distintos registros paleolimnológicos y polínicos de condiciones más secas (y frías) en la región durante y después del UMG, considerando como mecanismo causal el desplazamiento latitudinal de la ZCIT a una posición más al sur, lo que causó la disminución de las precipitaciones para la parte central del territorio mexicano. Se considera un tanto complicada la posibilidad de que solo el análisis paleoclimático de Pátzcuaro, presente evidencias de humedad para este periodo y todos los registros de los lagos cercanos argumenten lo opuesto.

Zona III

Las condiciones climáticas en el Holoceno temprano (11,600–8,150 a. cal AP), son ligeramente más húmedas que en el Pleistoceno tardío, pero en general aún secas, más secas que las actuales y bastante estables a lo largo del tiempo. La baja concentración de minerales magnéticos se debe tanto al escaso aporte de terrígenos como a la disolución de una parte de la mineralogía magnética original. El color gris oscuro de los sedimentos, la preservación de las laminaciones, altos valores de TOC y S/Ti, junto con una baja relación Mn/Ti, son características indicadoras de los ambientes reductores necesarios. El ambiente reductor en la interfase agua-sedimento también se asocia con el aumento del nivel lacustre, lo que favorece una mayor productividad orgánica. El C/N sugiere un mayor desarrollo de vegetación acuática hacia la cima de la zona, posiblemente asociada a la profundización. El alto TOC sugiere un aumento en las condiciones de humedad, en comparación con el Pleistoceno tardío. Reportes de altas proporciones de *Aulacoseira ambigua* para este intervalo, se han interpretado como indicadoras de mayor tirante de agua.

Se presenta la laminación más fina, asociada con un periodo de estacionalidad más marcada, durante épocas de estratificación más intensa o duradera en la columna de agua o posiblemente asociada con el proceso de mezcla incompleta de la columna de agua (atelmixis), típica de lagos tropicales profundos como Zirahuén, y debida a los organismos planctónicos; lo anterior además asociado con bajo aporte de sedimentos por erosión o por un aumento en el nivel lacustre. Disminuye la presencia de Timagnetitas pobres en Ti, heredadas de las rocas y suelos circundantes al lago y se infiere el aumento de greigita de origen autógeno en todo el intervalo, con base en características magnéticas similares a las mencionadas en la cima del Pleistoceno tardío (zona IV). La formación de greigita tiene como producto agregados de partículas muy finas de dominio SP, reconocidas por el valor alto en χ_r/Ms y la dispersión en el Diagrama de Day. Las condiciones climáticas aquí inferidas (ligeramente más húmedas, pero aún secas), podrían aún estar relacionadas con el periodo de deglaciación sugerido para México, posterior a 14,000 a. cal AP., y son similares a las inferidas en registros como Zacapu, Cuitzeo, Chalco, Texcoco y Yucatán, sin embargo en Pátzcuaro aún se reportan altos niveles lacustres, aunque para el periodo posterior a 10,000 a. cal AP se sugieren condiciones más secas.

Zona II

En el Holoceno medio (8,150–4,000 a. cal AP), las condiciones climáticas indican un aumento relativo en humedad. Los indicadores de la fracción detrítica (χ , Ti y Fe), indican bajo aporte terrígeno. Un mayor desarrollo de vegetación pudo ser causa de la baja erosión al estar los suelos mejor protegidos, y el establecimiento de un bosque de pino-encino en los alrededores del lago apoya esta hipótesis. El sedimento se vuelve masivo, desaparecen los Isöetes, la presencia de MO y la abundancia de *Aulacoseira ambigua* var. *robusta*, indican tirantes de agua relativamente altos.

Los sedimentos de la facies clástica NF en la base se asocian con el fin de una etapa de relativo bajo nivel lacustre, que originó el hiato en la zona litoral. Es probable que este hiato esté relacionado más con un evento erosivo asociado a una regresión lacustre, relativamente lenta, debido a que no se presentan altas tasas de sedimentación en el sondeo C, que evidencien erosión excesiva para este intervalo. Una explicación puede ser que haya bajado ligeramente el nivel lacustre, permitiendo a

la actual zona de plataforma estar expuesta o dentro de la zona de oleaje, lo que permitió la paulatina removilización del material. Se considera poco probable que una elevación repentina del nivel lacustre haya ocasionado una erosión por transgresión en la zona litoral, debido a que el único posible evento causante del proceso (FVLM; $6,560 \pm 950$ años), corresponde con una serie de flujos aparentemente emitidos por una fisura, que no muestran señales de haber ocurrido de manera abrupta. Sin embargo, la primera posibilidad tampoco es concluyente, ya que para todo el intervalo se interpretan niveles lacustres mayores. No se descarta la ocurrencia de intervalos menores de condiciones climáticas secas que no hayan podido ser detectados en el presente estudio.

El cociente ARM/IRM_{100} indica una componente importante de granos SD, que se relaciona de forma inversa con la χ , lo que indica un aparente aumento de finos (SD), cuando en realidad lo que sucede es que solo disminuye la cantidad de gruesos que son transportados por acarreo fluvial (Ti-magnetitas). El ambiente en la interfase agua-sedimento es anóxico (bajo Mn/Ti, altos S/Ti, medio a alto TOC, color gris oscuro de los sedimentos), lo que indica mayores niveles lacustres. El emplazamiento de los FVLM, con edad establecida en $6,560 \pm 950$ años, modificó la morfología de la cuenca lacustre, reduciendo su área por la formación natural de una barrera de contención para el agua, contribuyendo al aumento de los niveles lacustres. En esta etapa parecen haber existido condiciones un poco más húmedas sobre una parte de la República Mexicana, como en Guerrero, Texcoco, y parcialmente en Patzcuaro, Chalco y Yucatán, aunque la tendencia general en otros registros es hacia la aridez (Zacapu y Cuitzeo). Estas condiciones climáticas de relativo aumento de humedad, podrían estar asociadas con la incursión de aguas glaciares en el Atlántico norte, enfriándolas y permitiendo que la ZCIT se desplazara hacia el sur, obstaculizando con esto el acarreo de humedad del Caribe hacia esta zona, permitiendo entonces la entrada de humedad hacia la porción suroeste de México y el desarrollo del monzón de Norteamérica.

Zona I

En el Holoceno tardío (4,000 a. cal AP – al presente), las condiciones inferidas son secas con inestabilidad ambiental, tendencia al aumento (más secas), y pulsos menores que establecen alternancias con condiciones relativamente húmedas. Esto

posiblemente se relaciona con fuertes precipitaciones, en presencia de un terreno con poca cubierta arbórea, y altos niveles de erosión antrópica. Condiciones similares se han encontrado para el lago de Pátzcuaro, Cuitzeo, Zacapu, península de Yucatán, el valle de Teotihuacan, Texcoco, Tlaxcala y Guerrero.

Los altos valores de χ , Ti y Fe, indican alta erosión debida al menor desarrollo de vegetación. La acumulación rápida de sedimentos indica intensas precipitaciones posiblemente asociadas con tormentas u otros eventos extraordinarios. Estas evidencias sugieren la ocurrencia de importantes variaciones climáticas, en las cuales la precipitación pudo haber sido un factor preponderante. Los intervalos con menor χ , se caracterizan por el aumento aparente en la cantidad de partículas SD ($>ARM/IRM_{100}$), generada principalmente por la falta de la fracción gruesa, por lo que indica periodos de condiciones de baja erosión-sedimentación. El Mn/Ti en el sondeo C indica una interfase agua-sedimentos más oxigenada, congruente con la naturaleza masiva de los sedimentos, lo que sugiere una mezcla más intensa o más prolongada de la columna de agua. En el sondeo N, para el periodo entre 2,800-1,750 a. cal AP, el ligero aumento en los valores de TIC, Sr/Ti y Mn/Ti, sugieren un bajo nivel lacustre en donde ocurre la incipiente precipitación de carbonatos. Lo anterior puede representar el establecimiento de condiciones secas en la zona.

Se reconocen varios periodos dentro del Holoceno tardío, que indican escaso desarrollo de vegetación terrestre y condiciones de sequía. Estos periodos de condiciones climáticas similares los podemos ubicar entre 3,600-3,000 a. cal AP (1,650-1,050 a. a. cal AC), 2,600-1,900 a. cal AP. (650 a. cal AC-50 a. cal DC), 1,450-950 a. cal AP (500–1,000 cal DC), periodo arqueológico denominado como Clásico tardío, y 400-150 a. cal AP (1,550-1,800 a. cal DC), periodo que coincide con la etapa conocida como la Pequeña Edad de Hielo (LIA). Se ha sugerido que su ocurrencia se debe a un decremento en precipitación como fenómeno regional (circum-caribeño), debido al desplazamiento hacia el sur de la ZCIT. Condiciones similares durante el Clásico Tardío se han reportado para diversos sitios del centro de México como Zacapu, Zirahuén y Pátzcuaro, Mich., Los Tuxtlas, Ver., el Alto Lerma, Mex, el golfo de California, Nayarit y sureste de México. Para el caso de la LIA también se han registrado condiciones similares en regiones como el norte de la península de Yucatán y Veracruz.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar C., Neelson K., 1998, Biogeochemical cycling of manganese in Oneida lake, New York: whole lake studies of manganese. *J. Great Lakes Res.*, 24, pp. 93-104.
- Aitken M., 1985, Thermoluminescence Dating. Academic Press, London, 359 pp.
- Armienta M., Vilaclara G., De la Cruz-Reyna S., Ramos S., Cenicerros N., Cruz O., Aguayo A., Arcega-Cabrera F., 2008, Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, pp. 249–258.
- Arnauld C, Carot P, Fauvet-Berthelot M., 1993, Arqueología de Las Lomas en la cuenca lacustre de Zacapu, Michoacán, México. CEMCA, Cuadernos de Estudios Michoacanos 5, México.
- Arriaga L., Aguilar V., Alcocer J., Jiménez R., Muñoz E., Vázquez E., 1998, Regiones hidrológicas prioritarias: fichas técnicas y mapa (escala 1:40,000). Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México.
- Aston B., 2008, Holocene climate variability in the mexican monsoon region: stable isotope records from lake sediments. Institute of Geography and Earth Science, University of Aberystwyth, Gales. Tesis de doctorado, Inédita, 365 pp.
- Bard E., Rostek F., Turon J., Gendreau S., 2000, Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic, *Science*, 289, pp. 1321-1324.
- Barron J., Bukry D., Bischoff J., 2004, High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years. *Marine Micropaleontology*, 50, pp. 185–207.
- Barron J., Burkry D., Bischoff J., 2003, A 2000-Yr-long record of climate from the Gulf of California, en: West J., Blomquist L. (Eds.), *Proceedings of the Nineteenth Pacific Climate Workshop*, Asilomar, Pacific Grove, CA, 2002, Technical report 71 of the Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary, pp. 11-21.
- Bernal J., Lachniet M., McCulloch M., Mortimer G., Morales P., Cienfuegos E., 2011, A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research*, 75, pp. 104–113.
- Bernal-Brooks F., MacCrimmon H., 2000a, Lake Zirahuén (Mexico): An assessment of the morphometry change based on evidence of water level fluctuations and sediment inputs, en: Munawar M., Lawrence S., Munawar I., Malley D., (eds.), *Aquatic ecosystems of Mexico. Status and Scope: Leiden, Ecovision World Monogram Series*, Backhuys Publishers, pp. 61-76.
- Bernal-Brooks F., MacCrimmon H., 2000b, Lake Zirahuén (Mexico): A pristine natural reservoir visually insensitive to expected cultural eutrophication. en: Munawar M., Lawrence S., Munawar I., Malley D., (eds.), *Aquatic ecosystems of Mexico. Status and Scope: Leiden, Ecovision World Monogram Series*, Backhuys Publishers, pp. 77-88.
- Bernal-Brooks F., Ruiz G., 2007, El lago de Zirahuén, en: De la Lanza G. (ed.), *Las aguas interiores de México, conceptos y casos*. México, D. F., Ed. AGT, pp. 255-265.
- Berner R., 1970, Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, 286, pp. 1-23.
- Besoain E., 1985, Mineralogía de arcillas de suelos. Instituto Interamericano de cooperación para la agricultura. San José, Costa Rica, pp. 984-1006.
- Björck S., Wohlfarth B., 2001, ¹⁴C Chronostratigraphic techniques in paleolimnology, en: Last W., Smol J. (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments*, Vol. 1, Basin analysis, coring and chronological techniques, Ed. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 205-245.
- Blanchet C., Thouveny N., Vidal L., Leduc G., Tachikawa K., Bard E., Beaufort L., 2007, Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. *Quaternary Science Reviews*, 26, pp. 3118–3133.

- Boggs S., 2006, Principles of Sedimentology and Stratigraphy. 4ta ed., Ed. Prentice Hall, 662 pp.
- Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L., Jouzel J., Bonani G., 1993, Correlations between climate records from North Atlantis sediment and Greenland ice. *Nature*, 365, pp.143-147.
- Bond G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clausen S., Simet C., Tedesco K., Klas M., Bonani G. Ivy S., 1992, Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, 360, pp. 245-249.
- Bradbury J., 1989, Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 8, pp. 75–100.
- Bradbury J., 1997, Sources of glacial moisture in Mesoamerica, *Quaternary International*, 43/44, pp. 97-110.
- Bradbury J., 2000, Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163, pp. 65–95.
- Bradley R., 1999, *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. 2a ed., Ed. Elsevier Academic Press. International Geophysics series, 68., Dmowska R., Holton J. pp. (Eds.).
- Bradley R., Briffa K., Cole J., Hughes M., y Osborn T., 2003, The climate of the last millennium, en: Alverson K., Bradley R. y Pedersen T. (Eds.), *Paleoclimate, global change and the future*, Springer Verlag, Berlin, pp. 105-141.
- Brenner M., Hodell D., Curtis J., Rosenmeier M., Binford M., Abbott M., 2001, Abrupt climate change and Pre-Columbian cultural collapse, en: Markgraf V., (Ed.), *Interhemispheric climate linkages*, Ed. Academic Press, EEUU. pp. 87-103.
- Bridgwater N., Heaton T., O'Hara S., 1999, A late Holocene palaeolimnological record from central Mexico, based on faunal and stable-isotope analysis of ostracod shells, *Journal of Paleolimnology*, 22, pp. 383–397.
- Broecker W., 2003, Does the Trigger for Abrupt Climate Change Reside in the Ocean or in the Atmosphere? *Science*, 300, pp. 1519-1522.
- Broecker W., Bond G., Klas M., Clark E., McManus J., 1992, Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6, pp. 265-273.
- Bush M, Miller M, de Oliveira P, Colinvaux P., 2002, Orbital forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. *Journal of Paleolimnology*, 27, pp. 341-352.
- Butler R., 1998, *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*, Edición electrónica, Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, EEUU., 238 pp.
- Caballero M., Loranzo S., Ortega B., Urrutia J., Macias J., 1999, Environmental characteristics of Lake Tecocomulco. Northern Basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*, 22, pp. 399-411.
- Caballero M., Lozano-García S., Vázquez-Selem L., Ortega-Guerrero B., 2010, Evidencias de Cambio Climático y Ambiental en Registros Glaciales y Cuencas de Altura del Centro de México Durante el Último Máximo Glacial, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62 (3), pp.359-377.
- Caballero M., Ortega B., 1998, Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research*, 50, pp. 69-79.
- Caballero M., Ortega B., Valadez F., Metcalfe S., Macias J., Sugiera Y., 2002, Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186, pp. 217-235.
- Caballero M., Vázquez G., Lozano-García S., Rodriguez A., Sosa-Nájera S., Ruiz-Fernández A., Ortega B., 2006, Present limnological conditions and recent (ca. 340 yr)

- palaeolimnology of a tropical lake in the Sierra de Los Tuxtlas, eastern Mexico. *Journal of Paleolimnology*, 35, pp. 83–97.
- Canet C., Camprubí A., González-Partida E., Linares C., Alfonso P., Piñeiro-Fernández F., Prol-Ledesma R., 2009, Mineral assemblages of the Francisco I. Madero Zn-Cu-Pb-(Ag) deposit, Zacatecas, Mexico: implications for ore deposit genesis. *Ore Geology Reviews*, 35, pp. 423–435.
- Canet C., Prol-Ledesma R., Bandy W., Schaaf P., Linares C., Camprubí A., Tauler E., Mortera-Gutiérrez C., 2008, Mineralogical and geochemical constraints on the origin of ferromanganese crusts from the Rivera Plate (western margin of Mexico). *Marine Geology*, 251, pp. 47–59.
- Canet C., Prol-Ledesma R., Escobar-Briones E., Mortera-Gutiérrez C., Lozano-Santa Cruz R., Linares C., Cienfuegos E., Morales-Puente P., 2006, Mineralogical and geochemical characterization of hydrocarbon seep sediments from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 23, pp. 605–619.
- Canfield D., Berner R., 1987, Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, pp. 645–659.
- Carot P., 1994, Loma Alta: antigua isla funeraria en la ciénega de Zacapu, Michoacán. en: Williams E, Novella R., (eds.) *Arqueología del Occidente de México: nuevas aportaciones*. El Colegio de Michoacán, Zamora, pp. 93-122.
- Cervantes-de la Cruz K., Ortega-Gutiérrez F., Reyes-Salas A., Alba-Aldave L., Ángeles-García S., Linares-López C., Altuzar-Coello P., 2010, Termometría de dos piroxenos en condros de la condrita ordinaria Nuevo Mercurio H5, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1), pp. 134-147.
- Chang L., Roberts P., Rowan C., Tang Y., Pruner P., Chen Q., Horng C., 2009, Low-temperature magnetic properties of greigite (Fe₃S₄). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(1), pp. 1-14.
- Cleaveland M., Stahle D., Therrell M., Villanueva J., Burns B., 2003, Tree ring reconstructed winter precipitation and tropical teleconnections in Durango, Mexico: *Climatic Change*, 59, pp. 369-388.
- Clement A., Seager C., Cane M., 2000, Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography* 15 (6), pp. 731–737.
- Cohen A., 2003, Age determination in lake deposits, en: *Paleolimnology the history and evolution of lake systems*, Ed. Oxford University Press, 500 pp.
- Collinson D., 1983, *Methods in rock magnetism and paleomagnetism: techniques and instrumentation*, Ed. Chapman and Hall, London, UK, 503 pp.
- CONAGUA, 2008, Datos de temperatura y precipitación para los periodos entre 1975-2005 y 1970-2005, Estación meteorológica de Pátzcuaro, Michoacán (Información inédita).
- Conroy J., Overpeck J., Cole J., 2010, El Niño/Southern Oscillation and changes in the zonal gradient of tropical Pacific sea surface temperature over the last 1.2 ka. *PAGES news*, 18(1), pp. 32-34.
- Cronin T., 1999, *Principles of paleoclimatology: perspectives in paleobiology and earth history*. Ed. Columbia University Press, Nueva York, EEUU, 560 pp.
- Croudace I., Rindby A., Rothwell R., 2006, ITRAX: description and evaluation of a new X-ray core scanner. En: Rothwell R., (Ed.), *New ways of looking at sediment cores and core data*. Geological Society Special Publication, 267, pp. 51-63.
- Das S., Routh J., Roychoudhury A., Klump J., 2007, Elemental (C, N, H and P) and stable isotope (¹⁵N and ¹³C) signatures in sediments from Zeekoovlei, South Africa: a record of human intervention in the lake. *J Paleolimnol*, 39, pp. 349-360.
- Davies S., Metcalfe S., Bernal-Brooks F., Chacón-Torres A., Farmer J., Mackenzie A., Newton A., 2005, Lake Sediments Record Sensitivity of Two Hydrologically Closed Upland Lakes in Mexico to Human Impact. *Ambio*, 34(6); Academic Research Library, pp. 470-475.

- Davies S., Metcalfe S., MacKenzie A., Newton A., Endfield G., Farmer J., 2004, Environmental changes in the Zirahuén basin, Michoacán, Mexico, during the last 1000 years: *Journal of Paleolimnology*, 31, pp. 77-98.
- Day R., Fuller M., Schmidt V., 1977, Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 13, pp. 260–266.
- De Buen F., 1943, Los lagos Michoacanos I. características generales. El lago de Zirahuén. *Revista de la sociedad mexicana de historia natural*, 4, pp. 211- 232.
- Dearing J., Hay K., Baban S., Huddleston A., Wellington E., Loveland P., 1996, Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set. *Geophysical Journal International*, 127, pp. 728-734.
- Demicco R., Hardie L., 1994, Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *SEPM Atlas Series*, 1, 265 pp.
- Demory F., Oberhänsli H., Nowaczyk N., Gottschalk M., Wirth R., Naumann R., 2005, Detrital input and early diagenesis in sediments from Lake Baikal revealed by rock magnetism. *Global and Planetary Change*, 46, pp. 145–166.
- Díaz-Ortega J., Solleiro-Rebolledo E., Sedov S., Cabadas H., 2010, Paleosuelos y tepetates del Glacis de Buenavista Morelos (México): testigos de eventos climáticos de la transición Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), pp. 469-486.
- Douglas M., Maddox R., Howard K., Reyes S., 1993, The Mexican monsoon. *Journal of Climate*, 6, pp. 1665-1677.
- Dunlop D., 2002, Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc); 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research*, 107(B3), 10.1029/2001JB000487, pp. EPM 5-1 – 5-15
- Dunlop D., Özdemir Ö., 2001, *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*; 1a ed., Cambridge University Press, Reino Unido, 573 pp.
- Eduardo M., 2005, Análisis y estudio de parámetros magnéticos de suelos y sedimentos de arroyos y lagunas relativamente contaminados – métodos de mediciones magnéticas. Tesis de Doctorado, Edición electrónica, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires, 248 pp.
- Egli R., Chen A., Winklhofer M., Kodama K., Horng C., 2010, Detection of noninteracting single domain particles using first-order reversal curve diagrams. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11(1), pp. 1-22.
- Emiroglu S., Rey D., Petersen N., 2004, Magnetic properties of sediment in the Ría de Arousa (Spain): dissolution of iron oxides and formation of iron sulphides. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, pp. 947–959.
- Engstrom D., Wright H., 1984, Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change, en: Haworth E., Lund J., *Lake sediments and environmental history*, Leicester University Press, 411 pp.
- Eugster H., Hardie L., 1978, Saline lakes. En: Lerman A., (Ed.), *Lakes: chemistry, geology and physics*, Springer Verlag, New York, pp. 237–293.
- Evans M., Heller F., 2003, *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics*. Ed. Academic press, EEUU, 299 pp.
- Ferrusquía-Villafranca I., Arroyo-Cabrales J., Martínez-Hernández E., Gama-Castro J., Ruiz-González J., Polaco O., Johnson E., 2010, Pleistocene mammals of Mexico: A critical review of regional chronofaunas, climate change response and biogeographic provinciality: *Quaternary International*, 217, pp. 53-104.
- Filley T., Freeman K., Bianchi T., Baskaran M., Colarusso L., Hatcher P., 2001, An isotopic biogeochemical assessment of shifts in organic matter input to Holocene sediments from Mud Lake Florida. *Org Geochem*, 32, pp. 1153–1167.

- Fisher C., Pollard H., Israde I., Garduño V., Banerjee S., 2003, A reexamination of human-induced environmental change within the Lake Pátzcuaro Basin, Michoacán, Mexico. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, 100(8), pp. 4957-4962.
- Flower B., Hastings D., Hill H., Quinn T., 2004, Phasing deglacial warming and Laurentide ice sheet meltwater in the Gulf of Mexico. *Geology*, 32 (7), pp. 597-600.
- Francus P., Lamb H., Nakagawa T., Marshall M., Brown E., Suigetsu 2006 project members, 2009, The potencial of high-resolution X-ray fluorescent core scanning: Applications in paleolimnology, en: Pienitz R., Lotter A., Newman L., Keifer T., (eds.). *Pages news, Advances in paleolimnology*, 17(3), pp.93-95.
- Frank U., Nowaczyk N., 2008, Mineral magnetic properties of artificial samples systematically mixed from haematite and magnetite. *Geophys. J. Int.*, 175, pp. 449–461.
- Funk J., Dobeneck T., Reitz A., 2004a, Integrate Rock Magnetic and Geochemical Quantification of Redoxomorphyc Iron Mineral Diagenesis in Late Quaternary Sediments from the Equatorial Atlantic; en: Wefer G., Mulitza S., Ratmeyer V. (eds.). *The south Atlantic in the late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems*. Ed. Springer-Verlag Berlín, Heidenberg, New York, Tokyo; pp. 237-260.
- Funk J., Dobeneck T., Wagner T., Kasten S., 2004b, Late Quaternary sediemtation and early diagenesis in the Equatorial Atlantic Ocean: patterns, trends and processes deduced form rock magnetic and geochemical records; en: Wefer G., Mulitza S. y Ratmeyer V. (eds.). *The south Atlantic in the late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems*. Ed. Springer-Verlag Berlín, Heidenberg, New York, Tokyo; pp. 461-497.
- García E., 1988, *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen*, 4a ed., Instituto de Geografía, UNAM, México, 243 pp.
- García E., 1990, Carta de Clima, IV.4.10. Climas. *Atlas Nacional de México*, Vol. II, Naturaleza; Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Gautam P., Blaha U., Appel E., Neupane G., 2004, Environmental magnetic approach towards the quantification of pollution in Kathmandu urban area, Nepal. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, pp. 973–984.
- Geiss C., 1999, *The development of rock magnetic proxies for paleoclimate reconstruction*, Tesis de Doctorado, inédita, University of Minnesota, 254 pp.
- Geiss C., Banerjee S., Camillc P., Umbanhowar C., 2004, Sediment-magnetic signature of land-use and drought as recorded in lake sediment from south-central Minnesota, USA. *Quaternary Research*, 62, pp. 117–125.
- Geiss C., Zanner W., 2007, Sediment magnetic signature of climate in modern loessic soils from the Great Plains. *Quaternary International*, 162–163, pp. 97–110.
- Gill R., 2000, *The Great Maya Droughts: Water, Life, and Death*. University of New Mexico Press, Albuquerque 464 pp.
- Goddu S., Appel E., Jordanova D., Wehland F., 2004, Magnetic properties of road dust from Visakhapatnam (India)—relationship to industrial pollution and road traffic. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, pp. 985–995.
- Goman M., Byrne R., 1998, A 5000-year record of agriculture and tropical forest clearance in the Tuxtlas, Veracruz, Mexico. *The Holocene*, 8, pp. 83-89.
- Goñi M., Loutre M., Crucifix M., Peyron O., Santos L., Duprat J., Malaizé B., Turon J., Peypouquet J., 2005, Increasing vegetation and climate gradient in Western Europe over the Last Glacial Inception (122–110 ka): data-model comparison. *Earth and Planetary Science Letters*, 231, pp. 111 – 130.
- Google Earth, 2006, *Imágenes satelitales de la superficie terrestre (en línea)*. Versión 5.2.1.1588, servidor kh.google.com, Fecha de la compilación 01 de septiembre de 2010, <<http://www.google.com/earth/index.html>>, consulta: 16 de agosto de 2006.
- Guilizzoni P., Marchetto A., Lami A., Cameron G., Appleby P., Schnell N., Schnell O., Belis C., Giorgis A., Guzzi L., 1996, *The environmental history of a mountain lake (Lago Paione*

- Superiore, Central Alps, Italy) for the last c. 100 years: a multidisciplinary, paleolimnological study. *J Paleolimnol*, 15, pp. 245–264.
- Hakanson L., Jansson M., 1983, *Principles of Lake sedimentology*. Ed. Springer Verlag, NY, 316 pp.
- Hasenaka T., Carmichael I., 1985, The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution and magma discharge rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25, pp. 105-124.
- Haug G., Günther D., Peterson L., Sigman D., Hughen K., Aeschlimann B., 2003, Climate and the collapse of Maya Civilization. *Science*, 294(14), pp. 1731-1735.
- Haug G., Hughen K., Sigman D., Peterson L., Rfhl U., 2001, Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the holocene. *Science*, 293, pp. 1304– 1308.
- Hedges J., Clark W., Quary P., Richey J., Devol A., Santos U., 1986, Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnol. Oceanogr.*, 31, pp. 717-738.
- Heine K., 1994, Present and past geocryogenic processes in Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, pp. 1-12.
- Hodell D., Anselmetti F., Ariztegui D., Brenner M., Curtis J., Gilli A., Grzesik D., Guilderson T., Müller A., Bush M., Correa-Metrio A., Escobar J., Kutterolf S., 2008, An 85-ka record of climate change in Lowland Central America. *Quat. Sci. Rev.*, 27, pp. 1152–1165.
- Hodell D., Brenner M., Curtis J., 2005a, Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). *Quaternary Science Reviews*, 24, pp. 1413–1427.
- Hodell D., Brenner M., Curtis J., Medina-Gonzalez R., Idefonso-Chan C., Albornaz-Pat A., Guilderson T., 2005b, Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research*, 63, pp. 109– 121.
- Hooghiemstra H., Mélice J., Berger A., Shackleton N., 1993, Frequency spectra and paleoclimatic variability of the high-resolution 30-1450 kyr Funza I pollen record (Eastern Cordillera, Colombia). *Quaternary Science Reviews*, 12, pp. 141-156.
- Hunt C., Moskowitz B., Banerjee S., 1995, Magnetic properties of rocks and minerals, en: *Rock physics and phase relations, a handbook of physical constants*. American Geophysical Union reference, shelf 3, pp. 189-204.
- Hunt J., 1996, *Petroleum Geochemistry and Geology*. Ed. W. H. Freeman and Company, 2a ed., New York, EEUU.
- Hutchinson D., Golmshtok A., Zonenshain L., Moore T., Scholz C., Klitgord K., 1992, Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data. *Geology*, 20, pp. 589-592.
- INEGI, 1997, Carta topográfica, Escala 1:250,000, Morelia, E14-1, 2a. ed., Aguascalientes, México.
- INEGI, 1999, Carta topográfica, Escala 1:50,000, Taretan, E14A31, 2a. ed., Aguascalientes, México.
- INEGI, 2000, Carta topográfica, Escala 1:50,000, Villa Escalante, E14A32, 2a. ed., Aguascalientes, México.
- Israde I., Garduño V., Ortega R., 2002, Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del Lago de Cuitzeo. *Hidrobiológicas*, 12(1), pp. 61-78.
- Jenner G., 1996, Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry, en: Wyman D. (Ed.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short course notes, 12, pp. 51-77.
- Jiongxin X., 2005, Precipitation–vegetation coupling and its influence on erosion on the Loess Plateau, China. *Catena*, 64, pp. 103– 116.

- Jones B., Bowser C., 1978, The mineralogy and related chemistry of lake sediments. En: Lerman A. (Ed.), *Lakes: chemistry, geology, physics*. Ed. Springer Verlag, New York, pp. 179-235.
- Jordanova N., Kovacheva M., Kostadinova M., 2004, Archaeomagnetic investigation and dating of Neolithic archaeological site (Kovachevo) from Bulgária. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147, pp. 89–102.
- Kelts K., Briegel U., Ghilardi K., Hsü K., 1986, The limnogeology-ETH coring system. *Schweiz. Z. Hydrol.*, 48(1), pp.104-115.
- Kelts K., Hsü K., 1978, Freshwater carbonate sedimentation, en: Lerman A., (Ed.), *Lakes: Chemistry, Geology and Physics*, Ed. Springer-Verlag, EEUU, pp. 296-322.
- Khodri M., Cane M., Kukla G., Gavin J., Braconnot P., 2005, The impact of precession changes on the Arctic climate during the last interglacial–glacial transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, pp. 285– 304.
- King J., Banerjee S., Marvin J., Özdemir Ö., 1982, A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth and planetary science letters*, 59, pp. 404-419.
- Kreutz K., Mayewski P., Meeker L., Twickler M., Whitlow S., Pittalwala I., 1997, Bipolar changes in atmospheric circulation during the Little Ice Age. *Science*, 277, pp. 1294– 1296.
- Kullenberg B., 1947, The piston core sampler. *Svenska Hydrografisk-Biologiska Komm. Skr. ser. 3, Hydrografi*, 1(2), pp. 1-46.
- Laprida C., Orgeira M., García N., 2009, El registro de la pequeña edad de hielo en lagunas pampeanas. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 65(4), pp. 603-611.
- Lascu I., Banerjee S., Berquó T., 2010, Quantifying the concentration of ferrimagnetic particles in sediments using rock magnetic methods. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(8), pp. 1-22.
- Lea D., Pak D., Belanger C., Spero H., Hall M., Shackleton N., 2006, Paleoclimate history of Galápagos surface waters over the last 135,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 25 (11/12), pp. 1152–1167.
- Lees J., 1997, Mineral magnetic properties of mixtures of environmental and synthetic materials; linear additivity and interaction effects. *Geophys. J. Int.*, 131, pp. 335–346.
- Leng M., Marshall J., 2004, Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 811–831.
- Leyden B., Brenner M., Whitmore T., Curtis J., Piperno D., Dahlin B., 1996, A record of long- and short-term climatic variation from northwest Yucatan: Cenote San José Chulchacá", en: Fedick S. (Ed.), *The managed mosaic: ancient agriculture and resource use*, University of Utah Press.
- Liu J., Zhu R., Roberts A., Li S., Chang J., 2004, High-resolution analysis of early diagenetic effects on magnetic minerals in post-middle-Holocene continental shelf sediments from the Korea Strait. *J. Geophys. Res.*, 109(B03103), pp. 1-15.
- Liu Z., Bliesner O., He F., Brady E., Tomas R., Clark P., Carlson A., Lynch-Stieglitz J., Curry W., Brook E., Erickson D., Jacob R., Kutzbach J., Cheng J., 2009, Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bølling-Allerød Warming. *Science*, 325(5938), pp. 310-314.
- López S., 1982, Dinámica hidrológica del Lago Zirahuén. Informe de Servicio Social. (Inédito), Depto. de Zootecnia. Div. de Ciencias Biológicas y de la Salud. Universidad Autónoma Metropolitana Iztapalapa. México, D.F.
- Lowrie W., 1990, Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2), pp. 159-162.
- Lozano M., Ortega B., Caballero M., Urrutia J., 1993, Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research*, 40, pp. 332-342.

- Lozano R., Verma P., Girón P, Velasco F., Morán D., Viera F., Chávez G., 1995, Calibración preliminar de FRX para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 1, pp. 203-208.
- Lozano S., Ortega B., 1994, Palynological and magnetic susceptibility records of Chalco Lake, central Mexico. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 109, pp. 177-191.
- Lozano S., Ortega B., 1998, Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Paleobotany and Palynology*, 99, pp. 77-93.
- Lozano-García M., Caballero M., Ortega B., Rodríguez A., Sosa S., 2007, Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, pp. 16200-16203.
- Lozano-García S., Vázquez-Castro G., Israde-Alcántara I., 2010, Registro palinológico de la perturbación humana y natural de los últimos 3200 años en el lago de Zirahuén, centro-occidente de México, en: Ayala L., Cárdenas B. (Eds.), *Espejo de los dioses: estudios sobre ambiente y desarrollo en la cuenca del lago de Zirahuén*. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo e Instituto de Investigaciones Económicas y Empresariales, pp. 87-112.
- Madrigal X., Novelo A., Chacón A., 2004, Flora y vegetación acuáticas del lago de Zirahuén, Michoacán, México. *Acta Botánica Mexicana*, 68, pp. 1-38.
- Magaña V., Amador J., Medina S., 1999, The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12, pp. 1577–1588.
- Maher B., 1988, Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 94, pp. 83-96.
- Maher B., Alekseev A., Alekseeva T., 2002, Variation of soilmagnetism across the Russian steppe: its significance for use of soil magnetism as a palaeorainfall proxy. *Quaternary Science Reviews*, 21, pp. 1571–1576.
- Maher B., MengYu H., Roberts H., Wintle A., 2003, Holocene loess accumulation and soil development at the western edge of the Chinese Loess Plateau: implications for magnetic proxies of palaeorainfall. *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 445–451.
- Maher B., Thompson R., 1999, *Quaternary climates, environments and magnetism*. 1a ed., Ed. Cambridge University Press, Reino Unido, 390 pp.
- Maier G., Scholger R., 2004, Demonstration of connection between pollutant dispersal and atmospheric boundary layers by use of magnetic susceptibility mapping, St. Jacob (Austria). *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, pp. 997–1009.
- Martínez V., 2005, Las desmidiáceas (Conjugatophyceae, Chlorophyta) en el lago Zirahuén: un análisis hidrobiológico de su presencia y abundancia. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias, UNAM, México D. F.
- Martínez-Almeida V., Tavera R., 2005, A hydrobiological study to interpret the presence of desmids in Lake Zirahuén, México. *Limnologica - Ecology and Management of Inland Waters*, 35(1-2), pp. 61-69.
- Martinson D., Pisias N., Hays J., Imbrie J., Moore T., Shackleton N., 1987, Age Dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, pp. 1-29.
- McManus J., Francois R., Gherardi J., Keigwin L., 2004, Collapse and rapid resumption of Atlantic to deglacial climate changes. *Nature*, 428, pp. 834-837.
- Metcalfe S., 1995, Holocene environmental change in the Zacapu basin, Mexico: a diatom based record. *The Holocene*, 5, pp. 196-208.
- Metcalfe S., Davies S., Braisby J., Leng M., Newton A., Terrett N., O'Hara S., 2007, Long and short-term change in the Pátzcuaro Basin, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247, pp. 272-295.

- Metcalfe S., Bimpson A., Courtice A., O'Hara S., Taylor D., 1997, Climate change at the monsoon/Westerly boundary in Northern Mexico. *Journal of Paleolimnology*, 17, pp. 155–171.
- Metcalfe S., O'Hara S., Caballero M., Davies S., 2000, Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico – a review. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19, pp. 699-721.
- Metcalfe S., Say A., Black S., McCulloch R., O'Hara S., 2002, Wet Conditions during the Last Glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, Mexico. *Quaternary Research*, 57, pp. 91–101.
- Metcalfe S., Street A., O'Hara S., Hales P., Perrot A., 1994, The palaeolimnological record of environmental change: examples from the arid frontier of Mesoamerica, en: Millington A., Pye K. (Eds.), *Environmental change in drylands. Biogeographical and geomorphological perspectives*, pp. 131-145.
- Metcalfe S., Street A., Perrott A., Harkness D., 1991, Palaeolimnology of the Upper Lerma Basin, Central Mexico: a record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11,600 yr BP. *Journal of Paleolimnology*, 5(3), pp. 197-218.
- Meyers P., 1994, Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.*, 144, pp. 289-302.
- Meyers P., 2003, Applications of organic geochemistry of paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem.*, 34, pp. 261–289.
- Meyers P., Teranes J., 2001, Sediment organic matter. en: Last W., Smol J. (Eds.) *Tracking environmental change using lake sediments, 2. Physical and geochemical methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 239-269.
- Mingram J., Negendank J., Brauer A., Berger D., Hendrich A., Köhler M., Usinger H., 2007, Long cores from small lakes-recovering up to 100 m-long lake sediments sequences with a high precision rod-operated piston corer (Usinger-corer). *Journal of Paleolimnology*, 37(4), pp. 517-528.
- Mix A., Bard E., Schneider R., 2001, Environmental processes of the Ice Age, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.*, 20, pp. 627–657.
- Moreno A., Giralto S., Valero-Garcés B., Sáez A., Bao R., Prego R., Pueyo J., González-Sampériz P., Taberner C., 2007, A 14kyr record of the tropical Andes: the Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano). *Quat. Int.*, 161, pp. 4-21.
- Morin F., 1950, Magnetic susceptibility of α -Fe₂O₃ and α -Fe₂O₃ with added titanium. *Journal of Physics*, 3, pp. 819-820.
- Moskowitz B., Bazylinski D., Egli R., Frankel R., Edwards K., 2008, Magnetic properties of marine magnetotactic bacteria in a seasonally stratified coastal pond (Salt Pond, MA, USA). *Geophys. J. Int.*, 174, pp. 75–92.
- Moskowitz B., Jackson M., Kissel C., 1998, Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, 157, pp. 141-149.
- Müller A., Voss M., 1999, The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea, -II. δ C-13 and δ N-15 ratios of organic matter – sources and sediments. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 145, pp. 17-32.
- Myrbo A., 2004, Limnological Research Center Core Facility, Analytic procedures: Carbon Coulometry (en línea). Fecha de la compilación 22 de octubre de 2010, <<http://lrc.geo.umn.edu/laccore/assets/pdf/sops/coulometry.pdf>>, consulta: 17 de enero de 2011.

- Newton A., Metcalfe S., Davies S., Cook G., Baker P., Telford R., 2005, Late Quaternary volcanic records from lakes of Michoacan, central Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 24, pp. 91-104.
- Nichols G., 2009, *Sedimentology and Stratigraphy*. 2da ed., Ed. Wiley-Blackwell, Reino Unido, 419 pp.
- Nyberg J., Kuijpers A., Malmgren B., Kunzendorf H., 2001, Late Holocene changes in precipitation and hydrography recorded in marine sediments from the northeastern Caribbean Sea. *Quaternary Research*, 56, pp. 87-102.
- O'Brien S., Mayewski P., Meeker L., Meese D., Twickler M., Whitlow S., 1995, Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland Ice Core. *Science*, 270, pp. 1962–1964.
- O'Hara S., Metcalfe S., Street A., 1994, On the arid margin: the relationship between climate, humans and the environment. A review of evidence from the highlands of Central Mexico., *Chemosphere*, 29(5), pp. 965-981.
- O'Hara S., Street-Perrott F., Burt T., 1993, Accelerated soil erosion around a Mexican highland lake caused by Pre-Hispanic agriculture. *Nature*, 362, pp. 48-51.
- O'Hara S., 1993, Historical evidence of fluctuations in the level of Lake Patzcuaro, Michoacan, Mexico over the last 600 years. *Geographical Journal*, 159(1), 51 pp.
- Opdyke N., Chanell J., 1996, *Magnetic stratigraphy; International Geophysics Series*, vol. 4, Ed., Academic Press, San Diego, California, EEUU, 346 pp.
- Ortega B., 1992, Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario Tardío en el lago de Chalco, cuenca de México. Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades, México D. F., 161 pp.
- Ortega B., Caballero C., Lozano S., Israde I., Vilaclara G., 2002, 52000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacán, Mexico: the magnetic record. *Earth and Planetary Science Letters*, 202, pp. 663-675.
- Ortega B., Caballero M., Lozano S., De la O Villanueva M., 1999, Palaeoenvironmental record of the last 70,000 yr in San Felipe basin, Sonora Desert, Mexico. *Geofísica Internacional*, 38(3), pp. 153-163.
- Ortega B., Caballero M., Lozano S., Vilaclara G., Rodríguez A., 2006, Rock magnetic and geochemical proxies for iron mineral diagenesis in a tropical lake: Lago Verde, Los Tuxtlas, East–Central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 250, pp. 444–458.
- Ortega B., Thompson R., Urrutia F., 2000, Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 15(2), pp. 127-140.
- Ortega B., Vazquez G., Caballero M., Israde I., Lozano-García S., Schaaf P., Torres E., 2010, Late Pleistocene: Holocene record of environmental changes in Lake Zirahuén, central Mexico. *Journal of Paleolimnology*, 44, pp. 745-760.
- Ortega J., Valiente A., Urrutia J., Mortera C., Alvarado G., 1998, Paleoclimatic changes during the Late Pleistocene-Holocene in Laguna Babícora, near the Chihuahuan Desert, México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, pp. 1168-1179.
- Özdemir Ö., 1987, Inversion of titanomaghemites. *Phys. of the Earth Planet Inter.*, 46, pp. 184–196.
- Özdemir Ö., Dunlop D., 2010, Hallmarks of maghemitization in low-temperature remanence cycling of partially oxidized magnetite nanoparticles. *J. Geophys. Res.*, 115, pp. 1-10.

- Pan Y., Petersen N., Winklhofer M., Davila A., Liu Q., Frederichs T., Hanzlik M., Zhu R., 2005, Rock magnetic properties of uncultured magnetotactic bacteria. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, pp. 311–325.
- Pan Y., Zhu R., Banerjee S., 2000, Rock magnetic properties related to thermal treatment of siderite: Behavior and interpretation. *J. Geophys. Res.*, B 105, pp. 783-794.
- Passier H., de Lange G., Dekkers M., 2001, Magnetic properties and geochemistry of the active oxidation front and the youngest sapropel in the Eastern Mediterranean Sea. *Geophys. J. Int.*, 145, pp. 604-614.
- Pearce J., 1996, A user's guide to basalt discrimination diagrams, en: Wyman D. (Ed.), Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications, for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short course notes, vol. 12, pp. 79-113.
- Peters C., Thompson R., 1998, Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulphides. *Journal of Magnetism and Magnetic Materials*, 183, pp. 365–374.
- Porter S., Hallet B., Wu X., An Z., 2001, Dependence of Near-Surface Magnetic Susceptibility on Dust Accumulation Rate and Precipitation on the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Research*, 55, pp. 271–283.
- Pozza M., Boyce J., Morris W., 2004, Lake-based magnetic mapping of contaminated sediment distribution, Hamilton Harbour, Lake Ontario, Canada. *Journal of Applied Geophysics*, 57, pp. 23–41.
- Pulido M., Cabrera S., Grave L., 1996, Proyecto Carretera Pátzcuaro-Uruapan. Informe final. Archivo técnico de la Dirección de Salvamento Arqueológico- INAH, México.
- Reimer P., Baillie M., Bard E., Bayliss A., Beck J., Bertrand C., Blackwell P., Buck C., Burr G., Cutler K., Damon P., Edwards R., Fairbanks R., Friedrich M., Guilderson T., Hogg A., Hughen K., Kromer B., McCormac F., Manning S., Ramsey C., Reimer R., Remmele S., Southon J., Stuiver M., Talamo S., Taylor F., Plicht J., Weyhenmeyer C., 2004, IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, 46, pp. 1029-1058.
- Reyes M., Ángeles S., Reyes O., Macías C., Ortega F., Linares C., 2010, Estudio de metales y sulfuros por microscopía electrónica de barrido de la meteorita Pácula. *Acta Microscopica*, 19(1), pp.51-59.
- Reyes S., Douglas M., Maddox R., 1994, El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP). *Atmósfera*, 7, pp.117-137.
- Rivas J., en preparación, Análisis de Parámetros Magnéticos en Suelos de la Faja Volcánica Transmexicana: Un Registro de la Dinámica Ambiental, Pedogénesis y Evolución de los Suelos Volcánicos en México. Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, D. F.
- Roberts A., 1995, Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth and Planetary Science Letters*, 134, pp. 227–236.
- Roberts N., 2007, *The Holocene: an environmental history*, 2a ed., Ed. Blackwell, Gran Bretaña, 316 pp.
- Roberts P., Chang L., Rowan C., Horng C., Florindo F., 2011, Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): an update. *Reviews of Geophysics*, 49(RG1002), pp. 1-46.
- Rollinson H., 1993, *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, Interpretation*, 1a. ed., Ed. Longman Scientific & Technical, Singapur, 352 pp.
- Rosenmeier M., Hodell D., Brenner M., Curtis J., Guilderson T., 2002, A 4000-year lacustrine record of environmental change in the southern Maya lowlands, Petén, Guatemala. *Quaternary Research*, 57, pp. 183-190.
- Routh J., Meyers P., Gustafsson O, Baskaran M., Hallberg R., Scholdstroöm M., 2004, Sedimentary geochemical record of human induced environmental changes in the Lake Brunnsviken watershed, Sweden. *Limnol. Oceanogr.*, 49, pp.1560–1569.

- Routh J., Meyers P., Hjorth T., Baskaran M., Hallberg R., 2007, Sedimentary geochemical record of recent environmental changes around Lake Middle Marviken, Sweden. *J. Paleolimnol.*, 37, pp: 529–545.
- Rowan C., Roberts A., 2006, Magnetite dissolution, diachronous greigite formation, and secondary magnetizations from pyrite oxidation: Unravelling complex magnetizations in Neogene marine sediments from New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, pp. 119–137.
- Rowan C., Roberts A., Broadbent T., 2009, Reductive diagenesis, magnetite dissolution, greigite growth and paleomagnetic smoothing in marine sediments: A new view. *Earth and Planetary Science Letters*, 277, pp. 223–235.
- Sandgren P., Snowball I., 2001, Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology; en: Last W., Smol J. (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. 2, *Physical and Chemical Techniques*, Ed. Kluwer academic publishers, EEUU, pp. 217-237.
- Schaaf P., Capra L., Ramírez A., D'Antonio M., 2011, Fechamientos por luminiscencia en depósitos de caída del Volcán Nevado de Toluca. En: Caballero M., Ortega B. (Eds.), *Escenarios de Cambio Ambiental: Registros del Cuaternario en América Latina*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Schnurrenberger D., Russell J., Kelts K., 2003, Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology*, 29, pp. 141–154.
- Schütt B., 1998, Reconstruction of Holocene palaeoenvironments in the endorreic basin of Laguna de Gallocanta, Central Spain by investigation of mineralogical and geochemical characters from lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology*, 20, pp. 217-234.
- Sedov S., Lozano-García S., Solleiro-Rebolledo E., McClung de Tapia E., Ortega-Guerrero B., Sosa-Nájera S., 2010, Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico. *Geomorphology*, 122, pp. 309–322.
- Sedov S., Solleiro-Rebolledo E., Terhorst B., Solé J., Flores-Delgadillo M., Werner G., Poetsch T., 2009, The Tlaxcala basin paleosol sequence: a multiscale proxy of middle to late Quaternary environmental change in central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), pp. 448-465.
- Shu J., Dearing J., Morse A., Yu L., Yuan N., 2001, Determining the sources of atmospheric particles in Shanghai, China, from magnetic and geochemical properties. *Atmospheric Environment*, 35, pp. 2615-2625.
- Siebe C., Rodriguez-Lara V., Schaaf P., Abrams M., 2004, Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, pp. 197-226.
- Sirocko F., 2003, What drove past teleconnections? *Science*, 301, pp. 301-302.
- Smirnov A., Tarduno J., 2000, Low-temperature magnetic properties of pelagic sediments (Ocean Drilling Program Site 805C): Tracers of magnetization and magnetic mineral reduction. *J. Geophys. Res.*, 105(B7), pp. 16,457-16,471.
- Solleiro-Rebolledo E., Sedov S., Gama-Castro J., Flores-Román D., Escamilla-Sarabia G., 2003, Paleosol-sedimentary sequences of the Glacis de Buenavista, central Mexico: interaction of Late Quaternary pedogenesis and volcanic sedimentation. *Quaternary International*, 106/107, pp. 185-201.
- Solleiro-Rebolledo E., Sycheva S., Sedov S., McClung de Tapia E., Rivera-Uria Y., Salcido-Berkovich C., Kuznetsova A., 2011, Fluvial processes and paleopedogenesis in the Teotihuacan Valley, México: Responses to late Quaternary environmental changes. *Quaternary International*, 233, pp. 40-52.
- Sosa-Nájera S., Lozano-García S., Roy P., Caballero M., 2010, Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres:

- El caso del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), pp. 437-451.
- Spaulding N., Namowitz S., 1997, *Earth science*, Ed., McDougal Littell, 1a. ed., EEUU. 684 pp.
- Stacey F., Banerjee S., 1974, *The physical principles of rock magnetism*, 1a ed., Ed. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 195 pp.
- Streckeisen A., 1980, Clasificación and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks, IUGS, Subcommission on the systematics of igneous rocks, recommendations and suggestions. *Geol. Rundschau*, Vol. 69.
- Stuiver M., Reimer P., 1993, Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C calibration program. *Radiocarbon*, 35, pp. 215-230.
- Stuiver M., Reimer P., 2011, CALIB RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM (en línea), version: Calib 6.1.1, Reino Unido, <<http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>>, consulta: 17 de abril de 2012.
- Talbot M., 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 Planet Sci. Lett.*, 111, pp. 23- 37.
- Talbot M., Livingstone D., 1989, Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 70, pp. 121–137.
- Tamayo J., West R., 1964, The hydrography of Middle America. En: Wauchope R., West R. (Eds.), *Handbook of Middle America Indians*, vol. 1. Univ. Press, Austin, pp. 84-121.
- Tauxe L., 2007, *Lectures in Paleomagnetism: AGU Short Course*, México, 341 pp.
- Tavera R., Martínez-Almeida V., 2005, Atelomixis as a possible driving force in the phytoplankton composition of Zirahuén, a warm-monomictic tropical lake. *Hydrobiologia*, 533, pp. 199–208.
- Telford, R., Barker, P., Metcalfe, S., Newton A., 2004, Lacustrine responses to tephra deposition: examples from Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 2337–2353.
- Thompson R., Oldfield F., 1986, *Environmental Magnetism*, Ed. Allen and Unwin, Londres, 227 pp.
- Tissot B., Welte D., 1984, *Petroleum Formation and Occurrence*, 2a ed., Ed. Springer Verlag, Alemania, 699 pp.
- Toledo V., 1980, Las lluvias en México. *Nexos*, 32, pp. 10-12.
- Torres E., 2010, Evidencias de cambio climático durante el pleistoceno-holoceno en la región occidental de México a través del análisis palinológico en sedimentos del lago de Zirahuén, Michoacán. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México D. F., 109 pp.
- Urrutia J., Ortega J., Cruz R., 1997, Rock-magnetic study of the Pleistocene-Holocene sediments from the Babícora lacustrine basin, Chihuahua, northern Mexico. *Geofísica Internacional*, 36(2), pp. 77-86.
- Vargas M., Beltrána H., Vázquez-Labastida E., Linares-López C., Salmón M., 2007, Synthesis and characterization of montmorillonite clays with modulable porosity induced with acids and superacids. *J. Mater. Res.*, 22(3), pp. 788-800.
- Vázquez G., 2000, Algunas características geoquímicas y litológicas de fragmentos basales de la brecha del cráter Chicxulub. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México D. F., 82 pp.
- Vázquez G., Ortega B., Davies S., Aston B., 2010, Registro sedimentario de los últimos ca. 17000 años del lago de Zirahuén, Michoacán, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), pp. 325-343.

- Vázquez-Arellano M., 2009, Paleoeología del lago de Zirahuén: registro palinológico de los últimos 3000 años. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, México D. F., 91 pp.
- Vázquez-Castro G., Ortega-Guerrero B., Rodríguez A., Caballero M y Lozano-García S., 2008, Mineralogía magnética como indicador de sequía en los sedimentos lacustres de los últimos ca. 2600 años de Santa María del Oro occidente de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (1), pp. 21-38.
- Vázquez-Selem L., Heine K., 2011, Late Quaternary Glaciation in Mexico. *Developments in Quaternary Science*, 15, pp. 849-861.
- Velázquez R., 2003, Evolución paleoambiental del lago de Cuitzeo durante el Pleistoceno tardío: historia de la vegetación e implicaciones paleoclimáticas. Tesis de Maestría, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, 210 pp.
- Verma P., Lozano R., Girón P., Velasco F., 1996, Calibración preliminar de FR-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 2, pp. 237-242.
- Wagner G., 1998, Age determination of young rocks and artifacts. Berlin, Springer, 466 pp.
- Wall H., Worm H., 2000, A cautionary note on interpreting frequency-dependence of susceptibility solely in terms of superparamagnetism. *Institute for Rock Magnetism, Quarterly*, 10(4), Universidad de Minnesota, EEUU, pp. 1-6.
- Watanabe T., Naraoka H., Nishimura M., Kawai T., 2004, Biological and environmental changes in Lake Baikal during the late Quaternary inferred from carbon, nitrogen and sulfur isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, pp. 285–299.
- Watts W., Bradbury J., 1982, Paleocological studies at Lake Patzcuaro on the west-central Mexican plateau and at Chalco at the basin of Mexico. *Quaternary Research*, 17, pp. 56-70.
- Weltje G., Tjallingii R., 2008, Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, 274, pp. 423-438.
- Wetzel R., 2000, *Limnology: Lake and River Ecosystems*, 3a. ed., Ed., Academic Press, New York, pp. 289–330.
- Xelhuantzi M., 1991, Estudio palinológico y Reconstrucción paleoambiental del ex-lago de Zacapu, Michoacán. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 168 pp.

VIII.1 ARTÍCULO GENERADO EN EL PROYECTO DE TESIS

(ANEXO 1)

TITULO:

**REGISTRO SEDIMENTARIO DE LOS ÚLTIMOS CA.
17000 AÑOS DEL LAGO DE ZIRAHUEN, MICHOACÁN,
MÉXICO.**



Registro sedimentario de los últimos *ca.* 17000 años del lago de Zirahuén, Michoacán, México

Gabriel Vázquez^{1,*}, Beatriz Ortega², Sarah J. Davies³, Benjamin J. Aston³

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México. México, D.F. 04510.

² Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. México, D.F. 04510.

³ Institute of Geography and Earth Science, Aberystwyth University. Aberystwyth, Gales, Reino Unido, SY23 3DB.

* gvazquez@geofisica.unam.mx

Resumen

El lago Zirahuén (101° 44' W, 19° 26' N), ubicado en un campo volcánico activo, en la frontera moderna de la influencia de los sistemas atmosféricos zona de convergencia intertropical y zona subtropical de alta presión, con una historia de ocupación humana de varios miles de años, ofrece la oportunidad de investigar las variaciones climáticas, la historia de la vegetación, el impacto del volcanismo y la actividad humana en la región. En este trabajo se presenta un modelo preliminar de la evolución del lago de Zirahuén de los últimos 17000 años cal AP, basado en el análisis de las variaciones verticales y laterales del depósito sedimentario, a partir de dos núcleos de sedimentos colectados en el centro y norte del lago (5.40 y 6.61 m de longitud). Las facies sedimentarias han sido agrupadas en cuatro asociaciones que describen la evolución sedimentaria de la sección centro-norte del lago. Los registros de susceptibilidad magnética apoyan la correlación entre las secuencias. El control cronológico es proporcionado por 20 fechamientos de ¹⁴C y el reconocimiento de dos tefras históricas de los volcanes Jorullo y Parícutín. De acuerdo a los modelos de edad, los sedimentos en la secuencia norte abarcan 17000 años cal AP, en tanto los de la secuencia central 11540 años. Las facies consisten de oozes diatomáceos (masivos o laminados), facies clásticas y facies volcanoclásticas. En la secuencia norte evidencias estratigráficas sustentadas en la cronología de 20 fechas de ¹⁴C indican un hiato en la sedimentación de aproximadamente 1 m, equivalente a 5000 años, por lo que las secuencias se traslapan en edades posteriores a 7200 años cal AP. La evolución del lago Zirahuén inferida a partir de las variaciones de los componentes sedimentarios analizados en los últimos 17000 años se resume en cuatro etapas. 1) 17000 a 14000 años cal AP: bajos niveles lacustres y dominancia de sedimentación clástica de grano fino. 2) 14000 a 8180 años cal AP: aumento en el nivel lacustre y expansión litoral bajo condiciones relativamente estables. Entre 8180 y 7200 años cal AP se produce un evento erosivo que origina el hiato en la secuencia norte. 3) 8180 a 3900 años cal AP: ascenso del nivel lacustre. 4) Para los últimos 3900 años se registra un intenso aporte de terrígenos, derivado posiblemente del efecto erosivo de esporádicas y fuertes precipitaciones sobre un terreno con una pobre cubierta vegetal. Para este periodo es difícil separar las señales climáticas y de impacto humano, ya que la agricultura y otras actividades humanas han sido documentadas en la región. Se reconoce un periodo de baja erosión entre hace 1400 y 880 años, que sugiere la extensión de las condiciones secas inferidas en otros sitios de Mesoamérica al final del periodo arqueológico del Clásico.

Palabras clave: Pleistoceno tardío, Holoceno, paleolimnología, sedimentos lacustres, tefras, centro de México.

Abstract

Lake Zirahuén (101° 44' W, 19° 26' N), located in a volcanically active region at the boundary of the two major modern climatic systems (the intertropical convergence zone and the subtropical high pressure zone) and in a region with a history of human occupation of several thousand years, provides the opportunity to investigate climatic variations, the history of vegetation and the volcanic and anthropogenic impact in central Mexico. In this paper, we present a preliminary model of lacustrine evolution of Zirahuén Lake for the last 17000 cal yr BP, based on the analysis of vertical and lateral variations of this sedimentary deposit, using two sediment cores

collected in the center and northern part of the lake (5.40 and 6.61 m depth). The described sedimentary facies have been grouped into four facies associations, which describe the sedimentary evolution of the central-north part of the lake. Core log correlation is supported by matching the magnetic susceptibility peaks. The chronological framework is provided by twenty ^{14}C dates and the recognition of two historical tephra from Jorullo and Parícutin volcanoes. According to the age models, the northern sedimentary sequence spans ca. 17000 cal yr BP, while the central one covers 11540 cal yr BP. The facies are composed of diatomaceous ooze (massive or laminated), clastic facies and volcanoclastic facies. In the northern sequence, stratigraphical and chronological evidence point to a sedimentary hiatus of nearly 1 m, equivalent to 5000 yr. In consequence, the two sedimentary sequences are only correlated for the last 7200 cal yr BP. The evolution of Zirahuén Lake for the last 17000 yr as inferred from the variations in the sedimentary components is summarized in four stages: 1) 17000-14000 cal yr BP—low lake levels and dominance of fine-grained clastic sedimentation; 2) 14000-8180 cal yr BP—increase in lake level and littoral expansion under relatively stable conditions, and between 8180 and 7200 cal yr BP, an erosive event that gave origin to the hiatus in the northern sedimentary sequence; 3) 8180-3900 cal yr BP—lake level increases; and 4) the last 3900 yr are characterized by intense erosion and clastic sedimentation. Sporadic heavy precipitation over land with scarce vegetation probably induced the high erosion. For this period, it is difficult to separate the climatic and anthropogenic signals, as agriculture and other human land uses have been documented for the region. A low erosion period is recognized between 1400 and 800 yr ago, suggesting the extension of dry conditions inferred from other sites in Mesoamerica at the end of the archaeological Classic period.

Keywords: Late Pleistocene, Holocene, paleolimnology, lacustrine sediments, tephra, central Mexico.

1. Introducción

La historia de los cambios ambientales y climáticos de una región puede conservarse en varios archivos geológicos, tanto marinos como continentales. La continuidad y el grado de preservación de estos archivos dependen de la naturaleza de los ambientes de depósito y de los procesos posteriores a la acumulación de los sedimentos. Debido a que en los lagos ocurre una rápida acumulación, los sedimentos lacustres responden prontamente a los cambios ambientales, por lo que pueden reflejar la historia completa del entorno en escalas resolutivas que alcanzan variaciones interanuales. En ocasiones, los sedimentos lacustres están caracterizados por horizontes laminados. Las laminaciones pueden corresponder a cambios en el aporte clástico durante la sedimentación, variaciones en la producción de organismos planctónicos y bentónicos, o por procesos fisicoquímicos (Zolitschka *et al.*, 2000). La preservación de la laminación en los sedimentos lacustres puede estar controlada por la profundidad y la morfología del lago, en ausencia de bioturbación—condición común en ambientes anaeróbicos, y donde las corrientes cercanas al piso del lago están ausentes (Clausing y Boy, 2000). El desarrollo de láminas está condicionado por factores ambientales, en particular por la precipitación y por la insolación, y puede ser episódica o periódica, estacional a multianual.

Los lagos del centro de México han proporcionado información sobre la variabilidad climática de los últimos miles de años, derivada de indicadores biológicos, geoquímicos y mineralógicos (p.e. Bradbury, 1989; Metcalfe *et al.*, 1991; Lozano *et al.*, 1993). Sin embargo, con frecuencia las secuencias sedimentarias se encuentran alteradas o incompletas debido a que se trata de una región tectónica y volcánicamente activa, con una historia de ocupación humana de varios miles de años (p.e. Metcalfe,

1995; Caballero y Ortega, 1998; Lozano *et al.*, 2005). Algunos registros lacustres provienen de lagos someros (< 5 m de profundidad), en los cuales, durante los episodios de bajos niveles lacustres, los procesos erosivos originan hiatos en los sedimentos con intervalos temporales desconocidos (p.e. Lozano *et al.*, 1998; Caballero *et al.*, 1999).

En el centro-occidente de México las secuencias sedimentarias de las cuencas de Zacapu, Pátzcuaro y Cuitzeo han proporcionado escenarios fragmentados de condiciones climáticas y ambientales pasadas (Metcalfe, 1995; Bradbury, 2000; Ortega *et al.*, 2002; Metcalfe *et al.*, 2007; Israde *et al.*, 2002). Algunos periodos críticos que permanecen poco conocidos son el fin del último glacial (entre 20000 y 11000 años antes del presente), el Holoceno medio (entre hace 8000 y 6000 años), y en tiempos más recientes, cuando las actividades humanas coexistieron con variaciones climáticas y las señales derivadas de ambos factores se confunden. En particular, Pátzcuaro ha sido extensamente estudiado con fines geológicos (p.e. Garduño *et al.*, 2004) y arqueológicos (p.e. O'Hara *et al.*, 1993; Fisher *et al.*, 2003), además de los paleolimnológicos. De estos estudios, se derivan controversias tales como las relacionadas a las características climáticas durante el último máximo glacial (ocurrido hace ca. 20000 años), o el grado y la antigüedad del impacto humano en Pátzcuaro. En este escenario, los estudios en secuencias prístinas o poco alteradas podrán resolver estas interpretaciones contradictorias.

El lago de Zirahuén (101° 44' W, 19° 26' N, 2075 m snm) es uno de los lagos más profundos y de mayor altitud en la parte centro-occidental de México. Ha sido seleccionado como una localidad clave para estudiar las variaciones climáticas del Pleistoceno tardío y Holoceno debido a que se encuentra en la frontera de la influencia de los sistemas atmosféricos Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y Zona Subtropical de Alta Presión (ZSAP), cuyas

variaciones han ejercido un fuerte control en la precipitación de la región. También, el registro lacustre de Zirahuén es importante para investigar la historia de la vegetación, los cambios en la química del agua y en los niveles lacustres, la variabilidad en el suministro de sedimentos, el impacto de la actividad humana y de la actividad volcánica en el entorno del mismo.

Para desarrollar estos estudios, se extrajeron núcleos de sedimentos en la zona somera de la parte norte del lago y en la parte central profunda del mismo. Estos últimos fueron parte de un proyecto conjunto de investigación de las universidades de Aberystwyth (Gales), Nottingham (Inglaterra), Minnesota (EE.UU.), Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (México) y la UNAM (México). El análisis sedimentológico y la correlación estratigráfica de estas secuencias permitieron reconstruir la arquitectura de la parte norte del lago, así como documentar el registro de la actividad volcánica. En este trabajo se presenta un modelo preliminar de la evolución del lago de Zirahuén, referido a una cronología basada en fechamientos de ^{14}C , y basado en el análisis de las variaciones laterales y verticales de la sucesión lacustre, de las tasas de sedimentación, y de las características de las laminaciones.

2. Localización, clima y características limnológicas

El lago de Zirahuén ($101^{\circ} 44' \text{ W}$, $19^{\circ} 26' \text{ N}$, 2075 m snm) se localiza en el campo volcánico Michoacán–Guanajuato (CVMG) (Hasenaka y Carmichael, 1985),

en la parte central de México (Figura 1). Está rodeado por depósitos volcanoclásticos basáltico–andesíticos de edad neógena, cubiertos por suelos y paleosuelos. Se encuentra en una cuenca endorreica limitada al norte por la cuenca del río Lerma y al sur por la del Balsas. La intensa actividad volcánica y tectónica en la región ha influido notablemente en el desarrollo del lago y en la formación de diversas estructuras geológicas como fallas y fracturas. La divisoria de aguas de esta cuenca en la porción norte coincide parcialmente con fracturas orientadas E–W, sobre las que se han construido varios edificios volcánicos, que también forman parte del borde sur de la cuenca del lago de Pátzcuaro (Figura 1). Es generalmente aceptado que Zirahuén se formó por el emplazamiento de los flujos de lava al occidente de la cuenca, en conjunto denominados como volcán La Magueyera, que cerraron el cauce del río La Palma (Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000a). Aunque no se dispone de fechamientos radiométricos absolutos de los depósitos volcánicos que rodean al lago y por lo tanto no se conoce la edad del inicio de la sedimentación lacustre en Zirahuén, los rasgos geomorfológicos y un fechamiento por termoluminiscencia sugieren que los flujos más jóvenes de La Magueyera tienen una edad entre 13000 y 6000 años calendario (Antes del Presente, AP) (Ortega *et al.*, sometido).

Zirahuén es el lago más profundo de la región lacustre de Michoacán. Actualmente tiene una profundidad máxima de ca. 40 m, presenta una forma pentagonal con 9.7 km² de área. Es un lago monomictico, que estratifica entre abril y octubre, cuando la termoclina se encuentra a ca. 15 m

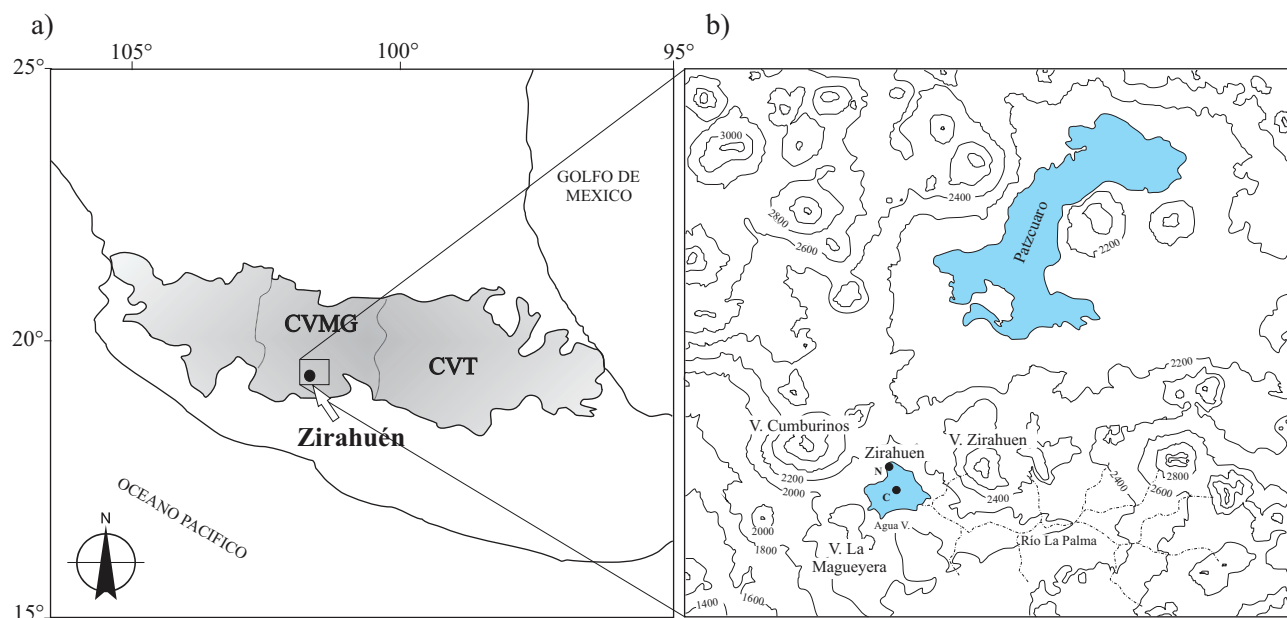


Figura 1. Mapa topográfico de localización del lago Zirahuén. a) Ubicación del Campo Volcánico Michoacán–Guanajuato (CVMG) dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT). b) Localización de los lagos Zirahuén y Pátzcuaro, así como de los sitios mencionados en el texto: al SW del lago Zirahuén el volcán La Magueyera, al NW el volcán Cumburinos, al NE el volcán Zirahuén, la bahía sur del lago es Agua Verde y al E el río La Palma. Dentro del lago Zirahuén los puntos negros corresponden a la ubicación del sondeo central (C) y norte (N).

de profundidad. En el epilimnion, la temperatura oscila de 18.5 a 22.5 °C y la cantidad de oxígeno disuelto (OD) varía de 4.1 a 7.5 mg/l. En el hipolimnion, estos valores se presentan en el rango de 16.5 - 19.0 °C y OD 2.5 - 0 mg/l (Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000b). El nivel lacustre ha disminuido gradualmente desde los años 1940's. A partir del análisis de mapas topográficos se ha inferido una reducción de 6.6 m entre 1942 y 1995; por otro lado, a partir de fotografías aéreas entre 1974 y 1995 se ha documentado una disminución de 4.7 m y un desplazamiento del borde norte del lago de 108 m hacia el interior del mismo, así como también en su región SW (Agua Verde) y al SE en la desembocadura del río La Palma (Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000a). La ausencia de líneas de costa elevadas en la margen del lago sugiere que no han existido niveles lacustres por arriba de los documentados en el siglo pasado.

El clima en Zirahuén es templado subhúmedo con lluvias en verano (C_w) (García, 1990). Entre 1971 y 1992, la precipitación media anual fue de 1234 mm y la temperatura media anual fue de 16.1 °C (Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000a). La precipitación en el verano (junio a septiembre) es aproximadamente el 80% del total anual. La temperatura varía de 32 °C (mayo) a 0 °C (enero). En la actualidad, la vegetación arbórea en la cuenca está compuesta de parches de bosques de pino y encino; alrededor del lago la vegetación de macrofitas está compuesta de *Scirpus americanus*, *Typha latifolia* y *Cyperus niger*. La deforestación para prácticas de agricultura y construcción de vivienda es evidente en toda la cuenca, lo que provoca una intensa erosión por las fuertes precipitaciones, especialmente durante las tormentas que son frecuentes entre el fin del verano y el otoño, durante las cuales el flujo superficial colorea de rojo el borde del lago.

3. Material analizado y metodología

En la primavera de 2003 se colectó en la zona norte del lago un núcleo de 6.61 m de longitud (ZIR03-I), bajo un tirante de agua de ca. 12 m, con un sistema de perforación Usinger (Mingram *et al.*, 2007) (Fig. 1). En lo subsecuente, se hará referencia a este núcleo como la secuencia norte (N). En octubre de 2003 se obtuvieron tres sondeos entre 0.95 y 5.8 m de longitud de la parte central profunda del lago (MOLE ZIR03-1M, -2K y -3K), bajo un tirante de agua de ca. 40 m, con un sistema de perforación Kulleberg modificado, de los que se obtuvo una secuencia maestra de 5.40 m de longitud. Los detalles de la correlación entre estos sondeos centrales y el establecimiento de la secuencia maestra representativa de este sitio fueron descritos en Israde *et al.* (en preparación). En adelante, se hará referencia a esta secuencia maestra como la central (C).

Los núcleos se abrieron longitudinalmente y se describió la estratigrafía de los sedimentos de ambos sitios, considerando la textura, color, composición, contenido fósil y estructuras sedimentarias, de acuerdo al protocolo

establecido por Schnurrenberger *et al.* (2003). Se prepararon alrededor de 150 frotis de sedimentos de ambas secuencias para determinar la composición y estimar de manera semicuantitativa el contenido de los componentes clásticos, biogénicos y autógenos en microscopios estereográfico y petrográfico, lo que a su vez fue utilizado como base para definir las facies sedimentarias. De manera continua se tomaron muestras en cubos de acrílico de 2 cm de sección, donde fue medida la susceptibilidad magnética en un sistema Bartington en una frecuencia de 470 Hz, expresada en unidades de masa específica (χ). En la secuencia norte fueron colectadas 313 muestras, en tanto que en la sección central 251 muestras. Adicionalmente fueron colectadas muestras en ambas secuencias aproximadamente cada 5 cm para análisis geoquímicos, mineralógicos y biológicos, cuyos resultados serán presentados en otras publicaciones. Para la identificación de las arcillas, se realizaron análisis de difracción de rayos X, en un difractómetro Phillips 1130/96 en ocho muestras de las secciones central y norte.

Las escalas de tiempo para cada secuencia fueron construidas a partir de fechamientos de ^{14}C AMS (*acceleration mass spectrometry*), diez en sedimento total en la secuencia N y en la secuencia maestra de la parte central del lago, cinco en sedimento total y cinco en extractos de polen. La relativa ventaja de utilizar extractos de polen para el fechamiento consiste en que, debido a que las rocas que circundan al lago son únicamente volcánicas, esta fracción representa de manera más fiel el material biológico contemporáneo al depósito, libre de efectos contaminantes tales como la inclusión de polen derivado de rocas pre-existentes, la incorporación de carbono de origen volcánico o por aguas subterráneas y la mezcla de material orgánico más antiguo.

4. Resultados

La litoestratigrafía de las secuencias norte y central y los modelos de edad correspondientes se presentan en las figuras 2 y 3. Las facies descritas en las secuencias verticales representan la sucesión de diferentes ambientes a través del tiempo. Las facies que se infiere están genéticamente relacionadas, han sido agrupadas y sus asociaciones verticales y horizontales, sustentadas en las escalas de tiempo; la correlación estratigráfica entre ambas secuencias, puede interpretarse como una secuencia de eventos que describe la evolución sedimentaria de la sección centro-norte del lago de Zirahuén.

4.1 Cronología

Los modelos de edad para cada sitio fueron definidos de acuerdo a las edades de radiocarbono obtenidas, seleccionadas y convertidas a años calendario por medio del programa Calib 5.0 (Stuiver y Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 2005), utilizando el conjunto de datos de la curva de

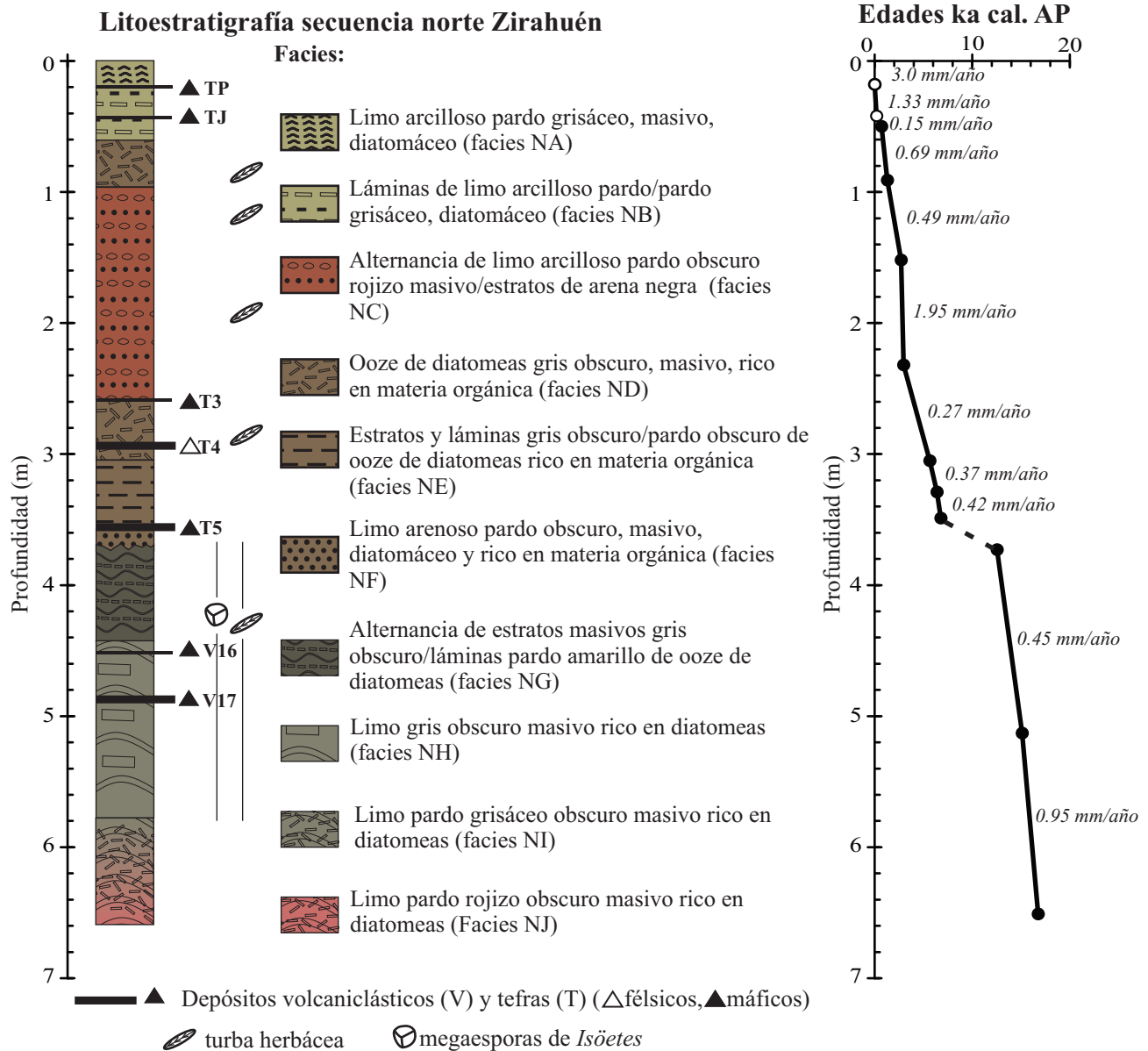


Figura 2. Litoestratigrafía y modelo de edad de la secuencia norte. La curva del modelo de edad fue construida con los valores medios del intervalo de probabilidad de 2σ de las edades calibradas, e incluye las tasas de sedimentación calculadas entre cada intervalo fechado, considerando la edad de la cima del depósito como el año de la colecta (2003).

calibración IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004) (Tabla 1; figuras 2 y 3). El punto medio del intervalo de probabilidad de 2σ (95.4 %) de las edades calendario así como la interpolación lineal entre edades adyacentes fueron utilizados para construir el modelo de edad-profundidad y para calcular la tasa de sedimentación entre los intervalos fechados, considerando la cima de las secuencias como el año de la colecta de sedimentos (2003). Adicionalmente, la existencia de dos tefras históricas de edad conocida, identificadas previamente en sondeos cortos colectados en diversas localidades del lago de Zirahuén (Davies *et al.*, 2004; Newton *et al.*, 2005), provee un control cronológico

adicional. En los sondeos cortos de Davies y colaboradores, la tefra del volcán Jorullo (emitida entre los años 1759 y 1764) fue evidente solo en imágenes de rayos X como bandas minerogénicas localizadas entre 0.43 y 0.28 m de profundidad (núcleos AV/98 y ZD/98). Esta tefra puede corresponder a los volcániclastos diseminados entre 0.42 y 0.45 m de los sondeos presentados en este trabajo. La tefra del Parícutín (1943 – 1945), encontrada entre 0.08 y 0.03 m de profundidad de los núcleos cortos, corresponde a la tefra encontrada entre 0.18 – 0.12 m de profundidad en los sondeos norte y central, respectivamente. Los sedimentos más recientes fueron anteriormente fechados por ^{210}Pb

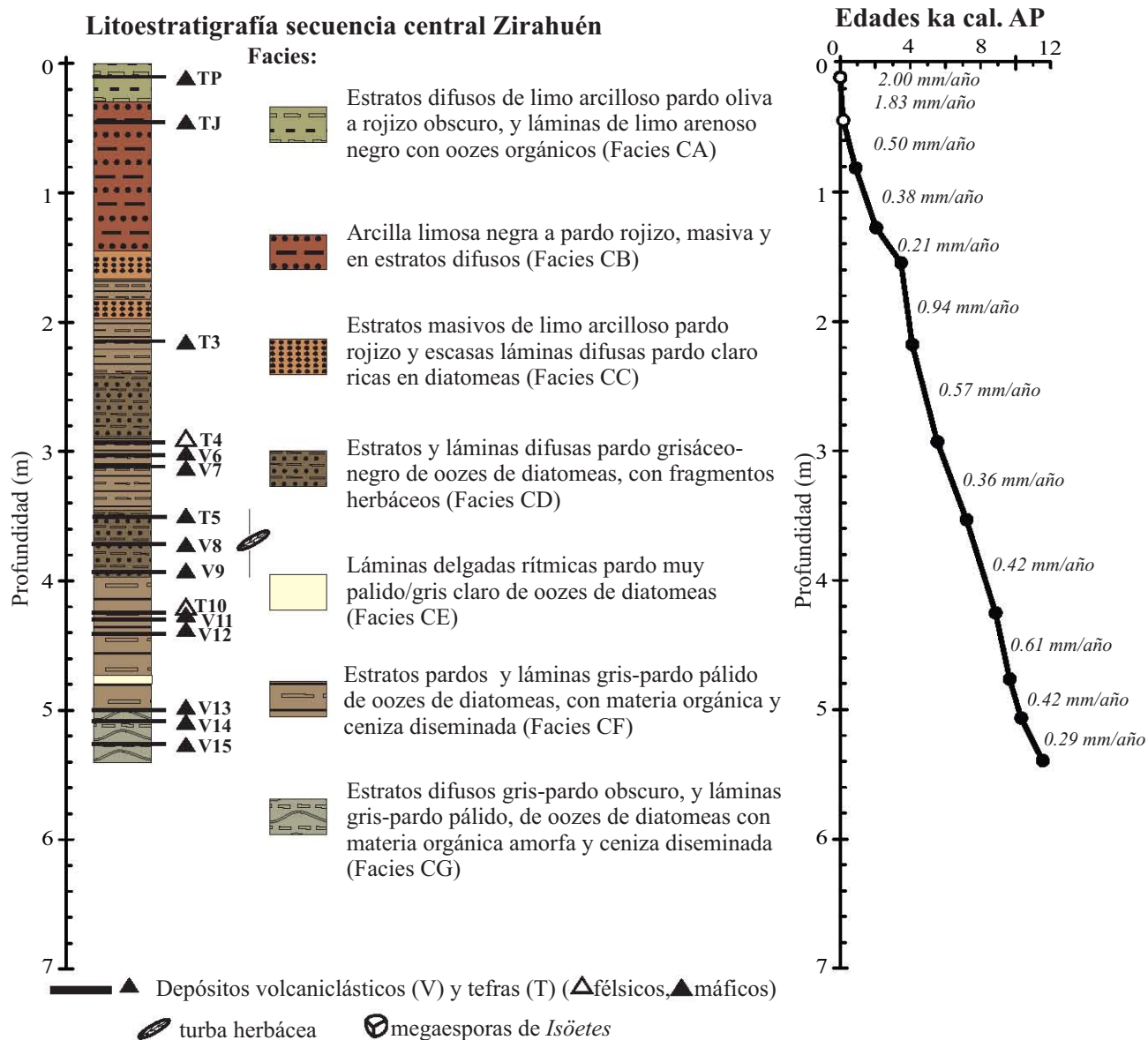


Figura 3. Litoestratigrafía y modelo de edad de la secuencia central. La curva del modelo de edad fue construida con los valores medios del intervalo de probabilidad de 2σ de las edades calibradas, e incluye las tasas de sedimentación calculadas entre cada intervalo fechado, considerando la edad de la cima del depósito como el año de la colecta (2003).

(núcleo de Agua Verde – AV/98) (Davies *et al.*, 2004). En ellos, las edades de ^{210}Pb debajo de los 14 cm son tentativas, debido a que los errores son grandes a causa de una muy baja actividad de ^{210}Pb .

De acuerdo a estos modelos, la edad de los sedimentos en la base de la secuencia norte es de ca. 17000 años cal AP, en tanto los de la secuencia central abarcan hasta ca. 11540 años cal AP. En la secuencia norte evidencias estratigráficas sustentadas en la cronología de ^{14}C indican un hiato en la sedimentación de aproximadamente 1 m de sedimento, equivalente a ca. 5000 años (Ortega *et al.*, sometido), por lo que las secuencias se traslapan en edades posteriores a ca. 7200 años cal AP.

Las tasas de sedimentación dependen, entre otros factores, del ambiente de depósito (planicie lacustre central, talud, plataforma, litoral) y los procesos sedimentarios involucrados. Así mismo, estas tasas son ligeramente menores si se excluye el espesor de los depósitos volcanoclasticos. Sin embargo, debido a que las acumulaciones reconocidas como verdaderas tefras tienen en conjunto menos de 5 cm de espesor, las tasas calculadas permanecen prácticamente invariables considerando estos volcanoclastos. Las tasas de sedimentación varían entre 0.15 y 3.00 mm/año. Las más altas se presentan en los sedimentos superficiales posteriores al depósito de la tefra del Parícutín, entre 2.00 y 3.00 mm/año. La tasa de sedimentación estimada de la

Tabla 1. Edades de radiocarbono en sedimentos de las secuencias norte y central del lago Zirahuén.

| Clave Laboratorio | Profundidad (m) | Tipo de muestra | Edad Radiocarbono (años AP) | Edad calibrada 2σ (años AP) a | Tasa de sedimentación (mm/año) b |
|-------------------|-----------------|--------------------|-----------------------------|-------------------------------|----------------------------------|
| TP | 0.12 C | Tefra | | * | 2.00 |
| TJ | 0.45 C | Tefra | | * | 1.83 |
| Beta - 221711 | 0.80 C | polen | 990 ± 40 | 795 - 964 | 0.50 |
| Beta - 221712 | 1.25 C | polen | 2090 ± 40 | 1949 - 2152 | 0.38 |
| Beta - 223997 | 1.55 C | polen | 3230 ± 40 | 3377 - 3557 | 0.21 |
| SUERC - 8106 | 2.15 C | sedimento orgánico | 3732 ± 26 | 4060 - 4152 | 0.94 |
| SUERC - 8103 | 2.97 C | sedimento orgánico | 4725 ± 27 | 5506 - 5582 | 0.57 |
| SUERC - 8102 | 3.56 C | sedimento orgánico | 6235 ± 38 | 7148 - 7256 | 0.36 |
| SUERC - 8104 | 4.27 C | sedimento orgánico | 8014 ± 48 | 8715 - 9019 | 0.42 |
| Beta - 223999 | 4.76 C | polen | 8710 ± 40 | 9547 - 9792 | 0.61 |
| Beta - 223998 | 5.03 C | polen | 9130 ± 40 | 10223 - 10407 | 0.42 |
| Beta - 221711 | 5.39 C | sedimento orgánico | 10020 ± 100 | 11243 - 11834 | 0.29 |
| TP | 0.18 N | Tefra | | * | 3.00 |
| TJ | 0.42 N | Tefra | | * | 1.33 |
| Beta - 193855 | 0.50 N | sedimento orgánico | 770 ± 50 | 653 - 789 | 0.15 |
| Beta - 227821 | 0.91 N | sedimento orgánico | 1390 ± 40 | 1262 - 1377 | 0.69 |
| Beta - 227822 | 1.52 N | sedimento orgánico | 2550 ± 40 | 2489 - 2643 | 0.49 |
| Beta - 193856 | 2.32 N | sedimento orgánico | 2870 ± 40 | 2871 - 3081 | 1.95 |
| Beta - 195351 | 3.05 N | sedimento orgánico | 4910 ± 40 | 5589 - 5720 | 0.27 |
| Beta - 233927 | 3.29 N | sedimento orgánico | 5490 ± 40 | 6260 - 6352 | 0.37 |
| Beta - 233928 | 3.49 N | sedimento orgánico | 5950 ± 40 | 6676 - 6882 | 0.42 |
| Beta - 193857 | 3.73 N | sedimento orgánico | 10290 ± 60 | 11945 - 12248 | Hiato |
| Beta - 195352 | 5.13 N | sedimento orgánico | 12850 ± 50 | 14947 - 15445 | 0.45 |
| Beta - 193858 | 6.51 N | sedimento orgánico | 13980 ± 80 | 16250 - 17050 | 0.95 |

a: Calibración basada en Stuiver y Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 2005. Calib 5.0.1

b: Calculada entre dos fechas contiguas.

* TP: Tefra Paricutín (1943 dC); TJ: Tefra Jorullo (1762 dC); N: núcleo zona norte, C: núcleo central

cronología de ^{210}Pb , en el periodo de 1901 a 1998, es de aproximadamente 1.4 mm/año, semejante a la estimada para los sedimentos depositados entre las tefras del Paricutín y el Jorullo, 1.33 a 1.83 mm/año. Para sedimentos anteriores a la tefra del Jorullo, el promedio de la tasa de acumulación para las secuencias norte y central es de 0.92 y 0.71 mm/año respectivamente (Figuras 2 y 3).

4.2 Correlación

La correlación entre las secuencias norte y central está basada en la correspondencia de las curvas de susceptibilidad magnética y los depósitos volcanoclásticos claramente reconocidos como tefras: del Paricutín (TP), del Jorullo (TJ) y las tefras T3, T4 y T5 (Figuras 2 y 3). Las columnas estratigráficas y los registros de susceptibilidad magnética de cada secuencia han sido redibujados en su propia escala temporal, de acuerdo al modelo de edad establecido para cada una de ellas (Figura 4). La correlación únicamente es posible hacerla en sedimentos más jóvenes que ca. 7200 años cal AP. De acuerdo a los modelos de edad, las edades para las tefras T5, T4 y T3 es de 7160 a 6900, 5500 a 5330 y 4140 a 4000 años cal AP respectivamente, en tanto la fecha considerada para la tefra Jorullo (TJ) es el año 1762 dC y el año 1943 dC para la Paricutín (TP) (Tabla 1).

El registro de susceptibilidad magnética en la secuencia norte presenta los valores máximos obtenidos (hasta 7.8 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$) y fluctuaciones de mayor amplitud que el registro central (máximos de 6.2 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$). Esto es debido a que los mayores contribuyentes a la susceptibilidad magnética en los sedimentos son los componentes clásticos, ricos en minerales ferrimagnéticos y paramagnéticos detríticos derivados de las rocas volcánicas circundantes y sus productos de alteración. Por otra parte, la susceptibilidad magnética es dependiente del tamaño de grano y aumenta con el incremento de tamaño de las partículas magnéticas (con excepción de las partículas superparamagnéticas). La franja litoral y la zona de rampa interna en el lago están sujetas a una mayor acumulación de minerales magnéticos gruesos, en tanto que la fracción más fina y menos densa de estos componentes sí alcanza la rampa externa y la planicie central del mismo. Las principales fluctuaciones en los registros de susceptibilidad magnética han sido designadas como los intervalos de máximos M1, M2 y M4, y el intervalo de mínimos M3 (Figura 4).

En los sedimentos de edad anterior a 4000 años cal AP, las fluctuaciones de susceptibilidad magnética son mínimas y no permiten establecer una correlación a partir de ella. En ellos únicamente es posible correlacionar las secuencias a partir de la presencia de tres tefras (T5, T4 y T3). De

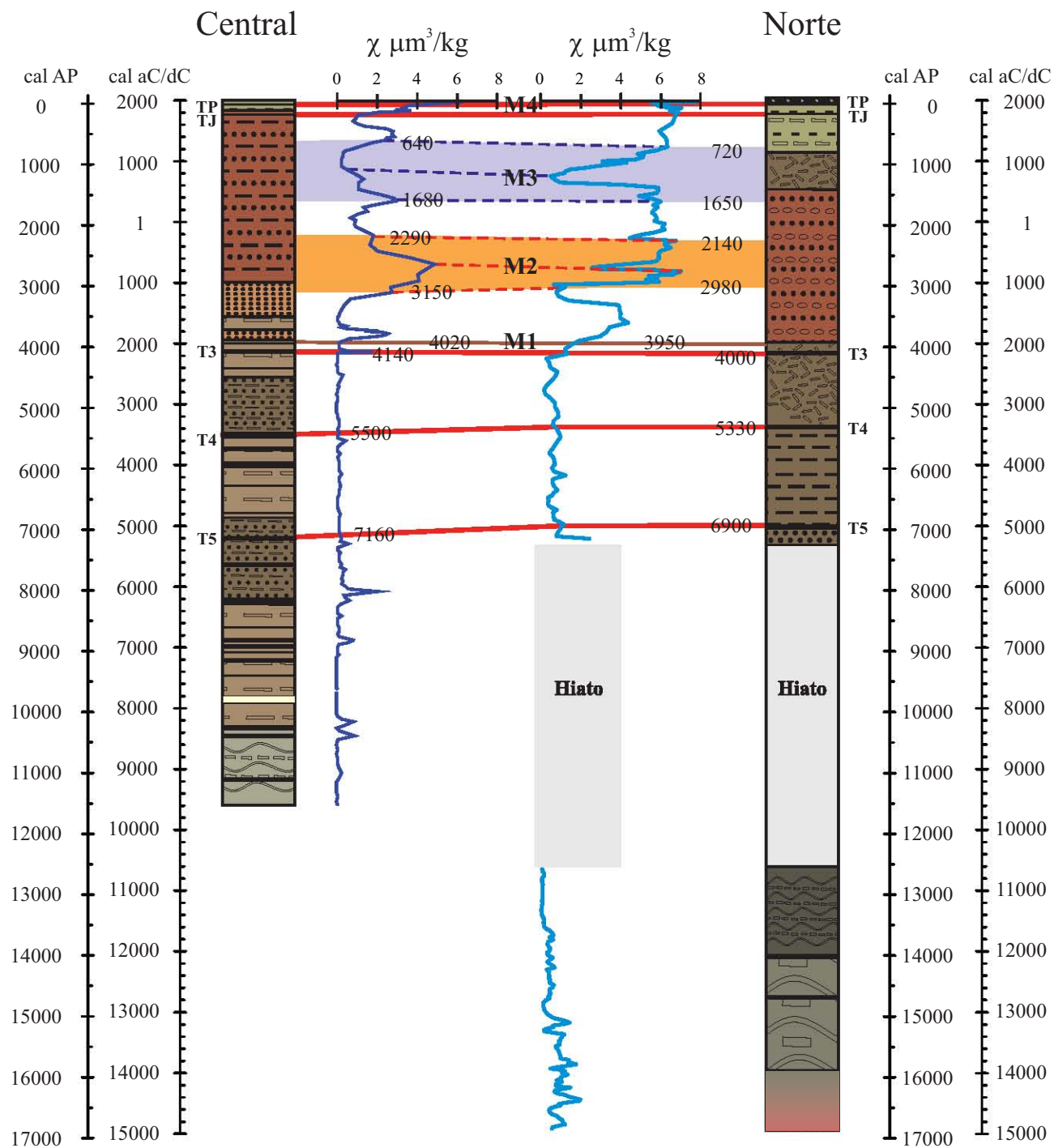


Figura 4. Correlación estratigráfica entre las secuencias norte y central del lago de Zirahuén, redibujadas en escala temporal de acuerdo al modelo de edad elaborado para cada una de ellas. La simbología se detalla en las figuras 2 y 3.

acuerdo a las edades calculadas para estos depósitos en cada secuencia, la diferencia máxima de edades entre ellas es de 260 años y se presenta en la tefra T5.

Poco después del depósito de la tefra T3, alrededor de 4000 años cal AP, inicia el aumento de susceptibilidad magnética. El primer incremento (M1) aparece de manera prácticamente sincrónica en ambas secuencias (4020 y

3950 años cal AP, Figura 4), se presenta como un máximo en χ de hasta $2.5 \mu\text{m}^3/\text{kg}$ de aproximadamente 400 años de duración en la secuencia central, en tanto que en la secuencia norte alcanza valores de $\chi > 4 \mu\text{m}^3/\text{kg}$, con una duración de alrededor de 800 años. Los valores máximos ocurren con una diferencia de *ca.* 200 años entre ambas secuencias, más temprano en la secuencia central que en la

norte. Posteriormente disminuyen los valores de χ , y después de ca. 3200 años cal AP se establecen las condiciones de franca dominancia de sedimentación clástica (M2, Figura 4), registrados más temprano en la secuencia central con una diferencia también cercana a los 200 años entre ambas secuencias. La continuación de la sedimentación clástica reflejada en altos valores de χ de la secuencia norte entre ca. 2000 y 1650 años cal AP, no tiene una correspondencia en el registro central. Únicamente hay una correlación en la fluctuación mayor de χ hacia los valores mínimos de los registros (M3), correspondiente a las edades 1400 a 720 años cal AP en el norte y entre 1650 a 640 en el centro. Ambos registros de susceptibilidad magnética vuelven a coincidir plenamente en el incremento de la misma durante los últimos 50 años (M4). En el inicio de los incrementos de χ en M1 y M2, existe una diferencia sistemática de edades más jóvenes en el registro norte de 200 años o menos.

La falta de correlación uno a uno de los rasgos comparados puede tener varias causas. Entre otras, pueden ser las heterogeneidades de la acumulación de sedimentos en las diferentes regiones del lago (mayor acumulación de fracción más gruesa en la orilla que en el centro), el efecto derivado del origen distinto del carbono en las fracciones de material orgánico fechado (polen vs. sedimento orgánico total), las diferencias de edad entre la materia orgánica terrígena y el tiempo de acumulación del sedimento al cual se incorpora, las incertidumbres analíticas intrínsecas de cada fechamiento y las probables diferencias entre las tasas de acumulación reales, en comparación con las calculadas a partir de los modelos de edad. A pesar de estas incertidumbres, es posible establecer una buena correlación entre ambas secuencias si se consideran, además de los rasgos puntuales como la ocurrencia de tefras, tendencias más generales de máximos y mínimos de la susceptibilidad magnética.

4.3 Facies y asociación de facies (Litoestratigrafía)

Se definieron originalmente diecisiete facies, diez pertenecientes a la secuencia norte (Ortega *et al.*, 2010) y siete a la parte central (Israde *et al.*, en preparación), que corresponden a asociaciones de facies lacustres y aluviales (Fig. 5), cuyas características se detallan en la Tabla 2. La mayor parte de las facies sedimentarias reconocidas en el lago de Zirahuén consisten de oozes diatomáceas diferenciados por el color y el tipo de estratificación (masiva o laminada). La estructura laminada es más común en el sondeo central (facies CD, CE, CF y CG) y se encuentra desarrollada en menor proporción en el sondeo norte (facies NE y NG).

Las facies clásticas, las cuales siguen en abundancia a las diatomíticas, dominan en la parte superior de ambos sondeos, en parte diluyen el contenido biogénico y son en su mayoría masivas, posiblemente debido al aumento en la energía de sedimentación, la cual proporciona mayor cantidad de material terrígeno. En el norte, este fenómeno

resulta en un aumento del tamaño de grano.

Las facies volcanoclásticas presentan acumulaciones < 1% del espesor total de las secuencias, son más abundantes en la parte inferior de los sondeos (en estratos anteriores a los ca. 4100 años cal AP) y se presentan en capas o diseminados. La mayor parte de los depósitos volcanoclásticos está constituida por ceniza negra fina de fragmentos líticos máficos y cantidades variables de olivino y vidrio, cuyos espesores varían de 2 a 30 mm y se les designa de manera conjunta con la letra V. Algunos de estos depósitos son interpretados como tefras (designados con la letra T), es decir depósitos piroclásticos o de caída, de acuerdo a su composición, a las características morfológicas de los granos, a su continuidad lateral, así como la ausencia de estructuras derivadas de corrientes. Dentro de éstos únicamente se reconocieron tres cenizas félsicas de color pardo muy pálido a gris claro, compuestas por fragmentos de cuarzo, feldespato y vidrio, con espesores similares a las de composición máfica. Excepto en las tefras históricas de los volcanes Jorullo y Parícutín, son escasos los análisis geoquímicos y fechamientos publicados de lavas pleistocénicas y holocénicas en la región (Newton *et al.*, 2005).

4.3.1 Asociación de facies 4: NJ+NI+NH+NG

Esta asociación se encontró únicamente en la parte inferior del sondeo norte, entre el intervalo de 6.61 a 3.72 m de profundidad, al que corresponden una edad de ca. 16825 a 12100 años cal AP y una tasa de sedimentación promedio de 0.70 mm/año (Figura 5). Está compuesta principalmente de limo masivo rico en diatomeas. En la base, la facies NJ consiste de limo pardo oscuro rojizo masivo, rico en diatomeas, con un espesor de 0.60 m, cambia transicionalmente hacia arriba a la facies NI, compuesta de limo pardo grisáceo masivo, rico en diatomeas, con 0.23 m de espesor. El contacto superior es difuso y horizontal. La facies NH, limo gris oscuro masivo rico en diatomeas de 5.78 a 4.47 m, tiene un cambio difuso y concordante a la facies NG, que consiste en un conjunto de 0.75 m de espesor (de 4.47 a 3.72 m de profundidad), de estratos rítmicos de ooze de diatomeas compuestos de capas gris oscuro masivas (2–14 cm espesor) y láminas a estratos irregulares pardo amarillo (2–40 mm espesor) con contactos difusos. En las facies NH y NG abundan fragmentos herbáceos (3 mm) y mega esporas de *Isöetes* (< 0.5 mm), ligeramente más abundantes en la facies NG. En 4.92 y 4.49 m de profundidad se presentan dos cenizas negras irregulares, compuestas predominantemente de vidrio (V17 y V16, respectivamente), de 2 a 4 cm de espesor (Figura 2).

4.3.2 Asociación de facies 3: CG+CF+CE

Se definió únicamente en la base del sondeo central, entre 5.40–3.98 m de profundidad, cuya edad corresponde a ca. 11540–8180 años cal AP, y una tasa de sedimentación promedio de 0.44 mm/año. Está compuesta de oozes de diatomeas finamente laminados (< 1 cm espesor) y estratos

Tabla 2. Facies en sedimentos del lago Zirahuén.

| Facies | Características sedimentológicas |
|-------------------------|---|
| Diatomáceas | |
| ND | Estratos gris oliva obscuro (5Y 3/2) a negros (5Y 2.5/1), masivos, centimétricos a decimétricos, de ooze de diatomeas rico en materia orgánica amorfa. |
| NE | Secuencia rítmica de ooze de diatomeas, compuesta de estratos gris muy obscuro (5Y 3/1), de 1 a 10 cm de espesor, en alternancia con láminas pardo obscuro (7.5YR 3/3) a negro (7.5YR 2.5/1) de 2 a 5 mm de espesor, subhorizontales a horizontales. Los contactos son rectos a irregulares. |
| NG | Ooze diatomítico gris muy obscuro (5Y 3/1), masivo a moteado (negro, 5Y 2.5/1), en estratos de 2 a 14 cm de espesor (dominantes), que alternan de manera rítmica con láminas y estratos irregulares pardo amarillento (10YR 5/4) de ooze de diatomeas (subordinados), de 2 mm a 4 cm de espesor. Subhorizontales a inclinados (> 30°), con contactos difusos. Abundantes restos herbáceos de hasta 3 mm longitud, y megaesporas de <i>Isöetes</i> (< 0.5 mm diámetro). |
| NH | Limo gris muy obscuro (10YR 3/1) con cambios difusos a limo pardo obscuro amarillento (10YR 4/4) en escala centimétrica, masivo, rico en diatomeas. Presenta escasos estratos delgados (1 a 2 cm), irregulares de arena negra (10YR 2/1) diseminada. Abundantes restos herbáceos de hasta 3 mm longitud, y megaesporas de <i>Isöetes</i> (< 0.5 mm diámetro). |
| NI | Limo pardo muy obscuro grisáceo (10YR 3/2), masivo, con escasos estratos centimétricos (2 a 5 cm) de limo negro (5YR 2.5/1), rico en diatomeas. |
| NJ | Limo pardo obscuro rojizo (5YR 3/4), masivo, rico en diatomeas. En la base de la secuencia norte cambia gradualmente a la facies NI a lo largo de 22 cm. |
| CD | Ooze de diatomeas en estratos difusos y láminas pardo grisáceo (10YR 5/2) a negro (10YR 2/1), de 0.5 a 10 cm de espesor, con fragmentos macroscópicos herbáceos, y escasas láminas de ooze de diatomeas pardo muy pálido (10YR 7/3). Las capas son horizontales, con contactos tenues y rectos. |
| CE | Laminas finas (0.5 a 5 mm) rítmicas pardo muy pálido (10YR 7/3)/gris claro (10YR 7/1) de oozes de diatomeas. Los contactos son nítidos, ondulados. En la secuencia central (donde es reconocida) presenta 5 cm de espesor. |
| CF | Estratos pardo obscuro (10YR 3/3) a pardo (10YR 4/3) de 1 a 3 cm de espesor y láminas gris claro (10YR 7/1) a pardo muy pálido (10YR 7/3), todos ellos compuestos de ooze de diatomeas, con materia orgánica amorfa y ceniza fina máfica diseminada. Subhorizontales, con contactos difusos a nítidos, rectos a ondulados. |
| CG | Estratos y láminas gris muy obscuro (7.5YR 3/1) a pardo obscuro (7.5YR 3/3) de 1 a 3 cm de espesor (dominantes), y láminas subordinadas gris claro (7.5YR 7/1) a pardo muy pálido (10YR 7/3) de 2 a 10 mm de espesor, todas ellas compuestas de oozes de diatomeas y materia orgánica amorfa, con ceniza fina máfica diseminada. Subhorizontales, con contactos difusos a nítidos, rectos a ondulados. |
| Clásticas | |
| NA | Limo arcilloso pardo grisáceo muy obscuro (10YR 3/2), diatomáceo, masivo. |
| NB | Limo arcilloso pardo muy obscuro grisáceo (10YR 3/2) a pardo (10YR 4/3), diatomáceo, en láminas difusas subhorizontales de 0.3 a 1 mm de espesor. |
| NC | Limo arcilloso pardo obscuro rojizo (5YR 3/2), en estratos > 2 cm a masivo, con abundantes fitolitos y bajo contenido de diatomeas, alternan con arena fina a media negra (5YR 2.5/1) en estratos de 4 a 7 cm de espesor, con clastos subangulares de vidrio volcánico, plagioclasa, ocasionales anfíboles y minerales opacos, con restos de materia orgánica herbácea y carbón. Los contactos son difusos, irregulares o inclinados. En los núcleos colectados rápidamente se oxida y adquiere un tono más rojo en las superficies de corte. |
| NF | Limo arenoso pardo obscuro (10YR 3/3) a gris muy obscuro (5Y 3/1), masivo, rico en materia orgánica amorfa y fragmentos de diatomeas. Los clastos de arena son fragmentos de plagioclasa zonada y piroxeno. |
| CA | Limo arcilloso pardo oliva obscuro (2.5Y 3/3) a pardo rojizo obscuro (5YR 3/3), en estratos difusos de escala centimétrica (2-5 cm) subhorizontales, y láminas (0.5-1 cm) de limo arenoso negro (5YR 2.5/1) con oozes orgánicos. |
| CB | Arcilla limosa negra (7.5YR 2.5/1), gris muy obscuro (7.5YR 3/1) a pardo obscuro rojizo (5YR 3/4), de estructura masiva y en estratos difusos de escala centimétrica, con fragmentos de cuarzo y feldespatos de tamaño limo, fragmentos de materia orgánica herbácea y leñosa diseminada, y diatomeas. |
| CC | Limo arcilloso pardo obscuro (7.5YR 3/2) a pardo obscuro rojizo (2.5YR 3/4), masivo y en estratos difusos, con contactos muy irregulares. Escasas láminas difusas pardo claro (7.5YR 6/3) y negras (7.5YR 2.5/1) ricas en diatomeas, subhorizontales. |
| Volcaniclásticas | |
| TP | Tefra de ceniza negra (10YR 2/1) de 2 cm de espesor, compuesta principalmente de fragmentos angulares de vidrio, plagioclasa y minerales máficos. Este depósito corresponde a la tefra del volcán Parícutín. |
| TJ | Tefra de ceniza negra (10YR 2/1) diseminada en un intervalo de 2 cm de espesor, compuestos de vidrio, plagioclasa y minerales máficos, que corresponden a la tefra del volcán Jorullo. |
| T3 | Tefra de ceniza muy fina, negra (10YR 2/1), de 3 cm de espesor, compuesta de fragmentos angulosos de vidrio máfico, olivino y líticos de roca volcánica, con fragmentos de diatomeas procedentes de la columna de agua. |
| T4 | Tefra de ceniza muy fina, pardo muy pálido (10YR 8/2), con fragmentos angulares de vidrio con inclusiones de microcristales y fenocristales rotos de feldespato, plagioclasa zonada y escasos máficos como accesorios. Presenta escasos bioclastos (diatomeas y fragmentos herbáceos). En el sondeo norte tiene un espesor de 5 mm, en tanto que en la secuencia central aparece como dos intervalos discretos de ca. 2 mm de espesor cada uno, separados por sedimentos orgánicos de 1.5 mm de espesor. |
| T5 | Tefra de ceniza negra (10YR 2/1) de 2 cm de espesor, compuesta de plagioclasa, vidrio y minerales máficos. |
| V (6 a 17) | Depósitos volcaniclásticos gris obscuro (10YR 4/1) a negro (10YR 2/1), masivos, irregulares. Sus espesores oscilan de 5 mm a 3 cm, presentan fragmentos angulosos de líticos de roca volcánica máfica y cantidades variables de olivino y vidrio. Su matriz se encuentra representada por cantidades variables de diatomeas de diferentes tamaños y materia orgánica fina diseminada que procede de la columna de agua, además se presentan algunos fragmentos subredondeados de cuarzo y feldespato. |

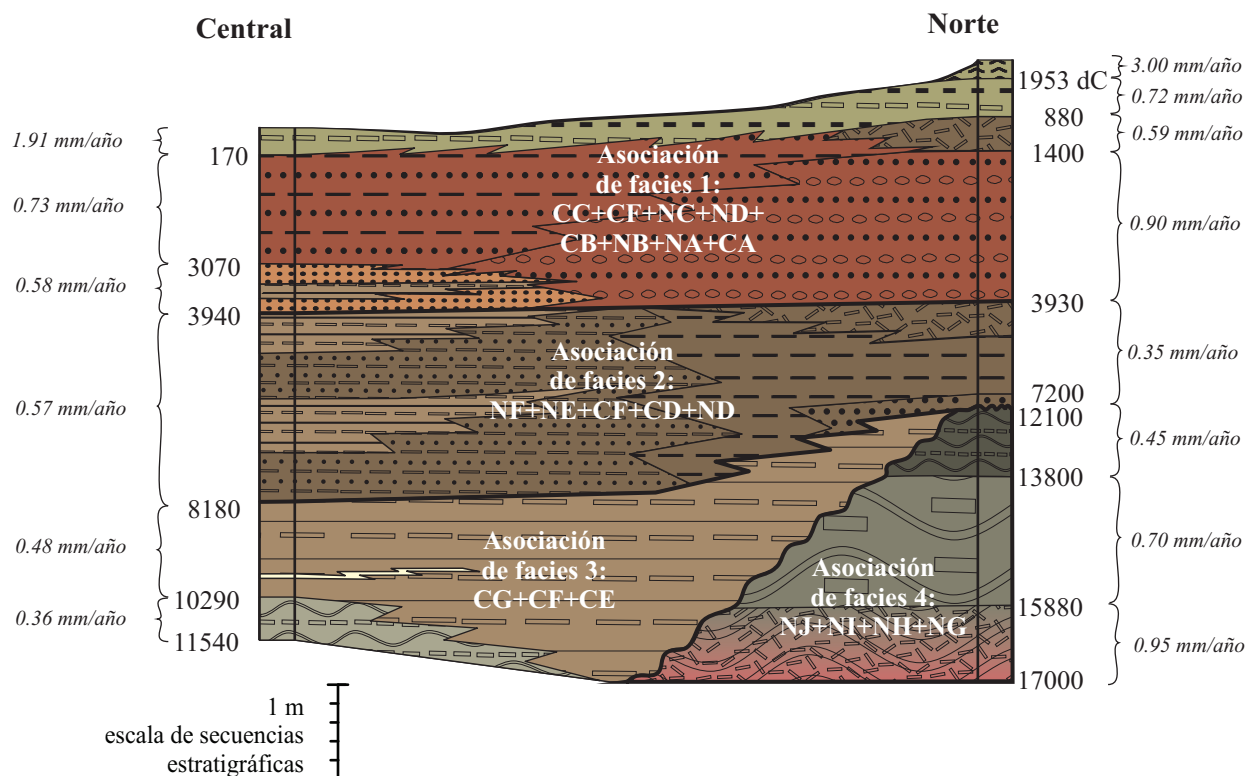


Figura 5. Facies y asociación de facies de las secuencias norte y central del lago de Zirahuén. A ambos lados se presentan las tasas de sedimentación promedio y sus límites en edades calibradas para las distintas asociaciones de facies.

(≥ 1 cm espesor), generalmente bien definidas (facies CG, CF y CE), con algunas facies volcanoclásticas intercaladas (T10 y V15 a V11). La facies CG, que ocurre entre la base y 4.99 m de profundidad, ca. 11540 y 10290 años cal AP, consiste de estratos difusos y láminas gris muy oscuro a pardo oscuro de 1 a 3 cm de espesor, con láminas gris claro a pardo muy pálido, todas ellas compuestas de oozes de diatomeas, materia orgánica amorfa y ceniza fina máfica diseminada (Figura 6a). La facies CF se presenta en el intervalo de 4.99 a 3.98 m de profundidad, ca. 10290 y 8180 años cal AP, está compuesta de estratos de color pardo oscuro a pardo, de 1 a 3 cm de espesor y láminas gris claro a pardo muy pálido, compuestas de oozes de diatomeas, materia orgánica amorfa y ceniza fina diseminada de composición máfica (Figura 6b). Presenta una sección distintiva de 5 cm de espesor (facies CE, 4.84 a 4.79 m de profundidad, ca. 9880 a 9780 años cal AP) con finas láminas (0.5 a 5 mm) rítmicas pardo muy pálido/gris claro de oozes de diatomeas. El contacto entre las facies CG y CF es concordante y difuso, definido por la desaparición de las capas gris muy oscuro de la facies CF. Los estratos más oscuros tienen mayor contenido de materia orgánica amorfa que las laminaciones. No se observa el contacto entre la asociación de facies 3 y la subyacente asociación 4.

4.3.3 Asociación de facies 2: NF+NE+CF+CD+ND

En la secuencia central se presenta en el intervalo de 3.98

a 1.98 m de profundidad, con edad de ca. 8180 a 3940 años cal AP, en tanto que en la secuencia norte está entre 3.72 – 2.57 m de profundidad, con una edad correspondiente a ca. 7200 – 3930 años cal AP. Las tasas de sedimentación varían de 0.57 a 0.35 mm/año, respectivamente. Está compuesta de oozes de diatomeas rico en materia orgánica, en estratos y láminas generalmente difusos (facies NE, CF, CD), intervalos masivos (facies ND), así como por los depósitos de la facies clástica NF y las volcanoclásticas T5, T4, T3 y V9 a V6. En la base de esta asociación de facies en la secuencia norte, la facies NF descansa discordantemente sobre el depósito de la facies NG de la asociación de facies 4. Las características de este contacto, abrupto e irregular, así como la discontinuidad en el modelo de edad establecido para la secuencia norte, indican que parte del registro sedimentario está ausente en esta secuencia y se infiere un hiato entre ca. 12100 y 7200 años cal AP, en el que la extrapolación de las tasas de sedimentación indican la pérdida de alrededor de un metro de sedimentos.

La sedimentación se restablece con el depósito de la facies NF, que consisten de limo arenoso pardo oscuro, masivo, rico en materia orgánica, en el intervalo de 3.72 – 3.61 cm, cuya edad corresponde a ca. 7200 – 7020 años cal AP, con una tasa de sedimentación promedio de 0.42 mm/año. Esta facies no tiene una equivalente en la secuencia central, por lo que se infiere un acuñamiento de sus sedimentos. Sobre la anterior descansan de manera

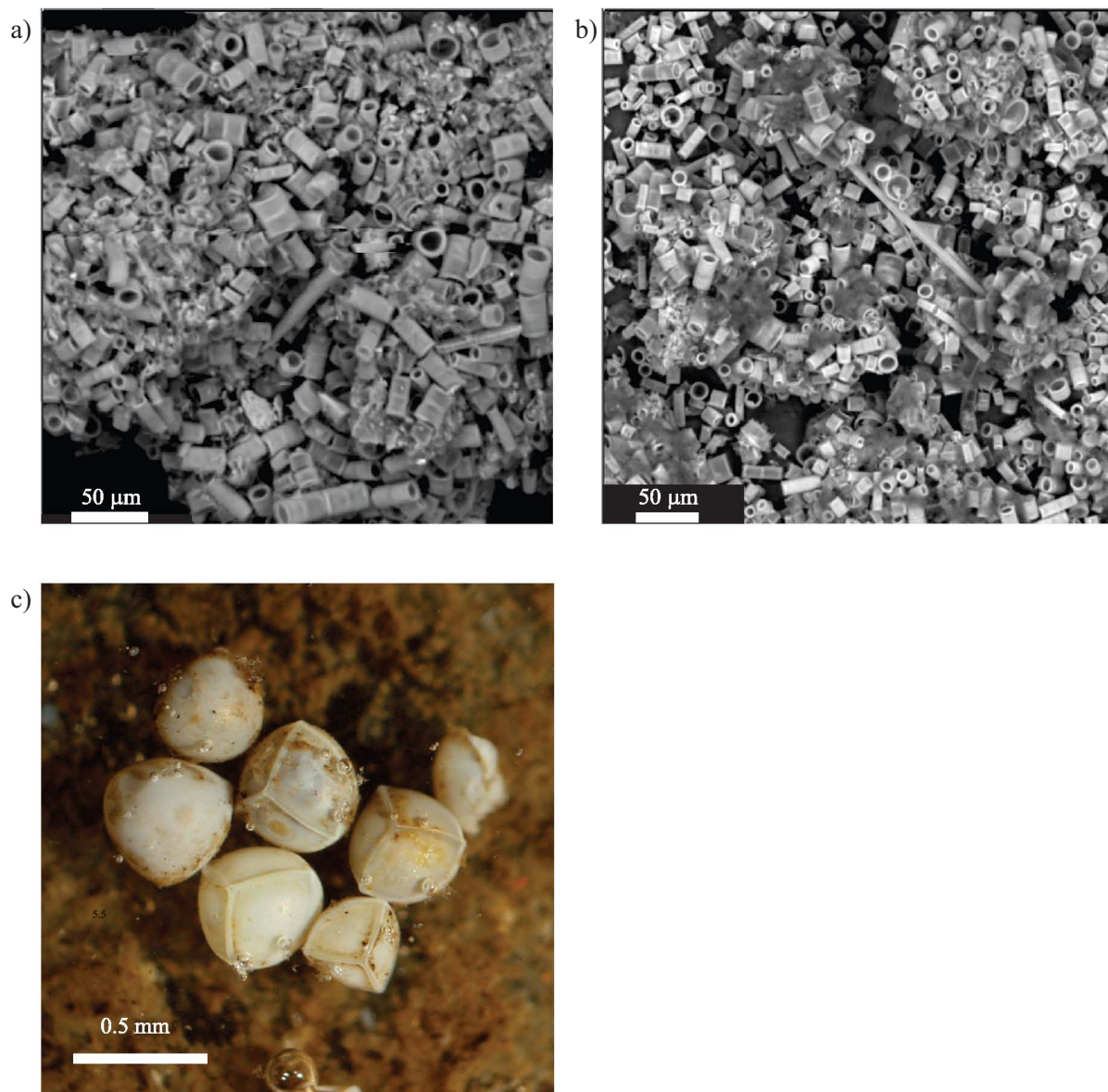


Figura 6. Fotomicrografías de las facies sedimentarias CG (a) y CF (b) observadas en los núcleos profundos de los sedimentos del lago de Zirahuén. Megaesporas de *Isöetes* de las facies NG y NH (c).

concordante los sedimentos de la facies NE, que consisten de una secuencia rítmica de ooze diatomáceo en la que alternan estratos (1–7 cm) gris oscuro con láminas (2–5 mm) pardo oscuro. Esta facies presenta un espesor de 0.56 m, con edad entre *ca.* 7020 y 5560 años cal AP y una tasa de sedimentación promedio de 0.35 mm/año. Esta facies cambia lateralmente a las facies CD y CF del sondeo central (Figura 5).

La facies CD se presenta en dos intervalos, entre 3.98–3.44 m, *ca.* 8180–6890 años cal AP y entre 2.91 y 2.40 m de profundidad, *ca.* 5480–4640 años cal AP. Las tasas de sedimentación en esta facies varían entre 0.39 y 0.57 mm/año. Está compuesta de estratos y láminas difusos pardo grisáceo a negro de oozes de diatomeas, con fragmentos

macroscópicos herbáceos. En esta asociación, la facies CF se encuentra en dos intervalos, entre 3.44–2.91 m, *ca.* 6890–5480 años cal AP y 2.40–1.98 m, *ca.* 4640–3940 años cal AP, con tasas de acumulación entre 0.46 y 0.75 mm/año. Los contactos entre las facies de esta asociación son concordantes y difusos.

La facies ND (secuencia norte), está compuesta de ooze gris oscuro masivo, en el intervalo entre 3.05–2.57 m de profundidad, cuya edad corresponde al periodo de 5560–3930 años cal AP y tiene una tasa de sedimentación promedio de 0.27 mm/año. El contacto con los depósitos subyacentes de la facies NE es concordante y horizontal. Esta facies no tiene una equivalente en la secuencia central, por lo que se infiere un acuñamiento de sus sedimentos.

En esta asociación de facies están presentes las tefras T5, compuesta de plagioclasa, vidrio y minerales máficos; la tefra T4, una ceniza blanca compuesta de vidrio, plagioclasa y escasos minerales máficos y la tefra T3; así como los depósitos volcanoclásticos V9–V6.

4.3.4 Asociación de facies 1:

CC+CF+NC+ND+CB+NB+NA+CA

En la secuencia central se encuentra de 1.98 m de profundidad a la superficie, intervalo al que corresponde una edad de 3940 años cal AP – 2003 dC, con una tasa de sedimentación promedio de 0.98 mm/año. En la secuencia norte está entre 2.57 – 0 m de profundidad, en el periodo de 3930 años cal AP – 2003 dC y tiene una tasa de sedimentación promedio de 1.12 mm/año. Está compuesta principalmente de material clástico (arena, limo y arcilla) con algunos intervalos ricos en diatomeas y materia orgánica amorfa que en los núcleos colectados rápidamente se oxida y adquiere un tono rojo/anaranjado en las superficies de corte. Los clastos más gruesos son vidrio volcánico, plagioclasa, ocasionales anfíboles y minerales opacos, así como cuarzo cubierto de una capa de arcilla roja y feldespatos alterados. La fracción arcillosa identificada por DRX es halloysita. La dominancia de los componentes clásticos en esta asociación se refleja en los altos valores de susceptibilidad magnética (χ). El contacto con la unidad inferior es concordante, transicional y difuso, definido por la aparición de los estratos de limo arcilloso.

En la secuencia central, la base de esa asociación está constituida por una alternancia de facies CC–CF–CC, en el intervalo de 1.98 – 1.45 m de profundidad (ca. 3940 – 3070 años cal AP). La tasa de sedimentación promedio es de 0.58 mm/año, en la que alternan estratos masivos de limo arcilloso pardo oscuro a pardo oscuro rojizo y escasas láminas difusas pardo claro ricas en diatomeas (facies CC). La facies laminada CF se encuentra en el intervalo 1.82 – 1.65 m, 3760 – 3590 años cal AP, con tasa de acumulación de 0.94 mm/año. En contacto concordante sobre las facies arriba descritas, se encuentran los depósitos de la facies CB, compuesta de arcilla limosa negra, gris muy oscuro a pardo oscuro rojizo, con estructura masiva y estratos difusos, con fragmentos de cuarzo y feldespatos de tamaño limo. Abarca el intervalo de 1.45 – 0.30 m de profundidad, corresponde al periodo de 3070 – 170 años cal AP y tiene una tasa de sedimentación promedio de 0.73 mm/año.

En la secuencia norte, la base de esta asociación presenta los sedimentos de la facies NC, compuesta por estratos de limo arcilloso pardo oscuro rojizo (2 – 20 cm). Son masivos, con abundantes fitolitos y bajo contenido de diatomeas; alternan con estratos de arena negra (4 – 7 cm). Este depósito tiene un espesor de 1.63 m, abarca el periodo de ca. 3930 a 1400 años cal AP, con una tasa de sedimentación promedio de 0.90 mm/año. El contacto con la asociación de facies 2 inferior es concordante y difuso. Sobre la facies NC se presenta un depósito de 34 cm de espesor que corresponde a la facies ND, cuyas

características fueron descritas en la sección anterior. La edad de este depósito es de ca. 1400 – 880 años cal AP, abarca el intervalo de 0.94 – 0.60 m de profundidad, con una tasa de sedimentación promedio de 0.59 mm/año. El conjunto de facies CC–CF–CC–CB de la secuencia central cambia lateralmente al conjunto de facies NC–ND de la secuencia norte (Figura 5).

La parte superior de esa asociación de facies está constituida por las facies CA–NB. La facies CA está constituida por estratos difusos de escala centimétrica (2 a 5 cm) de limo arcilloso pardo oliva oscuro a pardo rojizo oscuro y láminas (0.5 a 1 cm) de limo arenoso negro con oozes orgánicos. Abarca los 0.30 m superficiales de la secuencia central, correspondientes a los últimos ca. 170 años, que representan una tasa de sedimentación de 1.91 mm/año. Los sedimentos rápidamente se oxidan en superficies de corte. El contacto inferior es gradual, definido por la aparición de las láminas negras en la facies CA y la marcada disminución en la intensidad de oxidación en superficies expuestas por cortes.

La facies NB, compuesta de láminas (0.3 a 1 mm de espesor) de limo arcilloso y diatomáceo pardo grisáceo, que abarca el intervalo de 0.60 – 0.20 m de profundidad, durante el periodo de 880 – 33 años cal AP, con una tasa de sedimentación promedio de 0.72 mm/año. Descansa de manera concordante sobre el depósito subyacente de la facies ND.

La facies NA está constituida de limo arcilloso pardo muy oscuro grisáceo, diatomáceo y masivo, presente en los 20 cm superiores de la secuencia norte, abarca los últimos ca. 86 años y presenta una tasa de sedimentación promedio de 3.00 mm/año.

Entre 0.42 – 0.43 m, se encuentran fragmentos volcanoclásticos diseminados compuestos de vidrio, plagioclasa y minerales máficos, que corresponden a la tefra Jorullo (TJ). A 0.18 – 0.20 m se encuentra otra tefra de ceniza negra compuesta principalmente de fragmentos angulares de vidrio, plagioclasas y minerales máficos, que corresponde a la tefra Paricutín (TP).

5. Discusión

5.1 La morfología del lago

De acuerdo al mapa batimétrico elaborado por Bernal-Brooks y MacCrimmon (2000a) el depocentro de lago Zirahuén se localiza en la parte oeste, en el extremo opuesto de la desembocadura del río La Palma, en lo que probablemente fue uno de los puntos más bajos de su cauce anterior al cierre de la cuenca por los flujos de lava de La Magueyera. En general, el borde este del lago presenta una rampa lacustre más amplia (entre 1 y 1.3 km), con una pendiente más suave de ca. 1.5°, en parte debido al relieve original anterior a la formación del lago, así como a los depósitos aluviales del río La Palma y de las escorrentías

que cortan el cerro Zirahuén. Hacia el norte del lago, en el sector donde fue colectada la secuencia norte, la rampa tiene menor amplitud que aquella en el sector este (entre 250 y 700 m de longitud), con un ángulo entre 3 y 7°, debido en parte al relieve heredado y a que las escorrentías provenientes del arroyo El Chorrillo, del cerro Tumbio y la parte NW del cerro Zirahuén al norte del lago, son de menor importancia que las localizadas al este del mismo. Hacia el oeste del lago, la pendiente cambia abruptamente frente a los cerros La Magueyera y Cumburinos (Figura 1), los cuales son las acumulaciones volcánicas más jóvenes en la cuenca y no han desarrollado aún una disección fluvial importante, formando una zona de pequeña plataforma y talud en el lago.

Cabría esperar que la planicie central y el depocentro hacia el oeste del lago albergaran las secuencias lacustres de mayor espesor. Sin embargo, las tasas de sedimentación en el sondeo norte son en general más altas que las estimadas en el sondeo central, lo que indica la influencia de la sedimentación clástica en el borde del lago.

5.2 El registro lacustre de la actividad volcánica

Las facies volcanoclásticas presentan acumulaciones < 1% del espesor total de las secuencias, son más abundantes en la parte inferior de los sondeos, donde se presentan en capas o diseminadas. Durante la perforación en la parte central, la penetración de la tubería terminó abruptamente debido probablemente a la presencia de algún estrato de gran competencia en la base del sondeo, por lo que se pensó que se había llegado a un depósito volcanoclástico resistente, muy compacto, de espesor mayor a varios centímetros. Sin embargo, no se colectó ningún material semejante en la base del sondeo central. Por otra parte, en el sondeo norte, en cuya secuencia está ausente el depósito equivalente a la base del central, tampoco se registró ningún depósito volcanoclástico mayor a 5 cm de espesor. La mayor parte de los volcanoclastos son de composición máfica, y solo tres tefras son de composición félsica. Por los delgados espesores de los depósitos volcanoclásticos, se considera que se trata de emisiones distales con relativamente bajo impacto en el ambiente del lago y su entorno. Se reconocieron las tefras históricas de los volcanes Jorullo y Parícutín a partir de sus características petrográficas y sus relaciones estratigráficas. Aunque en el presente trabajo no se han realizado análisis geoquímicos en las tefras que permitan intentar correlacionarlas con las caracterizadas en la región del CVMG, por la edad y sus características macroscópicas, la tefra T3 puede corresponder a la tefra CA/T404 del lago de Pátzcuaro (Newton *et al.*, 2005).

5.3 Las tasas de sedimentación

Los sedimentos del lago Zirahuén registran importantes cambios verticales y laterales. Los componentes sedimentarios varían principalmente dentro de tres extremos que son la materia orgánica, las frústulas de diatomeas y los

sedimentos terrígenos; en consecuencia, las variaciones en la proporción de estos tres componentes principales definen las facies sedimentarias. Las tasas de sedimentación promedio en las asociaciones de facies descritas varían entre 0.44 y 0.98 mm/año en la secuencia central y entre 0.35 y 1.12 mm/año en la secuencia norte.

El mayor aporte de sedimentos fluviales al lago es a través del río La Palma, cuya desembocadura se encuentra al SE, y que drena una área de 180 km². En un núcleo colectado frente a la desembocadura del río (ZR/98), se encontraron tasas de sedimentación de 10 mm/año para los últimos 55 años (Davies *et al.*, 2004). Este aporte de terrígenos, en la actualidad controlado por los campos cultivados y los canales de irrigación, pudo tener alguna influencia en el sitio donde fue colectada la secuencia central. Sin embargo, esta influencia debió haber sido menor aún en el sitio de colecta de la secuencia norte. Para el sitio norte, el arrastre superficial de sedimentos proviene de una área de drenaje *ca.* 10 veces menor que la cuenca del río La Palma. Otros controles en la sedimentación terrígena –como el tectonismo, la acumulación o denudación por derrumbes asociados a fallamiento sinsedimentario o la perturbación de los sedimentos por sismicidad–, no han sido considerados en este esquema, ya que no se cuenta con información de zonas más extensas en la cuenca.

En la asociación de facies 4 la tasa de sedimentación promedio es de 0.70 mm/año. Estos sedimentos compuestos de limo y diatomeas tienen bajos valores de χ , lo que indica un contenido relativamente bajo de minerales ferrimagnéticos (titanomagnetitas principalmente, de origen clástico, de acuerdo a las temperaturas de Curie y análisis por microsonda electrónica), que son los principales contribuyentes a la susceptibilidad magnética. Sin embargo, el conjunto de facies NJ y NI presentan una de las tasas de sedimentación más altas encontradas (0.95 mm/año). El tono rojizo de estos sedimentos sugiere la presencia de óxidos y oxihidróxidos de hierro (p.e. hematita, lepidocrocita, goethita), minerales comúnmente clásticos formados por la oxidación de minerales de Fe pero que contribuyen débilmente a la susceptibilidad magnética. La presencia de estos minerales explicaría las tasas de sedimentación relativamente altas, debidas a una mayor contribución clástica, y los bajos valores de susceptibilidad magnética en las facies NJ–NI.

Las asociaciones de facies 3 y 2, dominadas por ooze de diatomeas y materia orgánica amorfa, presentan tasas de sedimentación similares, entre 0.35 y 0.57 mm/año. En la asociación de facies 1 las tasas de sedimentación varían entre 0.98 y 1.12 mm/año. Las mayores tasas de sedimentación se encuentran en la cima de ambas secuencias, por arriba del depósito de la tefra del Parícutín, donde alcanzan 3 mm/año. De acuerdo a los intervalos fechados, una tasa de sedimentación relativamente alta se localiza en una parte de los sedimentos de la facies NC entre las edades de 2980 y 2715 años cal AP (1.95 mm/año, figura 2) aunque la tasa calculada para todo el depósito de esta facies es

de 0.90 mm/año, semejante a las calculadas en las facies ND y NB por arriba de ella. De acuerdo a la estratigrafía descrita y a los valores de χ , en esta asociación de facies se presenta la mayor cantidad de sedimentos terrígenos. Sin embargo, en el conjunto de las facies de esta asociación en la secuencia norte, las tasas calculadas son semejantes a las de la asociación de facies 4 (Figura 5).

5.4 Las láminas

La laminación se presenta mejor desarrollada en los sedimentos de la asociación de facies 3, en la secuencia central, facies CF y CD. En la secuencia norte, si bien la laminación y la estratificación en general están menos definidas que en la secuencia central, son también reconocibles intervalos laminados en los sedimentos de las facies NG y NE, por debajo de la tefra T4. En todas estas facies, las láminas están compuestas por oozes de diatomeas. En los sedimentos de la asociación de facies 1 las láminas son escasas y difusas. Los intervalos laminados reflejan periodos de mayor estabilidad y condiciones de menor energía durante la sedimentación en el lago. En lagos tropicales, el desarrollo de pares de láminas anuales está asociado a cambios en las estaciones secas y húmedas (Glenn y Kelts, 1991), sin embargo no se ha determinado cuál es el origen de la laminación en Zirahuén, aunque se considera que puede representar la alternancia de condiciones estables interrumpidas por periodos de fuerte mezcla de agua que aumentaron la disponibilidad de nutrientes, disparando el florecimiento de las diatomeas que se depositaron para formar las láminas.

5.5 Historia del depósito

Los últimos ca. 17000 años de historia del lago de Zirahuén pueden esbozarse a partir de las evidencias presentadas en este trabajo. En ninguno de los sondeos colectados se alcanzó el sustrato del lago y la ausencia de fechamientos absolutos en las acumulaciones volcánicas que se asume cerraron el drenaje del río La Palma, impide estimar con mayor precisión la edad mínima de formación del lago. La existencia de frústulas de diatomeas, la mayor parte de ellas en buen estado de preservación, así como la ausencia de rasgos asociados a la formación de paleosuelos, indican que los sedimentos colectados tanto en el centro como en el norte se acumularon en ambientes subacuáticos. Las principales etapas de desarrollo del lago de Zirahuén se ilustran de manera esquemática en la figura 7.

5.5.1 Etapa 1: Pleistoceno tardío, ca. 17000–14000 años cal AP

Domina la sedimentación clástica de grano fino (limo), aunque es abundante el contenido de diatomeas. El color rojo de los sedimentos implica la acumulación de una fracción clástica relativamente rica en óxidos u oxihidróxidos de Fe formada por el intemperismo o la

alteración de minerales de Fe, y su posterior conservación en el lago en un ambiente óxico. Las tasas de sedimentación relativamente altas, la estructura masiva de los sedimentos, con abundantes fragmentos herbáceos y esporas de *Isöetes* en NH sugieren un ambiente ribereño, de bajos niveles lacustres, posiblemente de condiciones climáticas relativamente secas. La transición en la coloración de los sedimentos, de rojiza en la base a gris oscuro en la cima, indica un cambio gradual a condiciones reductoras en el ambiente de depósito, y una disminución en el ingreso de minerales derivados del intemperismo.

5.5.2 Etapa 2: Transición Pleistoceno tardío-Holoceno, ca. 14000 a 8180 años cal AP

En la secuencia norte, entre 14000 y 12100 años cal AP, la composición de los sedimentos cambia al volverse dominantes las diatomeas, y empieza a definirse la estratificación y la laminación (facies NG). En esta secuencia son más abundantes aún los fragmentos herbáceos y las esporas de *Isöetes*. En nuestros sondeos no existe el registro sedimentario entre ca. 12100 y 11540 años cal AP. En la secuencia central se presenta la laminación más fina y mejor desarrollada entre ca. 11540 y 8180 años cal AP, lo que sugiere que las condiciones bajo las cuales empieza a desarrollarse la laminación en la secuencia norte, continúan hasta ca. 8180 años cal AP. Posiblemente la fina laminación se desarrolló durante un periodo con una estacionalidad más marcada, durante épocas de una estratificación más intensa o duradera en la columna de agua con bajo aporte de sedimentos por erosión superficial, o por un aumento en el nivel lacustre. Así mismo, el incremento en *Isöetes* indica la expansión del litoral. Se considera que estos sedimentos representan las condiciones más estables de los registros.

5.5.3 Etapa 3: Holoceno temprano y medio, ca. 8180 a 3900 años cal AP

En la secuencia norte no hay registro sedimentario entre 12100 y 7200 años cal AP. Una probable explicación del origen del hiato es el descenso del nivel lacustre y la exposición de los sedimentos a la deflación. Por otra parte, es posible también que se haya originado por una transgresión erosiva. En la secuencia central, el depósito de la facies CD es la única evidencia de cambios en la sedimentación, sin embargo, hay una diferencia de alrededor de 1000 años entre el inicio de la acumulación de la facies CD y la reanudación de la sedimentación en la secuencia norte (facies NF). En la secuencia norte no hay rasgos que sugieran una exposición aeróbica de los sedimentos (p.e. oxidación, paleosuelos, superficies endurecidas, grietas de desecación, etc.), que apoyen la hipótesis de la disminución del nivel lacustre. Por otra parte, en la secuencia central, localizada a aproximadamente 2 km de la secuencia norte, no hay evidencias del depósito de los sedimentos removidos por una erosión transgresiva (p.e. incremento en las tasas de sedimentación, aumento de tamaños de grano, etc.), excepto por la presencia de fragmentos herbáceos. Las

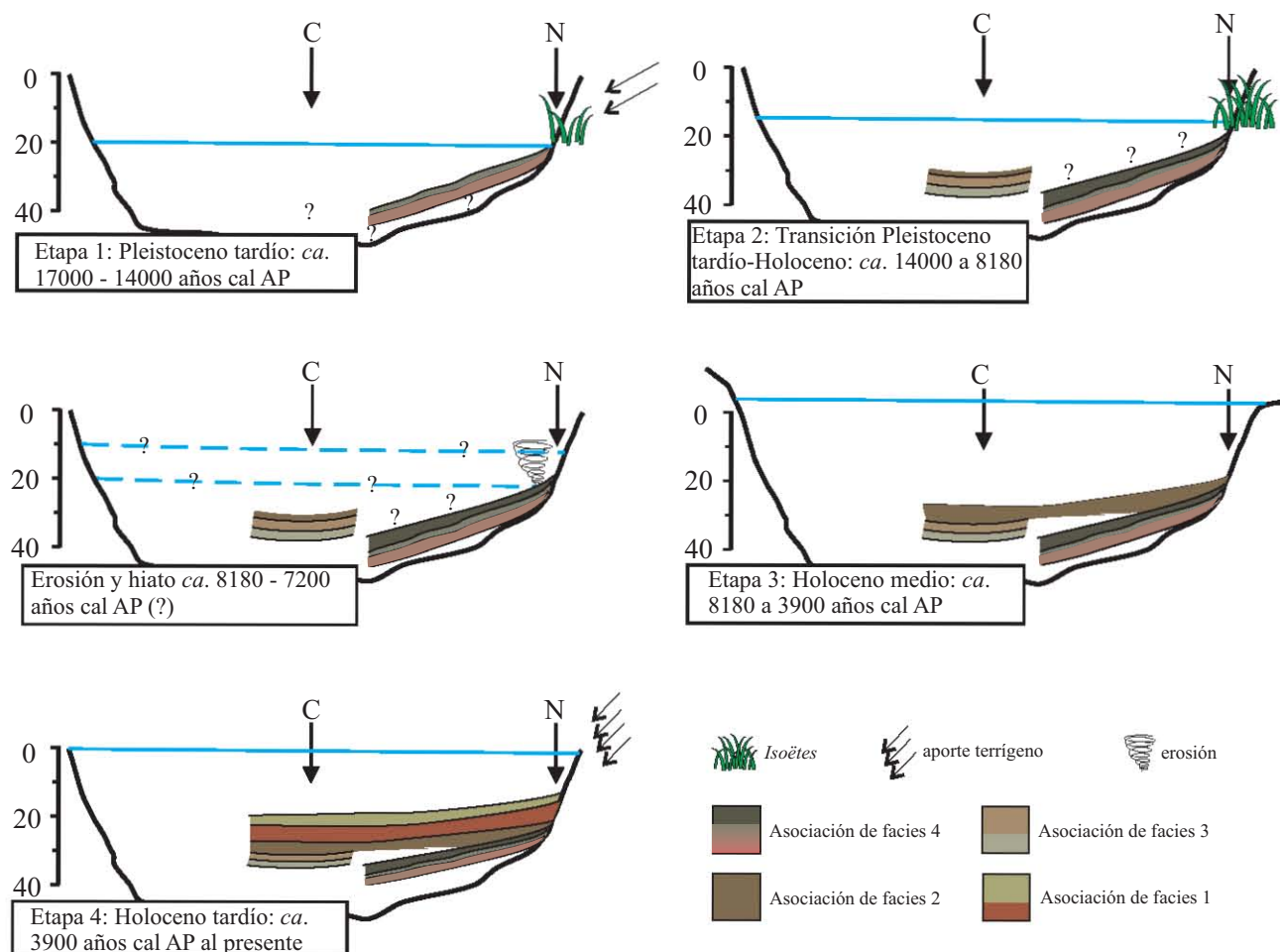


Figura 7. Evolución del lago Zirahuén en los últimos ca. 17000 años. En la etapa 1 y 2 el lago se expande y se profundiza. Un evento erosivo alrededor de 7300 años cal AP produce un hiato en la secuencia norte de alrededor de 5000 años. En la etapa 3 continúa el ascenso del nivel lacustre, y en la etapa 4 se registra un intenso aporte de terrígenos.

evidencias aquí encontradas no son suficientes para apoyar la ocurrencia de uno u otro de los procesos que ocasionaron el hiato.

Después de ca. 8180 años cal AP, la laminación en la secuencia central pierde definición. A medida que aumenta el contenido de materia orgánica, el sedimento pierde su carácter laminado y el depósito se vuelve masivo. La alternancia de facies CF y CD indican variaciones en los procesos que dieron origen a la laminación. La sedimentación en la secuencia norte se reanuda con la acumulación de material clástico arenoso, y posteriormente al depósito de la tefra T5 se restaura la formación de estratos delgados y láminas. En estos sedimentos desaparecen los *Isöetes*. Tanto por la presencia de materia orgánica como por la abundancia de diatomeas, se infiere que es alta la productividad en el lago. Estas evidencias sugieren un ascenso del nivel lacustre que provocó la inundación del ambiente litoral donde crecían los *Isöetes*, y el desarrollo de laminaciones en los sedimentos de la secuencia norte, posiblemente indicando condiciones ambientales

relativamente más húmedas.

5.5.4 Etapa 4: Holoceno tardío, ca. 3900 años cal AP al presente

Después de los 4000 años cal AP se registra el mayor cambio en la sedimentación lacustre. Este periodo está dominado por los componentes terrígenos. La alternancia de estratos de limo rojizo con horizontes de arena en la secuencia norte, y de arcilla limosa en el centro, sugieren variaciones en la energía de las corrientes superficiales que erosionaron, transportaron y finalmente depositaron los terrígenos. El sedimento fue derivado tanto de la erosión de materiales volcánoclasticos frescos como de materiales alterados y suelos. En este ambiente erosivo, en algunos intervalos discretos de la facies NC de la secuencia norte (entre 2916 y 1360 años cal AP), las diatomeas tienen una pobre preservación y son los fitolitos la fracción bioclastica mejor conservada. Estas características indican que hubo pulsos de intensa erosión, probablemente debido a fuertes precipitaciones, esporádicas o periódicas, en presencia de

un terreno con poca cubierta arbórea en el que los suelos resultaron expuestos a la erosión. Estas evidencias sugieren la ocurrencia de importantes variaciones climáticas, en las cuales la precipitación pudo haber sido el factor que controló la erosión. Por otra parte, aunque en Zirahuén el registro arqueológico de ocupación humana es escaso, en Pátzcuaro se ha documentado una importante ocupación e impacto humano desde hace ca. 4000 años (O'Hara *et al.*, 1993), aunque otros autores estiman que el mayor impacto ocurrió a raíz de la conquista, cuando los habitantes abandonaron la región (Fisher *et al.*, 2003). En Zirahuén la presencia de granos de polen de maíz en estas secuencias sedimentarias (Lozano *et al.*, 2010) indica la existencia de actividades agrícolas en la cuenca al menos desde ca. 3000 años cal AP, y por lo tanto el impacto humano debió ser también un factor importante en los cambios ambientales inferidos.

A partir de ca. 1650 años cal AP inicia una disminución en el aporte de terrígenos, identificado en los registros de susceptibilidad magnética como el mínimo M3 (Figura 4). La disminución en el aporte de terrígenos puede estar relacionada con una reducción en la precipitación. Este rasgo tiene una expresión más clara en los sedimentos del sondeo norte, tanto en la composición de los sedimentos (facies ND) como en los valores de χ entre ca. 1400 y 880 años cal AP, equivalentes al periodo 550 – 1070 dC. Este intervalo corresponde al final del periodo arqueológico Clásico, tiempo durante el cual varias de las mayores culturas mesoamericanas alcanzaron su máximo desarrollo y llegaron a un rápido colapso. Varios autores sugieren que en esta declinación cultural, el establecimiento de recurrentes sequías fueron un factor determinante (*e. g.*, Hodell *et al.*, 1995). El incremento de los procesos erosivos después del año 1100 dC coincide con el máximo desarrollo de los Purépechas o Tarascos (Pulido *et al.*, 1996). Posteriormente se restablece el aporte de terrígenos, principalmente en la zona norte, y a partir de la caída de la tefra del Parícutín, en los últimos 60 años hay una notable acumulación de terrígenos en ambas secuencias.

6. Conclusiones

Las dos secuencias sedimentarias recuperadas, fechadas por ^{14}C y analizadas en sus componentes sedimentarios, indican una edad mínima de 17000 años cal AP del lago de Zirahuén. Las secuencias en conjunto constituyen uno de los registros más continuos en el centro de México que abarcan el fin del último glacial, cercano al UMG, y el Holoceno en su totalidad.

En estas secuencias el análisis de las facies sedimentarias permitió elaborar un modelo de la evolución ambiental. Las facies sedimentarias que se infiere se encuentran relacionadas genéticamente a partir de su correlación estratigráfica y temporal, han sido agrupadas en cuatro asociaciones. La correlación de facies es posible hacerla únicamente en sedimentos más jóvenes que ca. 7200 años

cal AP. La asociación de facies 4 en la parte inferior de la secuencia norte, no tiene un equivalente en la secuencia central. Así mismo, la asociación de facies 3 del núcleo central tampoco tiene un equivalente en la secuencia norte debido a la existencia de un hiato en el mismo.

En sedimentos anteriores a 4000 años cal AP, las facies consisten principalmente de oozeos diatomáceos diferenciados por el color y el tipo de estratificación (masiva o laminada). En sedimentos más recientes dominan las facies clásticas mayormente masivas, las cuales presentan los mayores valores de susceptibilidad magnética. Las facies volcánicas representan < 1% del espesor total, y por sus delgados espesores se trata de emisiones distales con relativamente bajo impacto en el lago y su entorno. Entre ellas se reconocieron las tefras históricas de los volcanes Jorullo y Parícutín.

Las variaciones en las características de los componentes sedimentarios analizados reflejan la evolución del lago Zirahuén en cuatro etapas principales. 1) Bajos niveles lacustres y dominancia de sedimentación clástica de grano fino entre 17000 y 14000 años cal AP. 2) Expansión del litoral y aumento del nivel lacustre entre 14000 a 8180 años cal AP, bajo condiciones relativamente estables. Un evento erosivo probablemente ocurrido entre 8180 y 7200 años cal AP produce un hiato en la secuencia norte de alrededor de 5000 años, equivalente a un espesor de 1 m de sedimentos. 3) Continúa el ascenso del nivel lacustre en condiciones de alta bioproduktividad. 4) Se registra un intenso aporte de terrígenos. Es difícil separar las señales climáticas y de impacto humano en el incremento en la erosión registrado después de 4000 años cal AP. Sin embargo, es posible que existieran importantes variaciones climáticas, en las cuales la precipitación pudo haber sido el factor que controló la erosión de un terreno con una pobre cubierta vegetal, ya fuera por el impacto humano o por la ocurrencia de prolongados periodos secos. Se reconoce un periodo de baja erosión entre ca. 1400 y 880 años cal AP, que sugiere la extensión de las condiciones secas inferidas en otros sitios de Mesoamérica al final del periodo arqueológico Clásico.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por los proyectos UNAM-DAGPA IN107902, IN114906, IN113408, IN212606 y el CONACYT 28528-T, así como Aberystwyth University Research Fund y NERC Radiocarbon Steering Committee, El Limnological Research Center (University of Minnesota) proporcionó la tecnología y experiencia para coleccionar los núcleos de la parte profunda y las facilidades para su descripción inicial. Nuestro profundo agradecimiento a D. Schnurrenberger, A. Noren y M. Shapley por su ayuda en campo y durante la documentación inicial y descripción litoestratigráfica del núcleo central (proyecto Mexican Lakes, MOLE). J.A. González, A. Rodríguez, L. Oseguera y M. Caballero realizaron la perforación de la secuencia norte.

M.S. Lozano, S. Metcalfe, M. Caballero e I. Israde asistieron durante la perforación del núcleo MOLE. C. Linares asistió en la toma de las imágenes MEB. G. Vázquez recibió la beca No. 163229 del CONACyT para llevar a cabo sus estudios de doctorado. B. Aston recibió una beca de posgrado de Aberystwyth University Postgraduate Research Studentship. Los autores agradecemos los comentarios de dos revisores anónimos que ayudaron a mejorar el manuscrito.

Referencias

- Bernal-Brooks, F.W., MacCrimmon, H.R., 2000a, Lake Zirahuén (Mexico): An assessment of the morphometry change based on evidence of water level fluctuations and sediment inputs, *in* Munawar, M., Lawrence, S.G., Munawar, I.F., Malley, D.F. (eds.), Aquatic ecosystems of Mexico. Status and Scope: Leiden, Ecovision World Monogram Series, Backhuys Publishers, 61-76.
- Bernal-Brooks, F.W., MacCrimmon, H.R., 2000b, Lake Zirahuén, México: a pristine natural reservoir visually insensitive to expected cultural eutrophication, *in* Munawar, M., Lawrence, S.G., Munawar, I.F., Malley, D.F. (eds.), Aquatic ecosystems of Mexico: Status and Scope: Leiden, Ecovision World Monogram Series, Backhuys Publishers, 77-88.
- Bradbury, J.P., 1989, Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de Mexico: Quaternary Science Reviews, 8, 75-100.
- Bradbury, J.P., 2000, Limnologic history of Lago de Patzcuaro, Michoacan, Mexico, for the past 48000 years: impacts of climate and man: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 163, 69-95.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., Macias, J.L., 1999, Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50000 years: Journal of Paleolimnology, 22, 99-411.
- Caballero, M.M., Ortega, G.B., 1998, Lake levels since about 40000 years ago at lake Chalco, near Mexico City: Quaternary Research, 50, 69-79.
- Clausing, A., Boy, J.A., 2000, Lamination and primary production in fossil lakes: relationship to palaeoclimate in the Carboniferous-Permian transition, *in* Hart, M.B. (ed.), Climates: Past and Present: London, Geological Society, Special Publications, 181, 5-16.
- Davies, S.J., Metcalfe, S.E., MacKenzie, A.B., Newton, A., Endfield, G.H., Farmer, J.G., 2004, Environmental changes in the Zirahuén basin, Michoacán, Mexico, during the last 1000 years: Journal of Paleolimnology, 31, 77-98.
- Fisher, C., Pollard, H., Israde, I., Garduño, V., Banerjee, S., 2003, A reexamination of human-induced environmental change within the Lake Pátzcuaro Basin, Michoacán, Mexico: Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA, 100-8, 4957-4962.
- García, E., 1990, Carta de Clima, IV.4.10. Climas: Atlas Nacional de México, Vol. II, Naturaleza: México, Instituto de Geografía, UNAM.
- Garduño, V., Rodríguez M., Israde, I., 2004, Evidencias paleosísmicas en fallas activas y sedimentos deformados del lago de Pátzcuaro, Jarácuaro, Michoacán, México: Geotemas 6(3), 151-154.
- Glenn, C.R., Kelts, K., 1991, Sedimentary rhythms in lake deposits, *in* Einsele, G. Ricken, W., Seilacher, A., (eds.), Cycles and events in stratigraphy: Berlin, Springer, 592-607.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985, The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution and magma discharge rate: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25, 105-124.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Brenner, M., 1995, Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization: Nature, 375, 391-394.
- Israde, I., Davies, S., Aston, B., Vázquez, G., en preparación, Holocene record of climatic and environmental change from the Zirahuén Basin, central Mexico: sediment stratigraphy, age model and diatom assemblages: The Holocene.
- Israde, A.I., Garduño, M.V.H., Ortega, M.R., 2002, Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago Cuitzeo: Hidrobiológica, 12, 61-78.
- Lozano, G.S., Ortega, G.B., 1998, Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco sub-basins: Review of Palaeobotany and Palynology, 99, 77-93.
- Lozano, G.S., Ortega, G.B., Caballero, M.M., Urrutia, F.J., 1993, Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of the Chalco Lake, Central Mexico: Quaternary Research, 40, 332-342.
- Lozano-García, M.S., Sosa-Nájera, S., Sugiura, Y., Caballero, M., 2005, 23000 years of Vegetation History of the Upper Lerma, a tropical high altitude basin in central Mexico: Quaternary Research, 64, 70-82.
- Lozano-García, M.S., Vázquez-Castro, G., Israde-Alcántara, I., 2010, Registro palinológico de la perturbación humana y natural de los últimos 3,200 años en el Lago de Zirahuén, centro-occidente de México, *en* Ortiz, C.F., Rendón, M.B. (eds.), El espejo de los dioses: estudios sobre ambiente y desarrollo en la cuenca del lago de Zirahuén: Morevallado, Morelia Michoacán, Edición de ININEE-INIRENA.
- Metcalfe, S., 1995, Holocene environmental change in the Zacapu basin, Mexico: a diatom-based record: The Holocene, 5, 196-208.
- Metcalfe, S.E., Davies, S.J., Braisby, J.D., Leng, M.J., Newton, A.J., Terrett, N.L., O'Hara, S.L., 2007, Long and short-term change in the Patzcuaro Basin, central México: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 247, 272-295.
- Metcalfe, S.E., Street-Perrot, F.A., Perrot, R.A., Harkness, D.D., 1991, Paleolimnology of the Upper Lerma basin, central Mexico: a record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11600 yr BP: Journal of Paleolimnology, 5, 197-218.
- Mingram, J., Negendank, J.F.W., Brauer, A., Berger, D., Hendrich, A., Köhler, M., Usinger, H., 2007, Long cores from small lakes-recovering up to 100 m-long lake sediments sequences with a high precision rod-operated piston corer (Usinger-corer): Journal of Paleolimnology, 37(4), 517-528.
- Newton, A.J., Metcalfe, S.E., Davies, S.J., Cook, G., Baker, P., Telford, R.J., 2005, Late Quaternary volcanic records from lakes of Michoacan, central Mexico: Quaternary Science Reviews, 24, 91-104.
- O'Hara, S., Street-Perrot F.A., Burt T.P., 1993, Accelerated soil erosion around a Mexican highland lake caused by prehispanic agriculture: Nature, 362, 48-51.
- Ortega, B., Caballero, C., Lozano, S., Israde, I., Vilaclara, G., 2002, 52000 years of environmental history in Zacapu Basin, Michoacan, Mexico: The magnetic record: Earth and Planetary Science Letters, 202, 663-675.
- Ortega, B., Vázquez, G., Caballero, M., Israde, I., Isabel, Lozano, S., Schaaf, P., Torres, E., 2010, Late Pleistocene - Holocene record of environmental changes in lake Zirahuén, central Mexico: Journal of Paleolimnology, 44(3), 745-760.
- Pulido, M.S., Cabrera, T.J.J., Grave, T.L.A., 1996, Proyecto carretera Patzcuaro-Uruapan. Informe final: Mexico, Archivo técnico de la Dirección de Salvamento Arqueológico-INAH.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004, IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration 26 - 0 ka BP: Radiocarbon, 46, 1029-1058.
- Schnurrenberger, D., Russell, J., Kelts, K., 2003, Classification of lacustrine sediments base don sedimentary components: Journal of Paleolimnology, 29, 141-154.
- Stuiver, M., Reimer, P., 1993, Extended ¹⁴C data base and revised Calib 3.0 ¹⁴C calibration program: Radiocarbon, 35, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P., Reimer, R.W., 2005, CALIB 5.0 program and documentation (on line), version Calib 5.0.2: United Kingdom, <<http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>>

Zolitschka, B., Brauer, A., Negendank, J.F.W., Stockhausen, H., Lang, A., 2000, Annually dated late Weichselian continental paleoclimate record from the Eifel, Germany: *Geology*, 28, 783-786.

Manuscrito recibido: Agosto 20, 2009.

Manuscrito corregido recibido: Enero 11, 2010.

Manuscrito aceptado: Febrero 8, 2010.

VIII.2 ROCAS Y SUELOS CIRCUNDANTES AL LAGO (ANEXO 2)

VIII.2.1 ROCAS

Los sitios de muestreo se planearon con base en un estudio fotogeológico de la región. El muestreo realizado fue representativo de la mayor parte de las unidades litológicas observables a gran escala, con excepción de algunas de ellas donde no fue posible la obtención de roca sana debido al alto grado de alteración de la misma. Se muestrearon 17 sitios, distribuidos en un radio aproximado de 6 km alrededor del lago (Figura VIII.2.1). Los datos de ubicación de los sitios se presentan en la Tabla VIII.2.1.

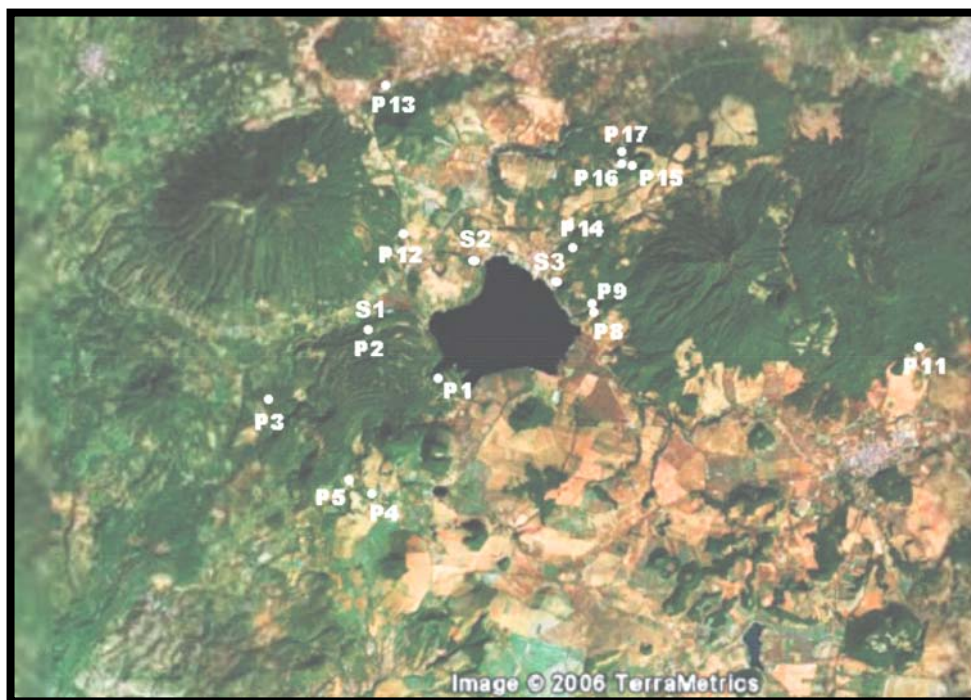


Figura VIII.2.1 Imagen de satélite de la periferia del lago Zirahuén, mostrando los sitios de muestreo de rocas (P1-P17) y los suelos S1 (ZIR-P2-S1), S2 (ZIR-TEM-S2) y S3 (ZIR-CAP-S3) (Google Earth, 2006).

| Tabla VIII.2.1 . Coordenadas geográficas de los sitios de muestreo | | | | | |
|--|---------------|----------------|---------|---------------|----------------|
| Sitio | Latitud (N) | Longitud (W) | Sitio | Latitud (N) | Longitud (W) |
| ZIR-P1 | 19° 25' 28.3" | 101° 45' 28.6" | ZIR-P10 | 19° 25' 32.0" | 101° 42' 41.7" |
| ZIR-P2 | 19° 26' 20.5" | 101° 46' 15.1" | ZIR-P11 | 19° 25' 47.8" | 101° 40' 1.9" |
| ZIR-P3 | 19° 25' 21.6" | 101° 48' 14.9" | ZIR-P12 | 19° 27' 26.8" | 101° 46' 26.8" |
| ZIR-P4 | 19° 23' 35.3" | 101° 46' 25.3" | ZIR-P13 | 19° 29' 45.5" | 101° 46' 22.4" |
| ZIR-P5 | 19° 23' 51.5" | 101° 46' 52.4" | ZIR-P14 | 19° 27' 41.2" | 101° 43' 16.6" |
| ZIR-P6 | 19° 22' 26.8" | 101° 43' 38.7" | ZIR-P15 | 19° 28' 40.9" | 101° 42' 27.1" |
| ZIR-P7 | 19° 26' 19.9" | 101° 43' 16.7" | ZIR-P16 | 19° 28' 48.3" | 101° 42' 38.4" |
| ZIR-P8 | 19° 26' 23.0" | 101° 43' 8.6" | ZIR-P17 | 19° 28' 54.7" | 101° 42' 29.7" |
| ZIR-P9 | 19° 26' 28.5" | 101° 43' 5.1" | | | |

Las muestras fueron analizadas mediante petrografía, y χ a alta temperatura. Para la petrografía se analizaron láminas delgadas mediante un microscopio petrográfico Olympus BX60 (IGF-UNAM), con la clasificación propuesta por Streckeisen (1980) para rocas ígneas extrusivas. Del estudio petrográfico en las distintas unidades de roca, se generó el mapa geológico regional presentado en el capítulo II (Figura II.6), y además los resultados permitieron comparar la mineralogía de las rocas de los alrededores del lago, con la mineralogía encontrada en los sedimentos del mismo. En la tabla VIII.2.2 se presentan los resultados de los análisis petrográficos.

Tabla VIII.2.2 Resultados de los análisis petrográficos en rocas de la región de Zirahuén.

| Sitio | Tipo de roca | Unidad |
|---------|--|-------------------------|
| ZIR-P1 | Basalto de hornblenda, augita y olivino | Nb6, Cerro La Magueyera |
| ZIR-P2 | Andesita de hornblenda, augita y olivino | Nb6, Cerro La Magueyera |
| ZIR-P3 | Basalto de augita | Nb6, Cerro La Magueyera |
| ZIR-P5 | Basalto de olivino y augita | Nb6, Cerro La Magueyera |
| ZIR-P4A | Basalto de olivino | Nb3, Santa Ana |
| ZIR-P4B | Basalto de augita y olivino | Nb3, Santa Ana |
| ZIR-P8 | Basalto de olivino y augita | Nb3, Cerro Zirahuén |
| ZIR-P9 | Basalto de olivino y augita | Nb3, Cerro Zirahuén |
| ZIR-P11 | Basalto de olivino y augita | Nb3, Cerro Zirahuén |
| ZIR-P14 | Basalto de augita y olivino | Nb3, Cerro Zirahuén |
| ZIR-P12 | Basalto de olivino y augita | Nb3, Cerro Cumburinos |
| ZIR-P13 | Basalto de augita | Nb4, San Juan Tumbio |
| ZIR-P15 | Basalto de olivino y augita | Nb5, Cerro El Borrego |
| ZIR-P16 | Basalto de augita | Nb5, Cerro El Borrego |
| ZIR-P17 | Basalto de augita y olivino | Nb5, Cerro El Borrego |

El sitio ZIR P-2 se analizó también por TL, FRX, polaridad magnética, $^{40}\text{K}/^{49}\text{Ar}$ (en el IGL e IGF-UNAM) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (University of Fairbanks, Alaska), para conocer la edad de los FVLM (último evento volcánico de la región). En este sitio se muestreó un conjunto de lavas de su base, ya que hacia su cima aparentemente presenta una avalancha de escombros (bloques de diversos tamaños) sin pseudo estratificaciones producidas por coladas de lava. Todas las muestras se extrajeron de los sitios en forma manual mediante cincel y marro, en bloques equidimensionales de aproximadamente 30 cm por lado. Para el análisis de la polaridad magnética, se utilizó una perforadora rotatoria de mano Pomeroy modelo D026-C, con la que se obtuvieron nueve cilindros de roca (de ~10 cm de longitud y una pulgada de diámetro), de donde se procesaron 18 muestras. Mediante este análisis se obtuvo una polaridad normal, similar a la actual, reduciéndose el rango de edad hasta un máximo de 690,000 años. Los detalles de TL sobre el procesado de muestras se pueden consultar en Schaaf et al. (2011).

En las pruebas de χ a alta temperatura se procesaron 16 muestras, de acuerdo a lo establecido en la metodología (Capítulo III). En todos los casos las curvas fueron irreversibles, lo que indica que durante la prueba se alteraron las muestras. La alteración produjo fases más estables, muy posiblemente magnetita. La mayor parte de las curvas, presenta una temperatura de Curie cercana a la de la magnetita ($T_c \approx 580 \text{ }^\circ\text{C}$). En algunas curvas se presentan dos máximos, uno alrededor de los $300 \text{ }^\circ\text{C}$ y otro alrededor de los $450 \text{ }^\circ\text{C}$, indicando posiblemente la presencia de maghemita y su transformación a magnetita, para posteriormente en el enfriamiento mostrar únicamente la fase transformada. En algunos casos es posible observar que continúa decreciendo la susceptibilidad en temperaturas mayores a $580 \text{ }^\circ\text{C}$, debido posiblemente a la presencia de hematita ($T_c \approx 670 \text{ }^\circ\text{C}$). Existe un caso particular que presenta aumento súbito de χ , formando un pico (máximo alrededor de los $150 \text{ }^\circ\text{C}$), y después disminuye súbitamente quedando casi con χ cercana a cero, pero que muy lentamente decrece. Este comportamiento sugiere la presencia de maghemita. La figura VIII.2.2 muestra los diferentes tipos de comportamiento observado, indicando las unidades de roca que lo presentan.

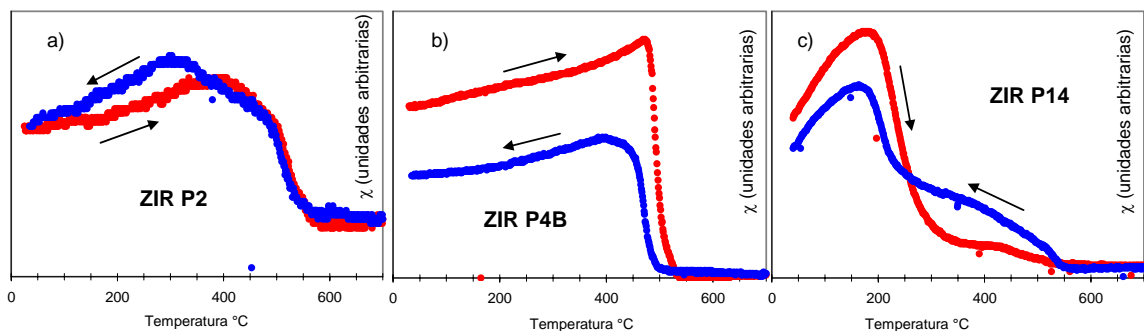


Figura VIII.2.2 Principales tipos de curvas de susceptibilidad magnética vs. alta temperatura en rocas. El primer tipo y más frecuente (a), presenta un máximo alrededor de los $300 \text{ }^\circ\text{C}$, sugiriendo la presencia de Ti-maghemita y su posterior transformación a Ti-magnetita. Se presenta en las muestras ZIR P1, ZIR P2, ZIR P4A, ZIR P9, ZIR P11 y ZIR P12. En el segundo tipo (b) las muestras presentan una T_c de $\sim 580 \text{ }^\circ\text{C}$, típica de la magnetita. Se presenta en las muestras ZIR P4B, ZIR P5, ZIR P8, ZIR P13, ZIR P15A, ZIR P15B, ZIR P16 y ZIR P17. El tercer tipo (c), presenta un máximo alrededor de los $150 \text{ }^\circ\text{C}$ y después disminuye súbitamente, sugiere la presencia de maghemita. Se presenta en las muestras: ZIR P3 y ZIR P14

VIII.2.2 SUELOS

A partir del análisis en campo se ubicaron varios sitios con perfiles de suelo bien desarrollados dentro de la cuenca de drenaje, de estos se seleccionaron tres de los

sitios más cercanos al lago por contener las distintas etapas edáficas registradas en los sitios de la región y que por su cercanía presentan más posibilidades de tener influencia en la sedimentación del mismo. Los sitios seleccionados se encuentran al W, N y NE del lago, y se les asignó los nombres ZIR-P2-S1, ZIR-TEM-S2 y ZIR-CAP-S3 (Figura VIII.2.1). El sitio ZIR-P2-S1 se encuentra en las coordenadas 19° 26' 20.5" N y 101° 46' 15.1" W y corresponde con el sitio de muestreo de rocas P2. El sitio ZIR-TEM-S2 se encuentra en 19° 27' 8.5" N, 101° 44' 49.9" W y el ZIR-CAP-S3 en 19° 26' 33.0" N, 101° 43' 29.0" W.

En cada uno de los sitios se obtuvieron muestras a lo largo del perfil de suelo, a cada 10 cm de profundidad. Las muestras fueron extraídas de forma manual, mediante una pequeña pala y navaja, y tienen una masa aproximada de 1 kg. En total se obtuvieron 25 muestras del sitio ZIR-P2-S1, 28 muestras del sitio ZIR-TEM-S2 y 50 muestras del sitio ZIR-CAP-S3. El objetivo primordial de su colecta fue observar la mineralogía magnética existente, para compararla con la observada en los sedimentos lacustres. El comportamiento presentado por la mayor parte de las muestras analizadas es similar al descrito por la curva de la figura VIII.2.3. El estudio detallado de magnetismo de rocas de estos perfiles de suelo, se puede consultar en el trabajo de Rivas (en preparación).

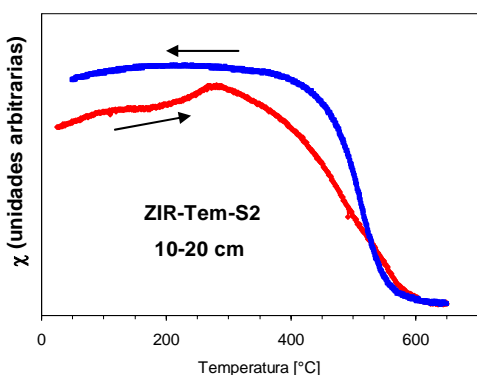


Figura VIII.2.3 Principal tipo de curvas de susceptibilidad magnética vs. alta temperatura encontrada en la mayoría de los suelos analizados. La curva presenta un máximo alrededor de los 300 °C, sugiriendo la presencia de Ti-maghemita y su posterior transformación a Ti-magnetita. La muestra. Esta muestra corresponde con un luvisol (suelo antiguo), (Rivas, en preparación).

En general se observan dos tipos de paleosuelos, unos de color rojo bien desarrollados denominados como Luvisoles, y el segundo tipo corresponde con suelos más jóvenes de tipo Andosol ócrico. Los Luvisoles se encuentran distribuidos a lo largo de toda la cuenca de drenaje, con diversos espesores y representan a los suelos más antiguos de la localidad. Los Andosoles ócricos solo se encuentran sobre los FVLM, al W del lago (sitio ZIR-P2-S1), y representan a suelos de edad menor, posiblemente los más jóvenes de la zona ya que se encuentran sobre el último evento volcánico regional.