

## Cambio ambiental y respuestas de la vegetación de los últimos 17,000 años en el centro de México: el registro del lago de Zirahuén

Esperanza Torres-Rodríguez<sup>1,\*</sup>, Socorro Lozano-García<sup>2</sup>, Blanca L. Figueroa-Rangel<sup>3</sup>,  
Beatriz Ortega-Guerrero<sup>4</sup> y Gabriel Vázquez-Castro<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Departamento de Paleontología, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

<sup>3</sup>Universidad de Guadalajara, Centro Universitario de la Costa Sur: Instituto Manantlán de Ecología y Conservación de la Biodiversidad, apartado postal 108.48900, Autlán, Jalisco, México.

<sup>4</sup>Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

\*[alarbol@yahoo.com.mx](mailto:alarbol@yahoo.com.mx)

### RESUMEN

Un núcleo de sedimento (ZIR03-I) de 6.61 m de largo, extraído de la zona litoral norte del lago Zirahuén, Michoacán, abarca los últimos 17 ka y presenta un hiato entre 12.1 a 7.16 ka. A través del análisis palinológico de los sedimentos del núcleo se documentan los cambios ocurridos en las comunidades de plantas mientras que los datos de susceptibilidad magnética, carbono orgánico total, carbono inorgánico total y micropartículas de carbón obtenidos se utilizan como indicadores paleoambientales e indicadores de las condiciones paleohidrológicas y periodos de incendios. El registro palinológico indica que entre 17 y 13.5 ka la vegetación regional estuvo dominada por bosques de *Pinus* y la vegetación local por abundantes micro y macroesporas del helecho subacuático *Isoetes t-1* indicando condiciones ambientales frías y de poca humedad. Se registra hacia ca. 13.5 ka un cambio hacia condiciones más húmedas, caracterizado por el incremento de *Alnus* y *Quercus* y la reducción en los valores de *Isoetes t-1*. Otro periodo de humedad se detecta entre 7.1 a 3.7 ka con el aumento de elementos del bosque mesofítico. La relación entre la vegetación terrestre en particular con elementos de disturbio y el conjunto de herbáceas se estableció con el análisis de correspondencia canónica, con las partículas de carbón e incrementos en la susceptibilidad magnética. Las condiciones eutróficas en el sistema lacustre se infieren a través de la presencia de las algas *Staurastrum* y *Coelastrum*, sugiriendo incrementos en el aporte de nutrientes al lago. La presencia de polen de maíz a ca. 3.5 ka indica el comienzo de la actividad humana alrededor del lago y se correlaciona con aumentos en las comunidades herbáceas.

Palabras clave: polen fósil, micropartículas de carbón, carbono orgánico, carbono inorgánico, paleoambiente, Pleistoceno, Holoceno, lago Zirahuén, México.

### ABSTRACT

A 6.61-m-long sediment core (ZIR03-I) from the northern shore of Zirahuén lake (Michoacán, Mexico) represents the last 17 kyr with a hiatus between 12.1 and 7.16 kyr. Changes in plant communities and their relationship with the environment are documented with pollen analysis. Magnetic susceptibility,

*total organic and inorganic carbon analyses (TOC and TIC) and charcoal particles are used as proxies to infer paleohydrologic conditions in the basin and to document periods with abundant fire in the surroundings. The palynological record suggests slow change in local and regional vegetation during 17–12.1 kyr. Cool and dry conditions during 17–13.5 kyr are inferred from abundant Pinus forest and more subaquatic micro- and macrospores (Isoetes t-1). A change towards humid conditions at ca. 13.5 kyr is marked by increases in Alnus and Quercus and reduction in Isoetes t-1. Another period of higher moisture between 7.1 and 3.7 kyr is documented by an increase in mesophytic taxa. Canonical correspondence analysis demonstrated a relationship between charcoal particles and increases in magnetic susceptibility with terrestrial vegetation comprising herbaceous and disturbance elements. The increasing nutrients in the lacustrine system are recorded by the presence of Coelastrum and Staurastrum algae associated with eutrophic conditions. The trend of increasing humidity is reflected by higher TOC and increases in mesophytic vegetation. The presence of maize indicates the beginning of human activity at ca. 3.5 kyr around the basin. This is in agreement with the increasing abundance and diversity of herbaceous pollen.*

*Key words: fossil pollen, charcoal particles, organic carbon, inorganic carbon, paleoenvironment, Pleistocene, Holocene, Zirahuén lake, Mexico.*

## INTRODUCCIÓN

Las evidencias sobre el cambio ambiental pasado ofrecen información sobre el cambio presente y futuro, aportando datos sobre los mecanismos de variabilidad climática natural. Los sedimentos lacustres funcionan como archivos del cambio ambiental pasado pues se depositan generalmente de manera continua y es posible datarlos con diversos métodos, por lo que se convierten en una valiosa fuente de información paleoambiental. Los sedimentos lacustres son susceptibles de ser analizados utilizando indicadores tanto biológicos (polen, esporas, diatomeas, ostrácodos) como no biológicos (evidencias geoquímicas, isotópicas) aportando información sobre la variabilidad climática y ambiental. Varias secuencias sedimentarias de cuencas lacustres localizadas en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) han aportado evidencias sobre el cambio ambiental durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Arnauld *et al.*, 1997; Bradbury, 1997, 2000; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero *et al.*, 2002; Fisher *et al.*, 2003; Israde-Alcántara *et al.*, 2002; Lozano-García *et al.*, 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1997; Lozano-García *et al.*, 2005; Metcalfe y Harrison, 1984; Metcalfe, 1992, 1995; Metcalfe *et al.*, 2000, 2006; Metcalfe y Davies, 2007; Ortega-Guerrero *et al.*, 2002; Sosa, 2001; Velázquez-Durán, 2000, 2003, Watts y Bradbury, 1982; Xelhuantzi-López, 1994), aunque algunas no cuentan con una cronología robusta limitando la identificación de los mecanismos climáticos subyacentes, y otras, provienen de lagos poco profundos mostrando evidencias de hiatos en la sedimentación (Metcalfe, 1992, 1995; Ortega *et al.*, 2002; Israde-Alcántara *et al.*, 2002; Velázquez-Durán *et al.*, 2000, 2003).

Los cambios en el clima en escalas temporales de centurias y de milenios modifican la distribución y la abundancia de las plantas y los datos de polen fósil provenientes de secuencias sedimentarias lacustres que cuentan con cronología han sido utilizados para reconstruir la historia de la vegetación e inferir cambios de las condiciones climáticas

pasadas (Watts y Bradbury, 1982; Lozano-García *et al.*, 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1997). Para el centro de México, las investigaciones palinológicas donde se reconstruyen la composición de la vegetación y sus cambios en respuesta a la variabilidad climática están centradas principalmente en el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Watts y Bradbury, 1982; Lozano-García *et al.*, 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1997; Velázquez-Durán *et al.*, 2000, 2003; Xelhuantzi-López, 1994) aunque pocos registros documentan la respuesta de la vegetación a periodos de cambio climático como la deglaciación o el último glacial máximo (UGM). En la mayor parte de las secuencias se reporta una adecuada preservación de los microfósiles pero sólo algunas contienen el registro de los últimos 3000 años, periodo durante el cual la actividad humana alteró el paisaje, modificando los procesos de sedimentación en las cuencas de depósito por deforestación y actividad agrícola (O'Hara *et al.*, 1993; Fisher *et al.*, 2003; Lozano-García *et al.*, 2010).

Evidencias sobre la historia glacial de las montañas del centro de México muestran la ocurrencia de avances glaciares durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno temprano (Caballero *et al.*, 2010), para el UMG (21,000 a 17,500 años antes del presente) (Mix *et al.*, 2001; Siegert, 2001) se estima un descenso en la temperatura de 6 a 8 °C y se reconstruye la altitud de línea de equilibrio de los glaciares (ALE) en varias montañas, durante el UMG en el Iztaccíhuatl se localiza a 3940 ± 130 msnm mientras para el Tancítaro durante el glacial tardío (17,500 años) a los 3150 ± 70 msnm (Vázquez-Selem y Heine, 2012). Como resultado de estos avances glaciares y el retroceso de los mismos, se reconocen cambios en la distribución y composición de la vegetación montana de la FVTM (Caballero *et al.*, 2010). Hay consenso sobre el abatimiento de la temperatura en la región del centro de México durante el Pleistoceno tardío, sin embargo, existen controversias respecto al aporte de humedad para este periodo. Los datos paleolimnológicos de secuencias sedimentarias para la región, en particular para los lagos de Zacapu, Cuitzeo y Chalco indican que los niveles lacustres estaban

disminuidos evidenciando climas secos durante el UMG (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1997; Ortega *et al.*, 2002; Caballero *et al.*, 2010). Hay sin embargo, evidencias paleoecológicas en el registro de Pátzcuaro que sugieren la existencia de niveles lacustres altos para el UMG (Bradbury, 2000). Siendo el lago de Zirahuén un sitio localizado a 12 km de Pátzcuaro, con un tirante de agua de 40 m y poco perturbado, ya que las investigaciones arqueológicas no indican un impacto prehispánico significativo, el estudio del registro sedimentario puede contribuir a resolver las diferencias respecto al aporte de humedad en periodos de cambio climático.

En este trabajo se presentan el registro palinológico de los últimos 17,000 años del lago de Zirahuén mostrando los cambios en las comunidades vegetales tanto terrestres como acuáticas y los datos de vegetación se relacionan con indicadores de condiciones paleoambientales como son la susceptibilidad magnética, el carbono orgánico e inorgánico y las micropartículas de carbón. Este registro de paleovegetación permite ampliar el conocimiento sobre las respuestas del ecosistema con relación a la variabilidad climática durante el Cuaternario tardío. El registro paleoecológico de Zirahuén documenta además las interacciones entre la actividad humana y el ecosistema terrestre y lacustre durante los últimos 3000 años.

## ÁREA DE ESTUDIO

El lago de Zirahuén (101°44'W, 19°26'N, 2075 msnm) tiene una superficie de 10.48 km<sup>2</sup> y una profundidad de 40 m (Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000a), está localizado en la porción norte del estado de Michoacán (Figura 1). Se encuentra dentro del campo volcánico Michoacán-Guanajuato y está rodeado por depósitos volcanoclásticos neógenos de composición basáltica-andesítica, siendo la estructura geológica más joven los flujos de lava de La Maguayera (FLLM) (Figura 1). Esta estructura, situada al suroeste del lago, cubre un área de 19 km<sup>2</sup> y tiene una edad de 6560 ± 950 años (Ortega *et al.*, 2010). Es un lago cálido monomictico con estratificación entre los meses de abril y octubre, la temperatura en el epilimnion va de 18.5 a 22.5 °C y el oxígeno disuelto varía de 4.1 a 7.5 mg/L; mientras que en el hipolimnion oscila entre 16.5 a 19.0 °C y el oxígeno disuelto de 2.5 a 0 mg/L (Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000b). El clima es templado subhúmedo con lluvia en verano (Cw(w2)(w); Alvarado, 2003) y la temperatura media anual registrada de 1971-1992 fue de 16.1 °C (Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000b). La precipitación es altamente estacional, con más del 95% de la precipitación anual total entre los meses de junio y septiembre (Chacón y Múzquiz, 1991) y una precipitación media anual entre 1971-1992 de 1234 mm/año (Bernal-Brooks y MacCrimmon, 2000b).

Alrededor del lago de Zirahuén se desarrollan seis tipos de vegetación, bosque de encino, bosque de coníferas,

bosque mesófilo de montaña, pastizal, vegetación riparia y vegetación acuática (Pérez-Calix, 1996). Los bosques de coníferas y de encino son las comunidades más extensas, mientras que el bosque mesófilo de montaña ocupa una superficie reducida (Pérez-Calix, 1996). El bosque de *Pinus* se presenta principalmente en la mitad oriental de la cuenca en los cerros El Frijol, Aguacate, Cantón y Morillo, así como en la parte alta del cerro Zirahuén (Figura 1); en altitudes de 2100 a 3000 m. Se establece en las laderas menos protegidas de la insolación en suelos tipo andosol, los cuales se caracterizan por ser profundos y presentar un buen drenaje. Las rocas sobre las cuales se desarrollan los bosques de pino son basaltos y brechas volcánicas. El bosque de *Quercus* se localiza en la mitad occidental de la cuenca, en áreas con topografía accidentada, entre las cotas altitudinales de 2080 y 2500 m (cerro Zirahuén y el rincón de Agua Verde). Se desarrolla sobre todos los tipos de roca así como en las diferentes variedades de suelo, con excepción de los de origen aluvial. El bosque mesófilo de montaña se establece entre 2080 y 2300 m snm, piso altitudinal que coincide con el bosque de pino-encino, pero en donde la humedad de la atmósfera es más elevada, debido a la protección de las cañadas. Los suelos que ocupa son de tipo andosol y la litología superficial está constituida por rocas basálticas.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Muestreo e indicadores de cambio paleoambiental

El material estudiado es un núcleo de sedimentos (ZIR03-I) de 6.61 m de largo que se colectó en el litoral norte del Lago Zirahuén (19°27.121N y 101°44.678W) donde se tiene un tirante de agua de 12 m (Figura 1). La perforación del núcleo se realizó con un nucleador de pistón tipo Usinger. El modelo de edad de la secuencia se elaboró con base en diez fechamientos <sup>14</sup>C AMS en sedimento total (Ortega *et al.*, 2010) realizados en el Laboratorio Beta Analytic (USA) (Tabla 1), las fechas fueron calibradas a años calendario con el programa Calib 5.0.2 (Stuiver y Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 2005) e IntCal04 data set (Reimer *et al.*, 2004). Se utilizaron como indicadores de cambio ambiental los datos de carbono orgánico total (COT), carbono inorgánico total (CIT) y susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) (Ortega *et al.*, 2010). El análisis de carbono orgánico total (COT) mide la cantidad de materia orgánica dentro de una muestra ya que es el material derivado de la descomposición de plantas, del crecimiento bacteriano y de las actividades metabólicas de los organismos vivos. Por otro lado, el carbono inorgánico total (CIT) es una medida de materiales derivados de fuentes no ligadas a los seres vivos como carbonatos, bicarbonatos y dióxido de carbono disuelto. La relación entre ambos ofrece información acerca de la productividad biológica dentro de un ecosistema. La susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) es una medida del grado

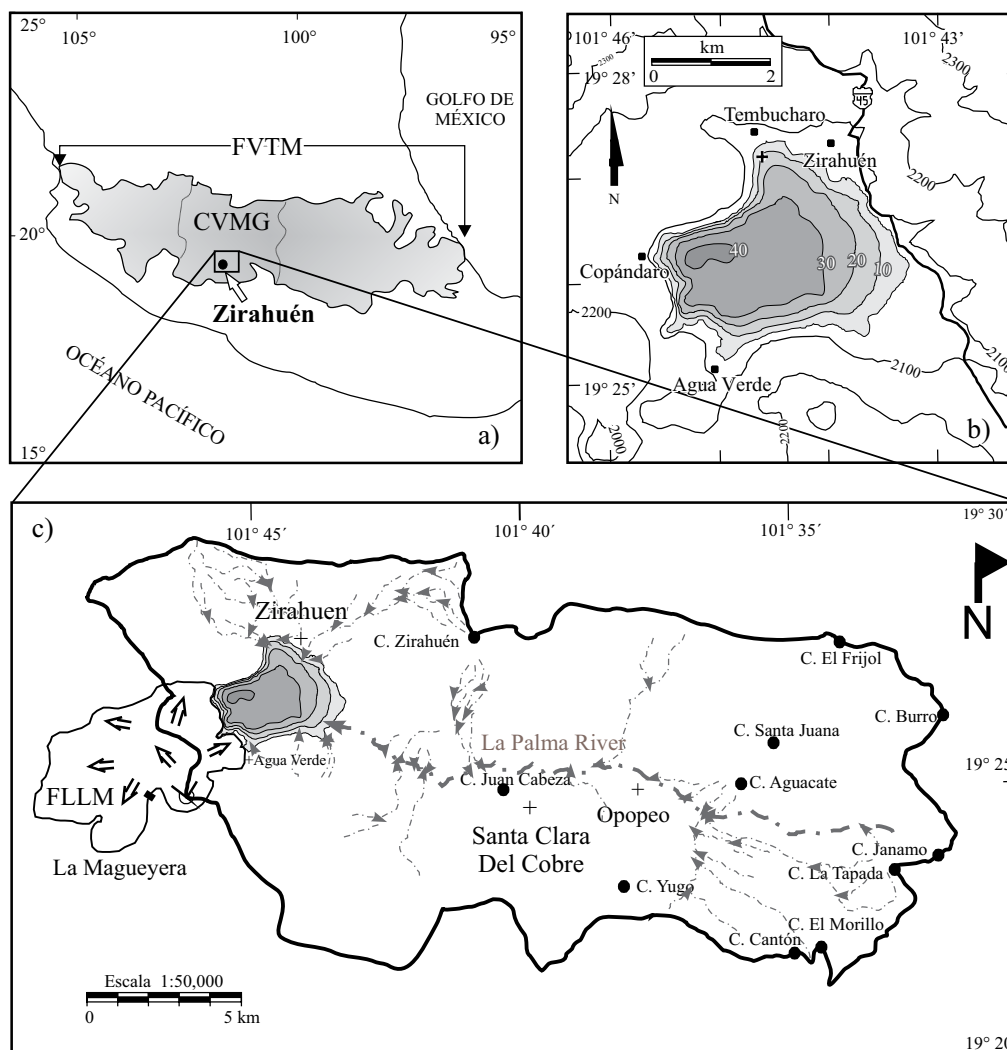


Figura 1. a: Mapa del centro de México. El área sombreada gris corresponde a la FVTM (Faja Volcánica Transmexicana). La cuenca de Zirahuén se localiza en la parte central del CVMG (Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato). b: Principales curvas de nivel y batimetría del lago de Zirahuén, siendo su profundidad máxima 40 m. La cruz indica el sitio de colecta del núcleo ZIR03-I. c: El lago de Zirahuén se localiza en la parte noroeste de la cuenca de Zirahuén. Se muestra la estructura volcánica FLLM (Flujos de lava de La Magueyera), el río La Palma, así como los cerros más importantes alrededor del lago.

de magnetización de un material en respuesta al campo magnético y es directamente proporcional a la cantidad y al tamaño de minerales magnéticos en una muestra (Verosub y Roberts, 1995). De esta manera, la medición de la  $\chi$  puede reflejar variaciones en la erosión fluvial o en la fuente de aporte de sedimentos o cambios en el uso del suelo y deforestación (Thompson *et al.*, 1975). La  $\chi$  fue medida en 321 muestras individuales de 8 cm<sup>3</sup> colectadas a intervalos de 2 cm en un equipo Bartington en frecuencias de 470 Hz. El carbono inorgánico total (CIT) fue medido de la evolución del CO<sub>2</sub> por reacción con HCl de los carbonatos presentes en la muestra. El carbono orgánico total (COT) fue calculado a partir de la diferencia entre CT y CIT, y ambos se expresan como porcentajes.

Con el fin de conocer los cambios en la vegetación, se llevó a cabo el análisis palinológico que consiste en la

identificación y cuantificación de palinormorfos terrestres (polen de árboles, hierbas y pteridofitas) y de palinormorfos acuáticos (polen y esporas de plantas acuáticas y restos de algas) del núcleo estudiado. La identificación y diferenciación de estos dos grupos permite caracterizar las asociaciones de plantas de la vegetación regional y de la vegetación local. Para el análisis fueron tomadas muestras de 1 cm<sup>3</sup> cada 10 cm a lo largo de la secuencia. Previo al inicio de la técnica de extracción de palinormorfos fueron añadidas 1-2 tabletas de esporas marcadoras de *Lycopodium clavatum* para calcular posteriormente los valores de concentración (granos-partículas/cm<sup>3</sup>) y acumulación de palinormorfos (granos-partículas/cm<sup>3</sup>año) (Stockmarr, 1971). La extracción se realizó de acuerdo con la técnica Faegri e Iversen (1989) modificada y el residuo restante se montó en gelatina glicerina y en aceite de silicón para su

observación al microscopio. La identificación y el conteo de los palinomorfos se realizó con un microscopio óptico Olympus BH2. Se contaron 500 granos de polen regional que incluye polen de árboles, hierbas y pteridofitas, excluyendo los palinomorfos locales de plantas acuáticas y restos de algas en cada muestra analizada. Mediante el empleo del programa TILIA 2.1 (Grimm, 1992; Grimm *et al.*, 1993) se calculó la suma polínica ( $\Sigma P$ ) con el polen regional y se elaboraron los diagramas polínicos de porcentajes. Los datos correspondientes a la vegetación acuática se presentan en datos de concentración de cada taxón.

Con el objeto de identificar la ocurrencia de incendios pasados, así como su influencia sobre la vegetación regional (Whitlock y Larsen, 2001) se llevó a cabo el conteo de micropartículas de carbón mayores a 100  $\mu\text{m}$  de longitud en cada una de las laminillas palinológicas. Posteriormente se calcularon valores de concentración de éstas (número de micropartículas de carbón/ $\text{cm}^3$ ). Con un análisis de agrupamiento aglomerativo, jerárquico y estratigráficamente restringido (CONISS) (Grimm, 1987) se definieron las zonas polínicas con los datos palinológicos de la vegetación terrestre.

Para conocer la relación de los palinomorfos (terrestres y acuáticos) con variables ambientales se utilizó el ACC (Análisis de Correspondencia Canónica). El ACC es un método de ordenación directa desarrollado por ter-Braak (1986) e implementado en CANOCO (ter-Braak y Smilauer, 1998) para explicar la distribución de especies (en este caso taxa de palinomorfos) y la contribución de las variables ambientales a dicha distribución en el espacio de ordenación. El ACC incorpora la correlación y regresión entre datos florísticos y factores ambientales en un mismo espacio de ordenación; por este motivo se describe como un método de ordenación directa (Kent y Coker, 1994; Legendre y Legendre, 1998). Para conocer la importancia de las variables ambientales que explicaban mejor los patrones de los palinomorfos terrestres y acuáticos se utilizaron los coeficientes de correlación, así como los resultados de los valores de  $t$  de los coeficientes de regresión. Puesto que el ACC es un tipo de regresión lineal multivariada donde las especies y las variables ambientales toman los roles de variables de

respuesta y variables predictoras respectivamente, el ACC utiliza, de la misma forma que una regresión lineal, combinaciones lineales de variables ambientales para explicar la distribución de especies en el espacio de ordenación. De esta forma se utiliza la prueba  $t$  en la selección de variables ambientales, tal como se realiza en una regresión múltiple (ter-Braak y Verdonschot, 1995).

## RESULTADOS

### La secuencia sedimentaria

El modelo de edad de la secuencia analizada abarca los últimos 17 ka y se basa en las diez fechas de radiocarbono (Tabla 1) publicadas previamente (Ortega *et al.*, 2010 y Vázquez *et al.*, 2010). El modelo de edad-profundidad fue construido con base en la interpolación de pares de edades adyacentes y las tasas de sedimentación lineal calculadas, tomando en cuenta que la edad de la parte superior de la secuencia corresponde al año 2003, año en el que se llevó a cabo la colecta de la secuencia sedimentaria. Todas las edades son estratigráficamente concordantes, además, la presencia de tefras de los volcanes Jorullo (VJ) (1759-1764) y del Parícutín (VP) (1943-1945) ofrece un control cronológico adicional. La tasa de sedimentación varía de 0.15 a 3  $\text{mm/año}^{-1}$ , la tasa más elevada (3  $\text{mm/año}^{-1}$ ) se registra al final de la secuencia (últimos *ca.* 60 años) mientras que la más baja ocurre entre 3.49 y 3.79 m al final de la transición Pleistoceno tardío-Holoceno, sugiriendo la presencia de un hiato sedimentario aproximadamente entre 12.10 a 7.16 ka (ver Ortega *et al.*, 2010). Todas las edades están expresadas en kiloaños calibrados antes del presente (ka).

La estratigrafía del núcleo en estudio fue descrita por Ortega *et al.* (2010) quienes dividen la secuencia sedimentaria en tres unidades litoestratigráficas y reportan la presencia de siete tefras volcánicas (VJ, VP y V3-V7) (Figura 2). La Unidad 3 abarca de 6.61 a 3.72 m (17-12.10 ka) está compuesta por limos masivos rojizos y grisáceos ricos en diatomeas; la Unidad 2 de 3.72 a 2.57 m (7.2-3.9

Tabla 1. Edades de radiocarbono de la secuencia sedimentaria del núcleo ZIR03-I (Vázquez *et al.*, 2010).

Código de laboratorio	Profundidad (m)	Edad $^{14}\text{C}$ (años AP)	Edad calibrada $2\sigma$ (años AP*)
Beta-193855	0.50	770 $\pm$ 50	653 – 789
Beta-227821	0.91	1390 $\pm$ 40	1262 – 1377
Beta-227822	1.52	2550 $\pm$ 40	2489 – 2643
Beta-193856	2.32	2870 $\pm$ 40	2871 – 3081
Beta-195351	3.05	4910 $\pm$ 40	5589 – 5720
Beta-233927	3.29	5490 $\pm$ 40	6260 – 6352
Beta-233928	3.49	5950 $\pm$ 40	6676 – 6882
Beta-193857	3.73	10290 $\pm$ 60	11945 – 12248
Beta-195352	5.13	12850 $\pm$ 50	14947 – 15445
Beta-1938-58	6.51	13980 $\pm$ 80	16250 – 17050

ka) está caracterizada por oozes de diatomeas, ricos en materia orgánica. Estos oozes presentan coloraciones cafés oscuras a grises y están laminados en la parte inferior de la unidad, mientras que en la parte superior estos oozes son masivos. La Unidad 1 de 2.57 a 0 m (3.9 ka – 2003 AD) se compone principalmente por limos arcillosos masivos que pueden presentar diatomeas. En esta unidad se registra el depósito de tefras provenientes de los volcanes Jorullo (VJ) y Parícutín (VP). La tefra VJ está representada por material volcánico diseminado, compuesto por vidrio, plagioclasas y minerales máficos, mientras que la tefra VP está compuesta principalmente por vidrio angular, plagioclasas rotas y cristales máficos (Ortega *et al.*, 2010).

Los valores de la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) en las unidades litoestratigráficas 3 y 2 son bajos ( $<2 \mu\text{m}^3/\text{kg}$ ). En la Unidad 1 la  $\chi$  presenta los valores más altos de la secuencia ( $>6 \mu\text{m}^3/\text{kg}$ ) y la mayor variabilidad de los mismos (Figura 2). El COT muestra una variabilidad en la producción de materia orgánica a lo largo de la secuencia; en la Unidad 2 y en tres puntos de la Unidad 1 (3.1 ka, 2.5 ka y 1.13 ka) indicando fluctuaciones en el estado trófico del lago. Por otro lado, los valores de CIT son muy bajos ( $<0.4\%$ ) a lo largo del registro; se presentan valores ligeramente más altos (0.12–0.38 %) en la parte inferior de la Unidad 3 y en la parte media de la Unidad 1 (Figura 2) (Ortega *et al.*, 2010).

La concentración de micropartículas de carbón varía a lo largo de la secuencia de Zirahuén (Figura 2). Se observa que en la Unidad 3 los valores son muy bajos (94–1728 micropartículas/cm<sup>3</sup>). Hay un incremento en la Unidad 2 (570–7670 micropartículas/cm<sup>3</sup>) y los valores de concentración más elevados (960–20955 micropartículas/cm<sup>3</sup>) caracterizan a la Unidad 1, en particular los valores más altos ocurren entre 1.0 y 0.5 ka.

## El registro palinológico

De acuerdo con el análisis de agrupamiento CONISS (Grimm, 1987) se establecieron 4 zonas palinológicas que a continuación se describen (Figura 3).

### Zona A: (6.60–3.98 m; 16.8–12.6 ka)

El registro regional está dominado por elementos de bosque con *Pinus* con altos porcentajes (~90%), mientras que *Quercus* y *Alnus* presentan porcentajes  $<5\%$  (Figura 3). Sin embargo, a los 13.5 ka el conjunto arbóreo presenta un cambio caracterizado por la disminución de polen de *Pinus* y hacia el final de la zona hay un aumento en el porcentaje de herbáceas (Asteraceae, Poaceae y Amaranthaceae). El grupo de las pteridofitas está bien representado entre los 17 y 16.8 ka. El registro lacustre se caracteriza por altas concentraciones de micro (alcanzando valores de  $29 \times 10^6$  microesporas/cm<sup>3</sup>) y megaesporas (7–10 megaesporas/cm<sup>3</sup>) de *Isoetes* t-1. Se registra la presencia de las microalgas *Botryococcus*, *Pediastrum* y *Coelastrum* (Figura 4).

### Zona B: (3.98–2.69 m; 12.6–4.3 ka)

Esta zona está dividida en dos subzonas (B-a y B-b) e incluye el hiato sedimentario que abarca de 12.1 a 7.16 ka. El registro regional de la subzona B-b (3.98 a 3.49 m; 12.6–6.78 ka) está caracterizado por elementos arbóreos como *Pinus*, *Quercus*, *Alnus*, *Abies*, *Salix*, *Tilia* y *Celtis*; siendo los primeros tres los elementos más abundantes (Figura 3). Al final de la subzona (3.49–3.45 m) el polen de *Pinus* disminuye y hay incremento en los porcentajes de *Quercus* y *Alnus*. Las herbáceas están representadas principalmente por Poaceae y Asteraceae. En el registro local hay una disminución drástica en la concentración de microesporas de *Isoetes* t-1, aunque todavía se registran megaesporas de este taxón (Figura 4). Dentro del grupo de las microalgas los taxa que presentan las concentraciones más altas son *Pediastrum* y *Botryococcus* y en menor concentración se registra *Coelastrum*. *Gloeotrichia* aff. *equinulata*, aparece a los 6.9 ka. El registro palinológico terrestre de la subzona B-a (3.45–2.69 m; 6.78–4.3 ka) se caracteriza por el incremento en los porcentajes de *Quercus* y *Alnus* mientras que *Pinus* alcanza los porcentajes más bajos ( $<5\%$ ) en todo el registro. La comunidad de herbáceas, caracterizada principalmente por polen de Asteraceae, Poaceae y Amaranthaceae, presenta diferentes fluctuaciones en sus porcentajes (Figura 3). En el conjunto local ya no están presentes las megaesporas de *Isoetes* t-1 y la concentración de microesporas disminuye. Hacia el final de la zona entre 5 y 4.3 ka se registran microesporas de *Isoetes* t-2 que probablemente corresponden a otra especie. *Gloeotrichia* aff. *equinulata* desaparece y el conjunto de microalgas esta caracterizado por la presencia abundante de *Botryococcus* (Figura 4).

### Zona C: (2.69–0.96m; 4.3–1.4 ka)

Durante esta zona, hay un cambio en la composición de los bosques, *Pinus* alcanza porcentajes altos (37–69%) aunque presenta fluctuaciones, mientras que *Alnus* y *Quercus* disminuyen considerablemente (Figura 3). Otros elementos con bajos porcentajes son: *Abies*, *Fraxinus*, *Salix*, *Tilia* y *Carpinus*. El incremento en los porcentajes del polen herbáceo (Asteraceae, Amaranthaceae y Poaceae) caracteriza esta zona (Figura 3). A los 3.56 ka se registró la presencia de polen de *Zea mays* en la secuencia y en esta zona es donde se presentan los porcentajes más altos de esporas de pteridofitas. La diversidad de elementos en el conjunto lacustre es baja, solamente hay *Botryococcus* y porcentajes muy bajos de microesporas de *Isoetes* t-1 e *Isoetes* t-2 (Figura 4).

### Zona D: (0.96–0.3 m; 1.4 ka al presente).

Esta zona se caracteriza por altos porcentajes de *Pinus* (65%) y porcentajes mayores que en la zona previa de *Quercus* (20%). Otros taxa presentes con bajos porcentajes son: *Alnus*, *Abies*, *Salix*, *Tilia* y *Carpinus*. El conjunto de herbáceas, compuesto por Asteraceae, Poaceae y Amaranthaceae, presenta porcentajes elevados (Figura 3). El registro local está caracterizado por las

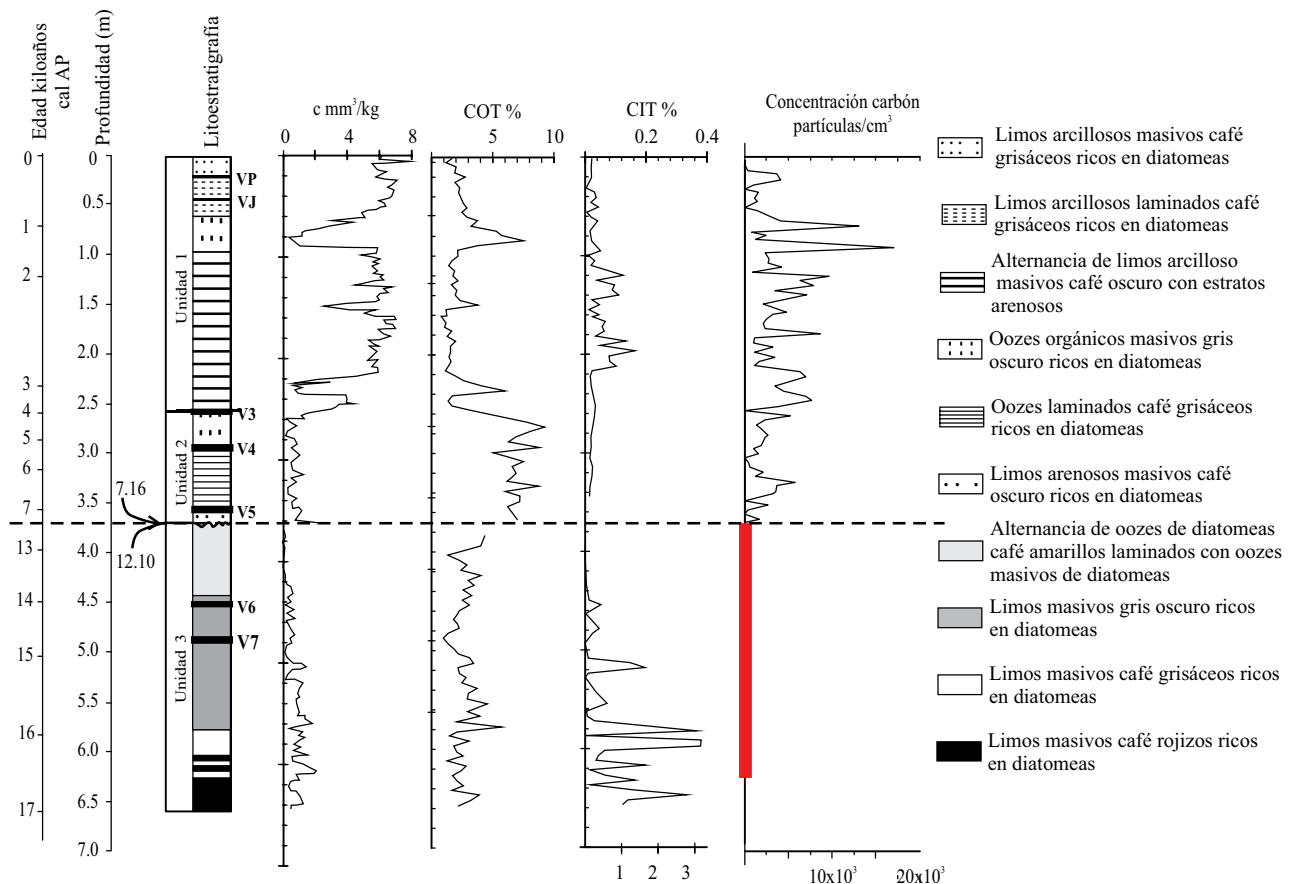


Figura 2. Columna litoestratigráfica de la secuencia edimentaria ZIR03-I compuesta por tres unidades. La edad está expresada en kiloaños calendario (ka) y está graficada contra la profundidad (m). Se muestra la ubicación de los depósitos de tefra: Jorullo (VJ) y Parícutín (VP) y tefras V3 a V7. El hiato sedimentario se señala con una flecha. Se ilustra la concentración de partículas de carbón (número de partículas/cm<sup>3</sup>), la línea roja indica valores de concentración de partículas de carbón menores a 2500, porcentaje de carbono orgánico e inorgánico y susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) de la secuencia sedimentaria ZIR03-I. La clave litológica se indica en la parte inferior de la figura.

microalgas *Coelastrum*, *Staurastrum* y *Botryococcus*; en porcentajes bajos se registra *Isoetes* t-2 al principio de la zona (Figura 4).

### Relación de la vegetación y el paleoambiente

El resultado del Análisis de Correspondencia Canónico (ACC) correspondiente a la vegetación regional (palinomorfos terrestres) explicó el 90% del total de la varianza en los dos primeros ejes. El primer eje, contribuyó con el 79% de la varianza, la  $\chi$ , el CIT y la concentración de micro-partículas de carbón presentaron coeficientes de regresión positivos con los palinomorfos terrestres (0.4472; 0.1418 y 0.0368 respectivamente), mientras que el COT presentó un coeficiente de regresión negativo (-0.5828) con los palinomorfos terrestres. Los valores negativos del eje 1 están relacionados con mayor cobertura arbórea y condiciones más húmedas como lo indica la presencia de *Carpinus*, *Alnus*, *Tilia*, *Celtis*, *Abies* y *Fraxinus*, mientras que en los valores positivos del eje 1 se encuentra la mayor parte de elementos de vegetación abierta (Figura 5). Hay también

una clara asociación entre las partículas de carbón y polen de *Zea mays* y *Ambrosia* y una fuerte relación entre el incremento del aporte clástico o erosión con los elementos de vegetación abierta (Figura 5). Por otro lado, el segundo eje, contribuyó con el 11% de la varianza explicada. En este eje, la  $\chi$ , el COT, y la concentración de partículas de carbón tuvieron coeficientes de regresión positivos (0.8727; 0.8379 y 0.6580 cada uno) mientras que el CIT señaló un coeficiente de regresión negativo de -0.1903. Elementos asociados con el impacto humano como maíz y *Ambrosia* presentan valores positivos sugiriendo que este eje puede estar indicando perturbación. La correlación entre las partículas de carbón y la susceptibilidad con el conjunto de herbáceas es alta. Los resultados del CCA de acuerdo a los valores de  $t$  sugieren que tres de las cuatro variables ambientales ( $\chi$ , COT y CIT) (40,840; -52,274 y 18,073 respectivamente) explicaron los patrones de distribución de los palinomorfos terrestres en el eje 1 (Figura 5).

Los datos del ACC obtenidos para el registro local explicaron el 94% del total de la varianza en los dos primeros ejes. El primer eje contribuyó con el 76% de la varianza, con coeficientes de regresión positivos entre



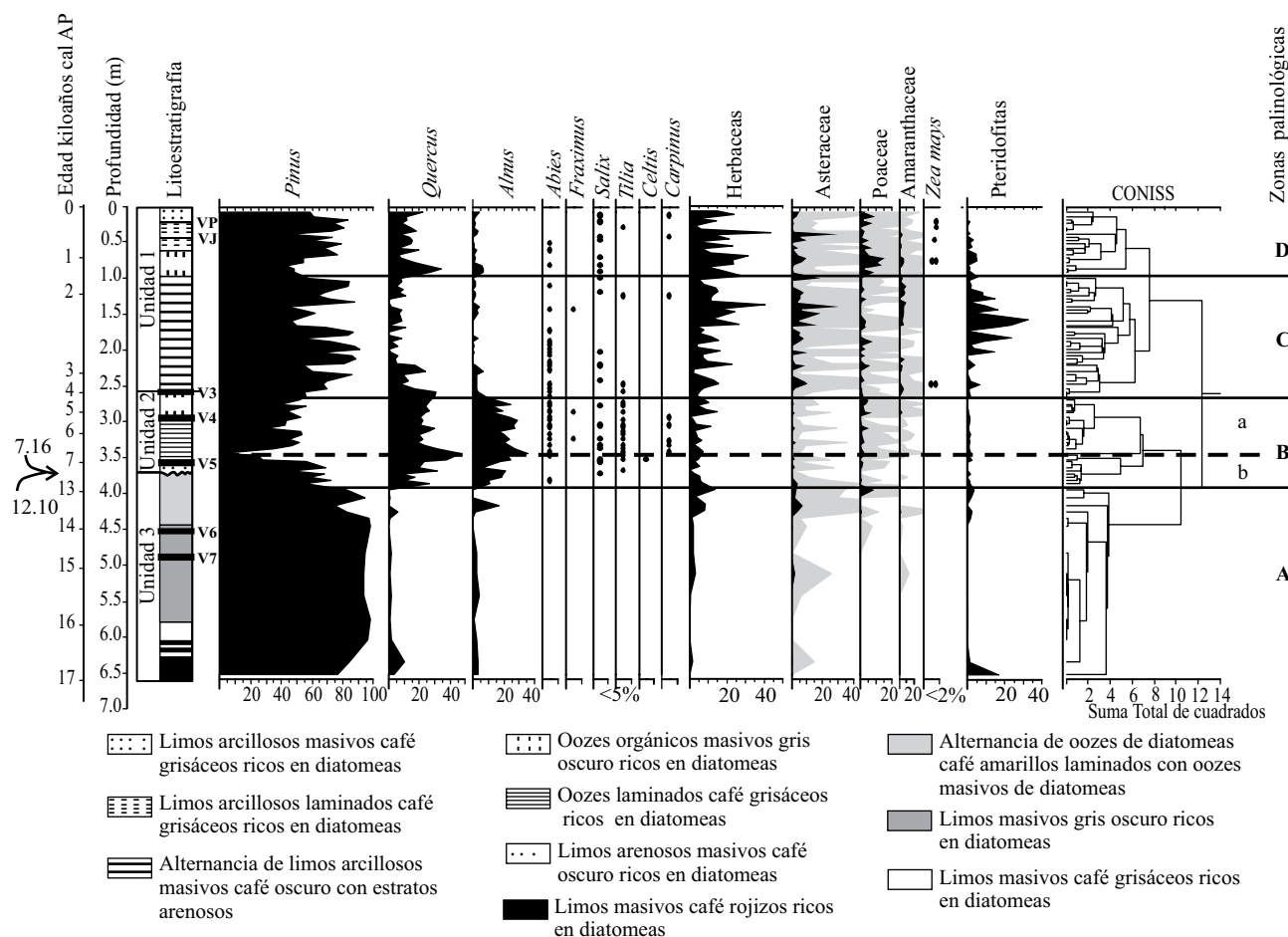


Figura 3. Diagrama palinológico de la secuencia ZIR03-I correspondiente a la vegetación regional. Los datos están presentados en porcentajes de la suma de polen total. Los elementos menos abundantes con porcentajes <5% (*Abies*, *Fraxinus*, *Salix*, *Tilia*, *Celtis* y *Carpinus*) y <2% (*Zea mays*) se ilustran con puntos negros. La sombra gris representa una exageración de los datos del 20%. En el margen derecho se ubica el dendrograma resultante del análisis de agrupamiento (CONISS) donde se señalan las cuatro zonas palinológicas (A-D) y las subzonas (a y b) de la zona B separadas por la línea punteada. El hiato sedimentario se señala con una flecha.

la  $\chi$ , el COT, la concentración de micropartículas de carbón y los palinomorfos acuáticos (0.9846; 0.0519 y 0.0766 respectivamente). Mientras que el CIT presentó un coeficiente de regresión negativo (-0.0866) con los palinomorfos acuáticos. El eje 1 (Figura 6) está indicando el aporte de agua al lago, con valores positivos representando mayor ingreso de agua y posiblemente aumento de nutrientes que siguieron eutroficación con la presencia de *Coelastrum* y *Staurastrum*, mientras que los valores negativos indican menor ingreso de agua con la presencia de *Isoetes* t-1. Por otro lado, el segundo eje, contribuyó con el 18% de la varianza explicada. En este eje, el COT, el CIT y la concentración de micropartículas de carbón mostraron coeficientes de regresión positivos (0.4196; 0.0724 y 0.7455 respectivamente) a diferencia de la  $\chi$  que mostró un coeficiente de regresión negativo de -0.2240. El eje 2 parece estar relacionado con el nivel trófico del lago donde los valores negativos indican eutroficación y los positivos la existencia de un sistema oligotrófico. Los resultados del CCA, de acuerdo a los valores de  $t$ , sugieren que las cuatro

variables ambientales ( $\chi$ , COT, CIT y micropartículas de carbón: 217,899; 10,043; -19,536; 15,215, respectivamente) explicaron los patrones de distribución de los palinomorfos acuáticos en el eje 1, mientras que en el eje 2, sólo tres ( $\chi$ , COT y micropartículas de carbón) de éstas fueron importantes (Figura 6).

## DISCUSIÓN

La vegetación responde a la variabilidad climática en distintas escalas temporales y las evidencias palinológicas aportan datos sobre los cambios en las comunidades de plantas en respuesta a distintos factores de cambio. Los datos palinológicos y su correlación con datos ambientales  $\chi$ , el COT, el CIT y las micropartículas de carbón contribuyen al entendimiento de la dinámica de la vegetación alrededor del lago de Zirahuén y a los cambios del ecosistema lacustre en respuesta a la variabilidad climática ocurrida durante los últimos 17 ka.



**Pleistoceno tardío (17–12.10 ka)**

Entre 17 y 16.5 ka, los conjuntos polínicos indican la existencia de bosques de *Pinus* con *Quercus* y *Alnus* con una diversidad baja. Los valores de susceptibilidad magnética son bajos, los mas bajos de la secuencia sugiriendo una baja tasa de depositación. Hay un cambio en la composición de las comunidades a los 16.5 ka, caracterizado por el incremento de polen de *Pinus* indicando la dominancia de bosques de esta conífera. Estas comunidades se desarrollaron en climas fríos como lo indican los datos de la historia glacial en el centro de México donde se reconstruyen temperaturas de  $-5.6 \pm 0.8$  °C entre 17 y 14 ka (Caballero et al., 2010). Se infiere climas más secos que los actuales ya que las investigaciones palinológicas sobre la dinámica moderna de los bosques de pino de la zona occidental de México indican que estos bosques se expanden en respuesta a periodos climáticos áridos (Figueroa-Rangel et al., 2008). Condiciones frías y más secas que las actuales caracterizan esta parte del registro con bajos valores en las tasas de sedimentación, en la susceptibilidad magnética y en el COT (Figura 2), así como en las tasas de acumulación polínica

(Torres-Rodríguez, 2010) y valores moderados de titanio, aluminio y hierro (Ortega et al., 2010).

A partir de 13.5 ka hay un cambio en la composición del conjunto terrestre con el aumento del porcentaje de *Alnus*, en la actualidad se reporta como un árbol pionero que se establece después de la perturbación de los bosques de pino (Vázquez-Yanes et al., 1999). Posteriormente a ca. 13.2 ka, a pesar de que se incrementan temporalmente los porcentajes de *Pinus*, se observa una modificación en las comunidades vegetales con el decremento de este taxón y el aumento del conjunto de herbáceas. Estos cambios ambientales se registran también en el ecosistema lacustre donde se observa una expansión en la vegetación subacuática compuesta por *Isoetes* t-1 con una gran abundancia tanto de microesporas como de megaesporas; la abundancia de dicho taxón posiblemente esté relacionada con un cambio en el estado trófico del lago, ya que con base en el diagrama de ordenación para los palinomorfos acuáticos (Figura 6) indica que *Isoetes* t-1 está más relacionado con el vector CIT. Este género lo constituyen en su mayoría, plantas pequeñas que se desarrollan en ambientes acuáticos someros y riparios; la

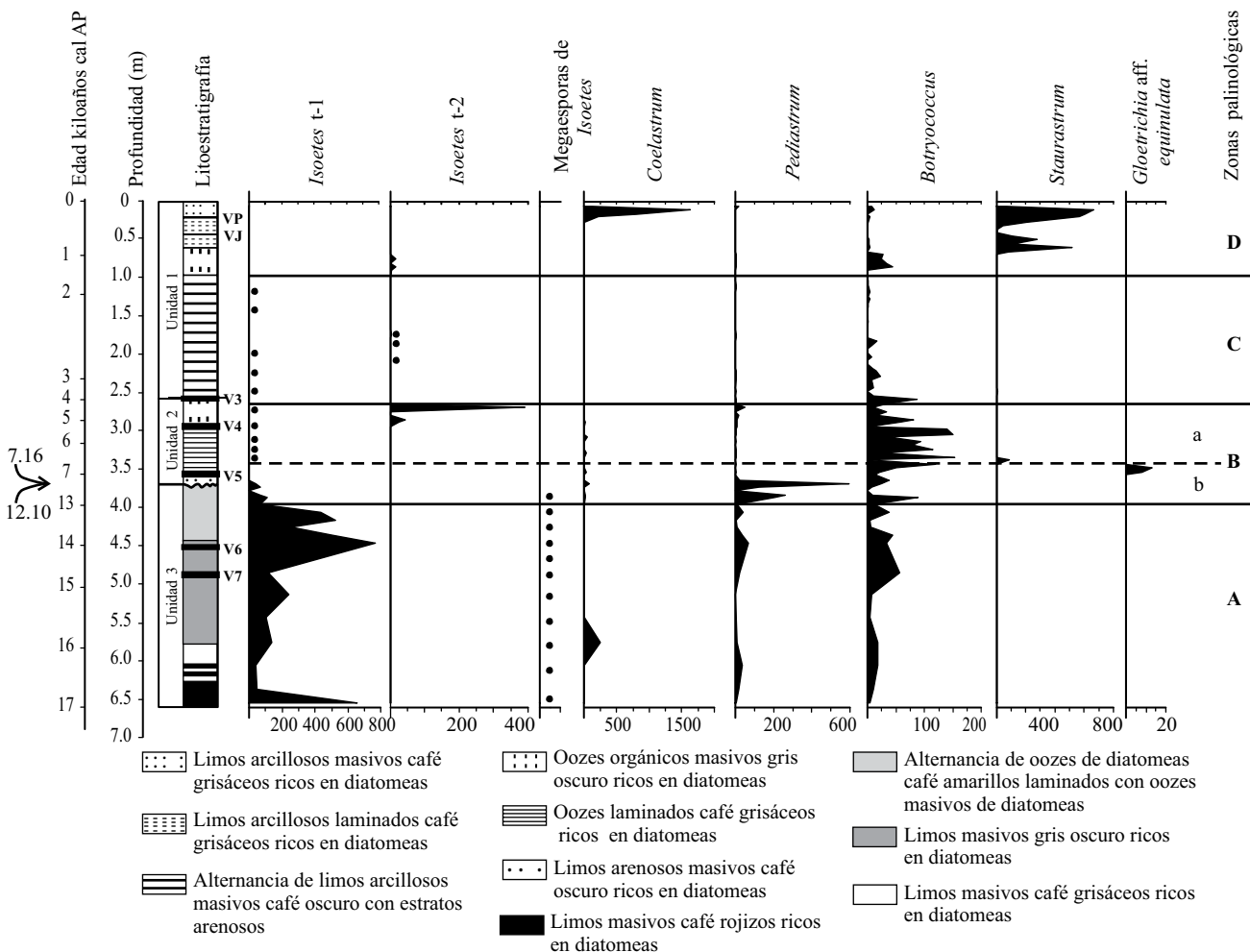


Figura 4. Diagrama palinológico de la vegetación local de la secuencia ZIR03-I. Para *Isoetes* t-1 e *Isoetes* t-2 los números corresponden a los conteos (número de microesporas o megaesporas), el resto de los elementos acuáticos se presentan en concentración calculados para cada taxón (número de individuos/cm<sup>3</sup>). Los puntos indican la presencia del taxón y en el caso de *Isoetes* (t-1 y t-2) representan conteos < 50 microesporas.

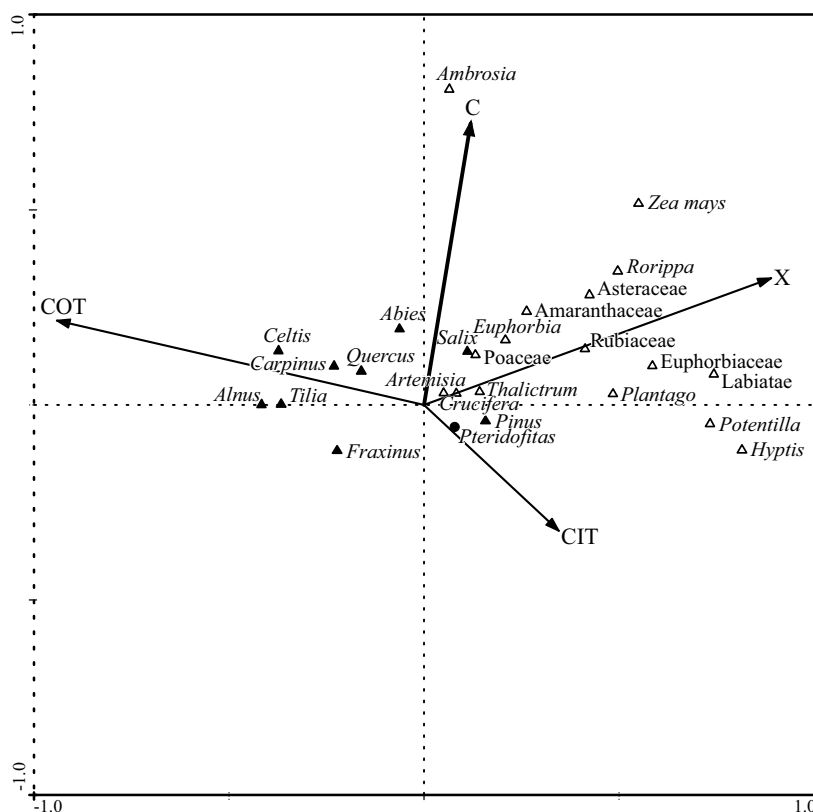


Figura 5. Diagrama de ordenación de palinomorfos terrestres respecto a las variables paleoambientales: concentración de micropartículas de carbón (C), porcentaje de carbono orgánico total (COT), porcentaje de carbono inorgánico total (CIT) y susceptibilidad magnética ( $\chi$ ). Los taxa arbóreos corresponden a los triángulos negros, las herbáceas a los triángulos blancos y los helechos a un círculo negro. Las cuatro variables ambientales se ilustran con flechas.

especie actual reportada para Zirahuén, *Isoetes echinospora* es una licofta de 10-15 cm de longitud que se desarrolla en una profundidad máxima de 20 cm. Las concentraciones más altas de megaesporas y microesporas se encontraron en los sedimentos del Pleistoceno tardío, con valores de concentración altos ( $29 \times 10^6$  microesporas/cm<sup>3</sup>) entre 14.5 a ~13.5 ka lo que indica un tirante de agua bajo en la zona donde se colectó la secuencia, pues en la actualidad se reportan megaesporas de *Isoetes* modernos como abundantes en el sedimento donde las plantas están enraizadas (Warren y Batten, 1993). Los datos paleolimnológicos muestran que entre 17 y 13.8 ka el lago era somero de agua dulce ligeramente alcalina, donde se registran altos porcentajes de diatomeas epifíticas (Ortega *et al.*, 2010), coincidiendo con las evidencias palinológicas de esta investigación por lo que se infieren condiciones frías y un tirante de agua en el lago de Zirahuén de ca. 18 m menor que el reportado por De Buen (1943).

Hacia ~13.5 ka las comunidades se diversifican estableciéndose bosques de pino-encino, de *Alnus* y mesófilo de montaña, a la par con la disminución en la concentración tanto de micro como de megaesporas de *Isoetes* t-1, indicando un incremento en la humedad. Este aumento en la humedad y por lo tanto en el nivel lacustre, redujo el hábitat de *Isoetes* t-1 y propició la disminución gradual en la abundancia de la diatomea epífita *Cocconeis placentula* incrementándose

las diatomeas ticooplanctónicas *Ulnaria ulna*, *Fragilaria contruens* y la planctónica *Cyclotella ocellata* entre 14.4 a 12.56 ka (Ortega *et al.*, 2010). Para este periodo una gran parte de los palinomorfos acuáticos se ubican en torno al vector COT (Figura 6) indicando una mayor productividad lacustre como se muestra en las fluctuaciones en los valores de las microalgas *Botryococcus* y *Pediastrum*. A pesar de que el registro terrestre y acuático muestra un incremento en la humedad, los valores de susceptibilidad magnética son bajos ( $<1 \mu\text{m}^3/\text{kg}$ ), sugiriendo tasas de erosión reducidas durante este periodo, esto puede estar asociado al incremento de la cobertura arbórea o a la disolución de los minerales magnéticos en condiciones reductoras propiciado por el alto porcentaje de COT.

#### **Final del Pleistoceno y Holoceno medio y tardío (12.1–1.4 ka)**

El registro del lago de Zirahuén presenta un hiato en la sedimentación que abarca el intervalo aproximado de 12.10 a 7.16 ka. El origen del este hiato permanece incierto; una causa pudo ser la erosión de la orilla del lago debido a una disminución en el nivel del mismo, posiblemente relacionada con condiciones climáticas de menor humedad en comparación con las condiciones actuales (Ortega *et al.*, 2010). Sin embargo, el registro palinológico señala

un incremento de humedad y una profundización del lago a partir de 13.5 ka y hasta 4.3 ka. Estas características de mayor humedad y nivel lacustre alto han sido también inferidas a partir del registro de diatomeas entre 7.2 y 3.9 ka (Ortega *et al.*, 2010). Estos autores sugieren que, debido a la magnitud del incremento estimado del nivel lacustre (> de 15 m), el emplazamiento de los flujos de lava de la Magueyera (FLLM), datados en  $6560 \pm 950$  años y localizados al suroeste del lago, pudo haber magnificado la señal climática al modificar la morfología del lago, reduciendo su extensión, y probablemente aumentando su tirante de agua (Ortega *et al.*, 2010).

A partir de 7.16 ka se restablece la sedimentación lacustre y la composición de los conjuntos polínicos cambia incrementándose la diversidad taxonómica; se observa *Pinus*, *Quercus*, *Alnus* y la presencia de elementos mesofíticos tales como *Carpinus*, *Abies*, *Salix*, *Tilia* y *Celtis* entre 7.16 a 3.7 ka. La vegetación regional se caracteriza por bosques mixtos de pino-encino y bosques de *Alnus* (con los porcentajes más altos de la secuencia) y elementos mesofíticos que indican el surgimiento de condiciones de mayor humedad (Figura 5). Una característica importante en este periodo es la aparición a los 6.9 ka de *Gloeotrichia* aff. *equinulata*, una cianobacteria pionera que moviliza el fósforo desde el sustrato hacia la columna de agua (Head *et al.*, 1999; Tymowski y Duthie, 2000), la presencia de esta cianobacteria sugiere condiciones de mayor productividad y un mayor nivel lacustre. Esta cianobacteria, durante su estadio de vida bentónico, absorbe de los sedimentos grandes cantidades de fósforo que utiliza para flotar y migrar a lo largo de la columna de agua donde lleva a cabo su reproducción (Head *et al.*, 1999; Tymowski y Duthie, 2000). Esto a su vez se encuentra apoyado en la fuerte relación que existe entre esta cianobacteria y el vector COT (Figura 6). Las condiciones señaladas por la presencia de *Gloeotrichia* aff. *equinulata* refuerzan la interpretación paleoambiental de Ortega *et al.* (2010) quienes documentan para el periodo de 7.2-3.4 ka altos valores de COT y una gran abundancia de especies de diatomeas planctónicas caracterizada principalmente, por *A. ambigua* var. *robusta*. Esta asociación ha sido interpretada, junto con los altos valores en COT, como el establecimiento de altos niveles de nutrientes en el lago debido a la tolerancia que tienen las especies de *Aulacoseira* a la alta disponibilidad de fósforo (Kilham *et al.*, 1986).

De 3.7 a 1.4 ka se observa la disminución de *Alnus* y el incremento en *Isoetes* t-2 que podrían estar indicando una disminución en la humedad. Este evento ha sido documentado tanto en la secuencia polínica de Pátzcuaro (Watts y Bradbury 1982) como en Zacapu (Xelhuantzi-López 1991), lo cual podría ser un indicador de una tendencia regional hacia condiciones de menor humedad.

La aparición de polen de *maíz* (*Zea mays*) a los 3.5 ka marca el inicio de la agricultura temprana alrededor de la cuenca; las primeras actividades agrícolas debieron implicar el desarrollo de incendios alrededor del lago y la alta concentración de partículas de carbón probablemente

está relacionada con dicha actividad (Lozano-García *et al.*, 2010). El ACC de los palinomorfos terrestres muestra la alta relación entre el conjunto de polen de las plantas herbáceas (incluyendo el maíz) con los valores más altos del vector  $\chi$  ( $6 \mu\text{m}^3/\text{kg}$  en promedio) de la secuencia. Para este periodo los valores de  $\chi$ , indican eventos de alta erosión alrededor del lago ocasionados por la disminución en la cobertura arbórea que se observa en el registro palinológico con la disminución del pino y encino y el aumento del conjunto de hierbas. Los datos arqueológicos disponibles revelan asentamientos humanos en Zirahuén durante el Posclásico (Pulido-Méndez *et al.*, 1996; Pulido-Méndez y Grave-Tirado, 2002). El resultado del análisis palinológico del núcleo ZIR03-I aporta evidencia de la existencia de actividad agrícola en el de Zirahuén a partir de los 3.5 ka. Además, existe una mención, sin precisar ni la edad o posición estratigráfica, la presencia de maíz en los sedimentos de núcleos cortos del mismo lago estudiados por Davies *et al.* (2004). La evidencia de polen de maíz para el estado de Michoacán también ha sido reportada para el lago de Pátzcuaro, donde Watts y Bradbury (1982) reportan de *Zea mays* a los 4 Ka. Dada la distancia de tan sólo 12 km entre el lago de Pátzcuaro y el lago de Zirahuén, resulta probable que los grupos humanos no sólo se asentaran en la cuenca de Pátzcuaro, sino también en los alrededores de Zirahuén. Además, Lozano *et al.* (2010) reportan la presencia de polen de maíz para los últimos 3 ka en el núcleo sedimentario MOLE-ZIR03-2A-1K colectado en la zona central del lago de Zirahuén.

A partir de 1.4 ka se detectan cambios en el registro de

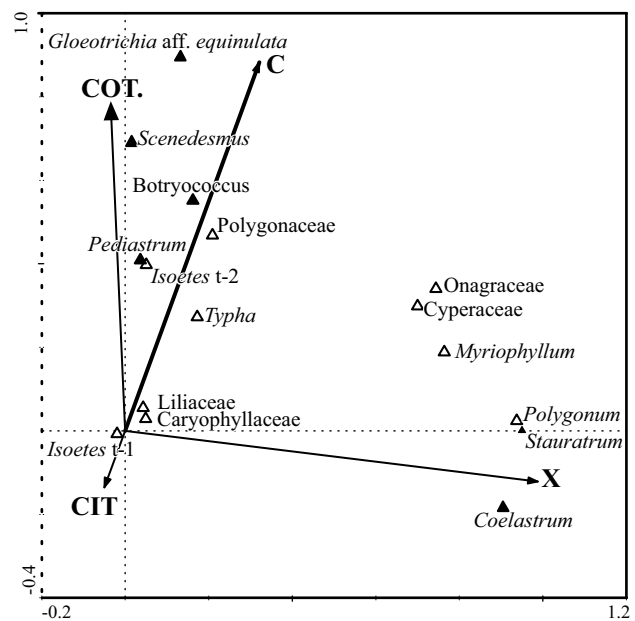


Figura 6. Diagrama de ordenación de palinomorfos acuáticos respecto a las variables paleoambientales: concentración de micropartículas de carbón (C), porcentaje de carbono orgánico total (COT), porcentaje de carbono inorgánico total (CIT) y susceptibilidad magnética ( $\chi$ ). Las algas se ilustran con triángulos negros, los taxa de elementos acuáticos con triángulos blancos. Las cuatro variables ambientales se muestran con flechas.

la vegetación con el aumento en la abundancia y diversidad de herbáceas, este incremento en el polen de herbáceas pudo estar asociado a los procesos de sucesión resultantes de los disturbios llevados a cabo alrededor de la cuenca con el inicio de la agricultura a partir de la aparición de polen de maíz (3.5 ka). Estos disturbios además provocaron cambios en el estado trófico del lago hacia condiciones de mayor eutrofización las cuales permitieron el establecimiento posterior de las microalgas *Staurastrum* (1140 AD) y *Coelastrum* (1940 AD); dicho evento se puede correlacionar con la fuerte relación de la  $\chi$  observado en el ACC de los palinomorfos acuáticos (Figura 6).

### Implicaciones paleoclimáticas

A partir del análisis del descenso de la línea de las nieves de los glaciares de montañas (ALE) localizadas a lo largo de la FVTM, se estima la disminución en la temperatura durante el UMG (Caballero *et al.*, 2010). Durante este periodo, se desarrolló una variación en el gradiente de precipitación de las costas hacia el interior de la FVTM debido a que las ALEs de los glaciares se encontraban a menor altitud en montañas cercanas a las costas (Tancitaro y Cofre de Perote) con respecto a montañas ubicadas en el interior del Altiplano Central Mexicano (Iztaccíhuatl) y, que el descenso de la ALE fue mayor en el Tancitaro ( $3390 \pm 50$  msnm) que en el Cofre de Perote ( $3650 \pm 40$  msnm). Esta diferencia altitudinal entre las ALEs de estos volcanes ha sido explicada como la posible existencia de un patrón de mayor aporte de humedad desde el Pacífico que desde el Golfo de México, de manera que, durante el UMG se desarrollaron condiciones climáticas más húmedas en los extremos oriental y occidental de la FVTM, mientras que en el centro menos húmedas (Caballero *et al.*, 2010). Este gradiente de precipitación parece coincidir con la hipótesis de Bradbury (1997, 2000) quien sugiere un desplazamiento hacia el sur de los vientos del oeste durante el UMG, ocasionando que alcanzaran posiciones más meridionales e incrementando la humedad hacia el centro-occidente de México, explicando los altos niveles lacustres del lago de Pátzcuaro para ese periodo. Sin embargo, esta hipótesis se contrapone con las evidencias paleoecológicas obtenidas para varios lagos del occidente (Zacapu y Cuitzeo) y centro (Tecomulco, Texcoco y Chalco) de la FVTM, donde se registran niveles bajos y condiciones secas para el UMG (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1997; Sosa, 2001; Ortega *et al.*, 2002; Israde-Alcántara *et al.*, 2002; Caballero *et al.*, 2002; Lozano-García *et al.*, 2005; Ortega *et al.*, 2010). Para Zirahuén, se infieren condiciones frías y secas hacia 17 ka con base la reconstrucción de niveles lacustres bajos como indica la abundancia de megaesporas y microesporas de *Isoetes* t-1 y la existencia de bosques de *Pinus*.

El incremento en la humedad y en la temperatura, se identifica en el registro paleoecológico de Zirahuén

hacia ~13.5 ka cuando se modifica la composición en las comunidades vegetales y se incrementa el nivel del lago. Durante el periodo denominado Glacial Terminal (15–12 ka) se documentan cambios ambientales caracterizados por un retroceso en los glaciares de montaña de la FVTM para los cuales se ha estimado un incremento en la temperatura de ~2 °C (Caballero *et al.*, 2010). Las comunidades vegetales de las secuencias lacustres de Tecocomulco (Caballero *et al.*, 1999), Texcoco (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1997), Chalco (Lozano-García *et al.*, 1993), Lerma (Lozano-García *et al.*, 2005), Cuitzeo (Irade-Alcántara *et al.*, 2002), Zacapu (Metcalf, 1992; Ortega *et al.*, 2002) y Pátzcuaro (Bradbury, 2000) muestran una expansión en los bosques, probablemente relacionada con la migración a mayores altitudes en respuesta al incremento en la temperatura durante la deglaciación. Lo anterior se observa en el registro de Zirahuén como un cambio hacia bosques mixtos de pino-encino con abundante *Alnus* y algunos elementos de bosque mesófilo de montaña. En el ecosistema lacustre hay también cambios incrementándose el nivel lacustre para este periodo a diferencia de otros registros del centro de México (Caballero *et al.*, 2010) y de Pátzcuaro que registran una reducción en el nivel lacustre entre los 12 y los 11 ka.

El hiato registrado en Zirahuén entre 12.1 y 7.16 ka correlaciona con los hiatos identificados en los lagos de Cuitzeo (21–10 ka) (Irade-Alcántara *et al.*, 2002), Texcoco (17.5–7 ka) (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1997) y Tecocomulco (18.5–3.5) (Caballero *et al.*, 1999) sugiriendo que la parte final del Pleistoceno tardío y el principio del Holoceno en el centro de México estuvieron caracterizadas por variabilidad climática, algunos con bajos niveles lacustres y condiciones relativamente secas. Estos lagos son muy someros en comparación con Zirahuén, la respuesta paleoambiental ocasionada por una reducción en la precipitación se expresa en un lago somero (~2–5 m) con el fin de la sedimentación, mientras que en el caso de un lago, profundo (40 m) únicamente hay una disminución del nivel lacustre. Para Zirahuén, sin embargo, el conjunto de indicadores de la secuencia sedimentaria apuntan hacia un incremento en la humedad iniciando *ca.* 13.5 ka por lo que el hiato puede estar asociado al evento volcánico de La Magueyera, que a través de procesos erosivos pudo perturbar el registro. Este incremento de humedad no se detecta en el registro paleoecológico de los lagos vecinos: Pátzcuaro, Cuitzeo y Zacapu debido probablemente al tamaño de estos. Así, Zirahuén tiene un área de 10.48 km<sup>2</sup> pequeño en comparación con Pátzcuaro (130 km<sup>2</sup>), Cuitzeo (420 km<sup>2</sup>) y Zacapu (261 km<sup>2</sup>), los cuales además tienen un control cronológico pobre para este periodo y el conteo de los palinomorfos es reducido lo que redundaría en interpretaciones limitadas.

El periodo de mayor humedad (7.1 a 3.7 ka) con base en el registro palinológico en el lago de Zirahuén coincide con el nivel lacustre más alto reconstruido entre 7.16 y 3 ka por medio del análisis de las propiedades magnéticas de los sedimentos como por los datos paleolimnológicos (Ortega

et al., 2010). Los valores de insolación de verano en los trópicos y en los subtropicos del hemisferio norte alcanzaron un máximo (8% más altos que en el presente) hace 10 ka (Ruddiman, 2002). Este incremento en la insolación ocasionó cambios en los patrones de circulación atmosférica, permitiendo que los vientos alisios alcanzaran el centro de México como producto de la migración hacia el norte de la celda de alta presión Bermudas-Azores ubicada el Atlántico Norte y contribuyó, al desplazamiento a una posición más norteña de la ZCIT trayendo lluvias en el verano al centro de México (Mosiño-Alemán y García, 1974).

A partir de los 3.7 ka, los registros de Pátzcuaro y Zirahuén coinciden en un incremento en la erosión. En ZIR03-I, la alta concentración iónica y la sedimentación clástica indican una alta inestabilidad ambiental con alternancia de condiciones secas y eventos de fuertes lluvias (Ortega et al., 2010). La disminución en el porcentaje de *Alnus* a partir de los 3.8 ka en Zirahuén, también se registra en otros sitios de Michoacán, en Pátzcuaro comienza a los 4 ka años y se sugiere que se debe al comienzo de la agricultura alrededor de este lago (Watts y Bradbury, 1982). En la cuenca de Zacapu ocurre a los 8.2 ka y se relaciona con la transformación de la laguna de Zacapu en una ciénaga posiblemente por la tendencia climática hacia condiciones más secas (Xelhuantzi-López, 1991). Este declive en *Alnus* observado tanto el Zirahuén como en Pátzcuaro y Zacapu, posiblemente sea evidencia de una tendencia climática general en el centro de México hacia condiciones más secas a partir ca. 4 ka, más que al inicio de la actividad humana. El registro del  $\delta^{18}\text{O}$  de una estalactita de la cueva del Diablo en Guerrero (Bernal et al., 2011) muestra el cambio a los ca. 4 ka en el régimen climático con mayor variabilidad, relacionándolo al fortalecimiento de El Niño durante el Holoceno tardío.

Durante los últimos 1.4 ka Zirahuén registra un aumento tanto en la diversidad como en la abundancia de herbáceas. Este marcado incremento en el polen de herbáceas también se observa en Pátzcuaro con al aumento en los porcentajes de *Amaranthaceae*, *Artemisia* y *Ambrosia* (Bradbury y Watts, 1982), en Zacapu con el incremento en los porcentajes de *Amaranthaceae* (Xelhuantzi-López, 1991), así como en Cuitzeo indicado por la abundancia de polen de *Amaranthaceae*, *Poaceae* y *Asteraceae* (Velázquez-Durán, 2003). El registro de polen de maíz en Zirahuén (3.5 ka) y en Pátzcuaro (4 ka) indican el inicio de la actividad humana alrededor del lago, misma que podría estar relacionada con este aumento en el polen de herbáceas. Sin embargo, no se tiene evidencia de maíz para los lagos de Zacapu y Cuitzeo. Posiblemente el incremento en el polen herbáceo en los cuatro lagos se deba al establecimiento de condiciones climáticas de menor humedad, no obstante, los cambios asociados a la actividad humana en los lagos de Pátzcuaro y Zirahuén. En Zirahuén la señal paleoclimática durante este periodo esta entrelazada con la actividad humana, como en muchas de las cuencas de la FVTM puesto que estas ofrecían gran cantidad de recursos permitiendo

el desarrollo de las sociedades prehispánicas. Las culturas mesoamericanas se enfrentaron a la variabilidad climática con distintas estrategias dependiendo del entorno, así durante la sequía del Clásico (800 a 1000 DC), mientras que en Zirahuén se observa una reducción en las tasas de erosión, evidencia de sequía, en Pátzcuaro un lago somero, la disminución en el nivel lacustre de entre 4 a 5 m permitió ampliar la zona de cultivo (Polard, 2000).

## CONCLUSIONES

Los sedimentos del lago de Zirahuén contienen evidencias palinológicas y geoquímicas del cambio ambiental, se detectaron cambios en la composición de la vegetación y en las condiciones tróficas del lago durante los últimos 17 ka. La correlación entre las variables paleoambientales (susceptibilidad magnética, COT, CIT, partículas de carbón) con los datos palinológicos de las comunidades terrestre y lacustre a través de la aplicación del ACC permitió detectar la respuesta de las comunidades a los cambios ambientales. Los datos de la historia glacial del centro de México indican que las temperaturas frías características del UGM se mantienen hasta el glacial tardío ~14 ka. Para Zirahuén, ambientes fríos y relativamente secos se reconstruyen durante el periodo que abarca de 17 a 14 ka, la vegetación está compuesta por bosques de pino y el lago presentaba niveles lacustres bajos como lo señala el registro de *Isoetes*. El aumento de humedad se refleja en el cambio de los conjuntos polínicos hacia 13.5 a 12.1 ka con la presencia de elementos mesofíticos y la reducción en los bosques de pino. En el lago este incremento en la precipitación se refleja en la disminución de *Isoetes*, sin embargo, no hay evidencias de una mayor erosión en la cuenca. Después del hiato sedimentario que abarca de 12.1 a 7.16 ka, los conjuntos palinológicos muestran cambios en la composición de la vegetación de 7.1 a 3.7 ka relacionados con incremento en la humedad. La presencia de *Alnus*, un elemento pionero, indica procesos de sucesión y se establecen bosques mixtos de pino-encino. Para el lago hay evidencias de cambios en el nivel lacustre y en el estado trófico. El registro paleoambiental de Zirahuén aporta evidencias de impacto humano con el incremento de la erosión y deforestación para los últimos 3000 años y está en concordancia con datos previos para otras cuencas de Michoacán.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el apoyo y la participación de los M. en C. Alejandro Rodríguez Ramírez y José Antonio González Rangel durante los trabajos de perforación. Asimismo, queremos expresar nuestro agradecimiento a la M. en C. Susana Sosa Nájera por su asesoría en la extracción de los palinomorfos. Este trabajo fue realizado por medio de apoyo financiero por parte de los siguientes proyectos: CONACYT



28528-T, UNAM-DAGPA IN107902, IN114906, IN113408, IN126062, IN107511 e IN12606. Extendemos nuestro agradecimiento a la Dra. Sarah Metcalfe y a un segundo revisor anónimo por la cuidadosa revisión y comentarios hechos al manuscrito.

## REFERENCIAS

- Alvarado, V. R., 2003, Dinámica estacional y circadiana del fitoplancton en el lago de Zirahuén, Michoacán México: Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, tesis de licenciatura, 124 pp.
- Arnould, C., Metcalfe, S. E., Petrequin, P., 1997, Holocene climatic change in the Zacapu lake basin, Michoacán synthesis of results: *Quaternary International*, 43(44), 173-179.
- Bernal, P. 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(1), 104-113.
- 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, *en* Munawar, M., Lawrence, S.G., Munwar, J. R., Malley, D. (eds.), *Aquatic Ecosystems of Mexico: Ecovision, Backhuys, Leiden, World Monograph Series*, 61-70.
- Bernal-Brooks, F.W., MacCrimmon, H. R. 2000b, Lake Zirahuén (Mexico): a pristine natural reservoir visually insensitive to expected cultural eutrophication, *en* Munawar, M., Lawrence, S.G., Munwar, J. R., Malley, D. (eds.), *Aquatic Ecosystems of Mexico: Backhuys, Leiden, Ecovision World Monograph Series*, 77-88 pp.
- Bradbury, J. P., 1997, Sources of glacial moisture in Mesoamerica: *Quaternary International*, 43(44), 97-110.
- Bradbury, J. P., 2000, Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México for the past 48,000 years: impacts of climate and man: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163, 65-95.
- Bradbury, J. P., Watts, W. A., 1982, Paleoeological studies at Lake Patzcuaro on the west-central Mexican Plateau and at Chalco in the basin of Mexico: *Quaternary Research*, 17(1), 56-70.
- Caballero, M., Ortega-Guerrero, B., 1998, Lake levels since about 40,000 years ago at lake Chalco, near Mexico City: *Quaternary Research*, 50, 69-79.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., Macías, J.L., 1999, Environmental characteristics of lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years: *Journal of Paleolimnology*, 22(4), 399-411.
- Caballero, M., Ortega, B., Valdez, F., Metcalfe, S., Macías, J.L., Sugiura, 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 and Palaeoecology*, 186, 217-235.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., Ortega, B., 2010, Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 359-377.
- Chacón, T.A., Múzquiz, E.L., 1991, El Lago de Zirahuén, Michoacán, México, Reconocimiento Ambiental de una cuenca michoacana: Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, 30 pp.
- Davies, S.J., Metcalfe, S.E., MacKenzie, A.B., Newton, A., Endfield, G.H., Farmer, J.G., 2004, Environmental changes in the Zirahuén Basin, Michoacán, during the last 1000 years: *Journal of Paleolimnology*, 31, 77-88.
- De Buen, F., 1943, Los Lagos Michoacanos. I. Caracteres Generales. El Lago de Zirahuén: *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, 4, 211-232.
- Faegri, K., Iversen, J., 1989, *Textbook of pollen Analysis: Great Britain*, John Wiley & Sons Ltd, 328 pp.
- Figuerola-Rangel, B.L., Willis, K., Olvera-Vargas, M. 2008, 4200 years of Pine dominated upland forest dynamics in west-central Mexico: human or natural legacy?: *Ecology*, 89(7), 1893-1907.
- Fisher, C.T., Pollard, H.P., Israde, I., Garduño, V., Banerjee, S.K., 2003, A re-examination of human-induced environmental change within the Lake Patzcuaro Basin, Michoacán, Mexico: *Proceedings of National Academic Science*, 100, 4957-4962.
- Grimm, E.C., 1987, CONISS: A FORTRAN program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares: *Geosciences*, 13, 13-35.
- Grimm, E.C., 1992, TILIA 2 software: Springfield, Illinois State Museum, <<http://intra.museum.state.il.us/pub/grimm/tilia/>>.
- Grimm, E.C., Jacobson, G.L., Watts, W.A., Hansen, B.C.S., Maasch, K.A., 1993, A 50,000-years record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich events: *Science*, 261, 198-200.
- Hardoon, R.D., Sandor, S., Shawe-Taylor, J., 2003, Canonical Correlation Analysis: an overview with application to learning methods: University of London, Royal Holloway, Department of Computer Science, Technical report CSD-TR-03-02.
- Head, R.M., Jones, R.I., Bailey-Watts, A.E., 1999, An assessment of the influence of recruitment from the sediment on the development of planktonic populations of cyanobacteria in a temperate mesotrophic lake: *Freshwater Biology*, 41, 759-769.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Ortega-Murillo, R., 2002, Paleambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago Cuitzeo: *Hidrobiológica*, 12, 61-78.
- Kilham, P., Kilham, S.S., Hecky, R.E., 1986, Hypothesized resource relationships among African planktonic diatoms: *Limnology and Oceanography*, 31, 1169-1181.
- Kent, M., Coker, P., 1994, *Vegetation description and analysis: a practical approach*: Chichester, John Wiley and Sons, 384 pp.
- Kent M., Coker, P., 1998, *Vegetation Description and Analysis: A practical approach*: London, Belhaven Press, 363 p.
- Legendre, P., Legendre, L., 1998, *Numerical Ecology*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Environmental Modelling*, 20, 853 pp.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., 1997, Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of México. Correlation between Texcoco and Chalco basins: *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99, 77-93.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Urrutia-Fucugauchi, 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, 23,000 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 3200 años en el lago de Zirahuén, centro occidente de México, *en* Ayala, J. L., Cárdenas-Estrada, 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*, 87-112.
- Metcalfe, S.E., 1992, *Changing environments of the Zacapu Basin central Mexico: a diatom-based history spanning the last 30,000 years*: Oxford, School of Geography, *Research papers*, 48, 38 pp.
- Metcalfe, S.E., 1995, Holocene environmental change in the Zacapu Basin, Mexico: a diatom-based record: *Holocene*, 5, 196-208.
- Metcalfe, S., Davies, S., 2007, Deciphering recent climate change in central Mexican lake records: *Climatic Change*, 83, 169-186.
- Metcalfe, S.E., Harrison, S.P., 1984, Cambio ambiental del Cuaternario tardío en depósitos lacustres en la cuenca de Zacapu, Michoacán, reconstrucción preliminar: *Boletín del Instituto de Geografía*, 14, 127-151.
- Metcalfe, S.E., O'Hara, S.L., Caballero-Miranda, M., Davies, S.J., 2000, Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico, a review: *Quaternary Science Reviews*, 19, 699-721.
- Metcalfe, S.E., Davies, S.J., Braisby, M.J.L., Newton, J.A., Terret, L.N.,

- O'Hara, S.L., 2006, Long and short-term change in the Patzcuaro Basin central Mexico: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 20, 1-24.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001, Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers, (EPILOG): Quaternary Science Reviews, 20, 627-657.
- Mosiño-Aleman, P.A., García, E., 1974, The climate of Mexico, *en* Bryson R., Hare, F. K. (eds.), Climates of North America: Elsevier, World Survey of Climatology, 345-390 pp.
- O'Hara, S.L., Street-Perrott, F.A., Burt, T.P., 1993, Accelerated soil erosion around a Mexican highland lake caused by Pre-Hispanic agriculture: Nature, 362, 48-51.
- Ortega, B., Caballero, C., Lozano, S., Israde, I., Vilaclara, G., 2002, 52,000 years of environmental history in Zacapu Basin, Michoacán, Mexico: The magnetic record: Earth and Planetary Science Letters, 202, 663-675.
- Ortega, B., Vázquez-Castro, G., Caballero-Miranda, 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, 745-760.
- Pérez-Calix, E., 1996, Flora y Vegetación de la cuenca del Lago de Zirahuén, Michoacán, México: A. C. Centro Regional del Bajío, Pátzcuaro, Michoacán, Instituto de Ecología, Fascículo complementario XIII, Flora del Bajío y de regiones adyacentes, 1-73 pp.
- Polard, H.P., 2000, Tarascan and their ancestors: Prehistory of Michoacán, *en* Foster, M. F., Gorestein, S. (eds.), Grater Mesoamerica, the archeology of west and northern Mexico: The University of Arizona Press, 59-70.
- Pulido-Méndez, S., Cabrera, T.J.J., Grave-Tirado, L.A., 1996, Proyecto Carretera Pátzcuaro-Uruapan. Informe Final: Archivo técnico de la Dirección de Salvamento Arqueológico, INAH, México, escrito mecanografiado.
- Pulido-Méndez, S., Grave-Tirado, L.A., 2002, De Pátzcuaro a Uruapan ó de cómo nos topamos con lo Tarasco: Arqueología, 2ª Época, INAH, 27, 41-52.
- 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.
- Ruddiman, W.F., 2002, Earth's climate, past and future: New York, W. H. Freeman and Company, 301-312.
- Siegert, M.J., 2001, Causes of Ice Age, *in* Wiley, J., Songs, L.T.D. (eds.), Ice Sheets and Late Quaternary Environmental Change: University of Bristol, Bristol Glaciology Centre, School of Geographical Sciences, 200- 231.
- Sosa, N.S., 2001, Registro palinológico del Pleistoceno tardío-Holoceno en el extremo meridional de la cuenca de México: paleoambientes e inferencias paleoambientales: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis maestría, 120 pp.
- Stockmarr, J., 1971, Tablets with spores used in absolute pollen analysis: Pollen et Spores, 13(4), 515-621.
- Stuiver, M., Reimer, P., 1993, Extended <sup>14</sup>C data base and revised Calib 3.0 <sup>14</sup>C calibration program: Radiocarbon, 35, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P., Reimer, R.W., 2005, CALIB 5.0 program and documentation (en línea), versión Calib 5.0.2: United Kingdom, <<http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>>, consulta: abril 2005.
- ter-Braak, C.J.F., 1986, Canonical correspondence analysis: a new eigenvector technique for multivariate direct gradient analysis: Ecology, 67, 1167-1179.
- ter-Braak, C.J.F., Verdonschot, P. F. M., 1995, Canonical correspondence analysis and related multivariate methods in aquatic ecology: Aquatic Sciences, 57(3), 255-289.
- ter-Braak, C. J. F., Smilauer, P., 1998, CANOCO reference manual and users guide to canoco for windows-software for canonical community ordination (version 4): Ithaca, NY, Microcomputer Power, .
- Thompson, R., Battarbe, R.W., O'Sullivan, P.E., Oldfield, F., 1975, Magnetic susceptibility of lake sediments: Limnology and Oceanography, 20(5), 687-698.
- Torres-Rodríguez, 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: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis maestría, 116 pp.
- Tymowski, R.G., Duthie, H.C., 2000, Life strategy and phosphorus relations of the cyanobacterium *Gloeotrichia echinulata* in an oligotrophic Precambrian Shiled lake: Archiv Hydrobiology, 148, 321-332.
- Vázquez, G., Ortega, B., Davies, S.J., Aston, B.J., 2010, Registro sedimentario de los últimos 17000 años del lago de Zirahuén, Michoacán, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 3(62), 325-243
- Vázquez-Selem, L., Heine, K., 2012, Late Quaternary Glaciation in Mexico, *en* Ehlers, J., Gibbard, P. L., Hughes, P. D. (eds.), Developments in Quaternary Science: Amsterdam, The Netherlands, 849-861.
- Vázquez-Yanes, C., Batiz-Muñoz, A.I., Alcocer-Silva, M.I., Gual-Díaz, M., Sánchez-Dirso, C., 1999, Árboles y arbustos potencialmente valiosos para la restauración ecológica y reforestación: CONABIO-Instituto de Ecología, UNAM, Reporte técnico del proyecto J084, .
- Velázquez-Durán, R., 2003, Evolución paleoambiental del lago de Cuitzeo durante el Pleistoceno tardío: historia de la vegetación e implicaciones paleoclimáticas: San Nicolás de Hidalgo, Universidad Michoacana, tesis de maestría, 210 pp.
- Velázquez-Durán, R., Israde, I. A., Lozano, G. M. S., 2000, Registro palinológico en el lago de Cuitzeo. Implicaciones ambientales en los últimos 35,000 años AP: Geos, 20(3), 167.
- Verosub, L.K., Roberts, P.A., 1995, Environmental magnetism: past, present and future: Journal of Geophysical Research, 100(B2), 2175-2192.
- Warren, L.K., Batten, D.J., 1993, Diversiry changes in lycopsid and aquatic fern megaspores through geologic time: Paleobiology, 19(1), 28-42.
- Watts, W.A., Bradbury, J.P., 1982, Paleocological Studies at lake Patzcuaro on the West-central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico: Quaternary Research, 17, 56-20.
- Whitlock, C., Larsen, C., 2001, Charcoal as a fire proxy, *en* Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (eds.), Tracking Environmental Change using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators: Holanda, Kluwer Academic, Publishers, 76-92.
- Xelhuantzi-López, M.S., 1991, Estudio palinológico y Reconstrucción paleoambiental del ex -lago de Zacapu, Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 168 pp.
- Xelhuantzi-López, M.S., 1994, Estudio palinológico de cuatro sitios ubicados en la cuenca de Zacapu: fondo de Ciénega, contacto Lomas-ciénega, pantano interno y Loma Alta; Cuadernos de Estudios Michoacanos, 6, 81-93.

Manuscrito recibido: Abril 26, 2012

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 3, 2012

Manuscrito aceptado: Septiembre 4, 2012