

Mineralogía magnética como indicador de sequía en los sedimentos lacustres de los últimos ca. 2,600 años de Santa María del Oro, occidente de México

Gabriel Vázquez-Castro^{1,*}, Beatriz Ortega-Guerrero², Alejandro Rodríguez^{3,5},
Margarita Caballero² y Socorro Lozano-García⁴

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

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

³ Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, 04510 México D.F.

⁴ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, 04510 México D.F.

⁵ Facultad de Estudios Superiores Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México, 54080 Tlalnepantla, Estado de México.

* gvazquez@geofisica.unam.mx

RESUMEN

En una secuencia de sedimentos laminados del lago Santa María del Oro (Nayarit, occidente de México), que abarca aproximadamente los últimos 2,600 años, llevamos a cabo el análisis integrado de la mineralogía magnética, el contenido de carbono orgánico e inorgánico, y la abundancia de algunos elementos como Ti y Zr, con el propósito de construir un modelo de las condiciones paleoambientales. La secuencia es particularmente importante, ya que contiene un registro de alta resolución de los cambios climáticos y ambientales ocurridos durante el Holoceno tardío en el occidente de México. Los análisis llevados a cabo en este estudio permitieron distinguir cambios abruptos, identificar intervalos secos y comparar estas variaciones con los registros disponibles para el centro de México. Las laminaciones en los sedimentos son causadas por variaciones en sus componentes principales: detritos litogénicos, carbonatos autigénicos y biogénicos, y material amorfo de restos biológicos y volcánicos. Las acumulaciones volcánoclasticas incluyen dos tefras, una de ellas identificada como la Toba Jala, producida por el volcán Ceboruco. Se reconocieron seis facies características compuestas por capas de limo, arena y turba. En la secuencia sedimentaria hay intervalos con horizontes caracterizados por alto contenido de carbono inorgánico, siderita autigénica, y la pérdida por disolución de la fracción más fina de minerales ferrimagnéticos (magnetita) en condiciones reductoras, sobre los que se presenta un aumento en la concentración de minerales ferrimagnéticos de tamaño fino y ocasionalmente ultrafino. Esta alternancia representa ciclos de disolución y precipitación de minerales magnéticos por variaciones de las condiciones anóxicas/óxicas en los sedimentos durante épocas cálidas y secas, especialmente entre 600 y 1140 dC, y entre 1410 y 1830 dC, que coinciden con la sequía registrada al final del periodo arqueológico Clásico (300 – 900 años dC), la Pequeña Edad de Hielo (1350 – 1800 dC) y las sequías de los últimos 700 años.

Palabras clave: magnetismo ambiental, paleolimnología, sequía, Holoceno, Santa María del Oro, Mexico.

ABSTRACT

Combined magnetic mineral, organic and inorganic carbon content and geochemical analysis were conducted on laminated sediments from Santa Maria del Oro, a crater lake in Nayarit (western Mexico), to build up a model of the paleoenvironmental conditions for the last 2,600 years. This sequence

is of particular importance as it constitutes a high resolution record of late Holocene climatic and environmental change in west-central Mexico. The analyses attained in this study allowed to recognize abrupt changes, to identify dry periods, and to compare these variations with available records in central Mexico. Laminations are caused in general by alternations of their main components: lithogenic detritus, biogenic and authigenic carbonates, and amorphous material from biological and volcanic remains. The volcanoclastic accumulations include two tephras, one of them, the Toba Jala, produced by the Ceboruco volcano. Six facies of silt, sand and peat were recognized. Horizons characterized by high inorganic carbon content, authigenic siderite, and the dissolution of the finest ferrimagnetic mineralogy (magnetite) in reductive conditions, are upward followed by an increase in the concentrations of fine grained ferrimagnetic minerals. This sequence represents dissolution-precipitation cycles of magnetic minerals by anoxic/oxic variations in the water-sediment interface during warmer and dryer periods. These environmental conditions are especially present around 600 – 1140 A.D., and 1410 – 1830 A.D., which coincide with the archeological Classic period (300 - 900 A.D.) drought, the Little Ice Age (1350 – 1800 A.D.) and the droughts of the last 700 years. The effects of climatic variations such as the drought occurred in the archeological Classic period, the Medieval Warm Period, the Little Ice Age, and the droughts over the last 700 years, have been documented in sites along central Mexico.

Keywords: environmental magnetism, paleolimnology, drought, Holocene, Santa Maria del Oro, Mexico.

INTRODUCCIÓN

A partir de los trabajos de Thompson (1973) y Thompson et al. (1975) en el Lough Neagh de Irlanda, numerosas investigaciones han establecido la correspondencia entre variaciones de la mineralogía magnética y diversos procesos ambientales. Estudios más recientes han identificado variaciones climáticas y ambientales a partir de registros de mineralogía magnética, validados a través de la comparación con registros independientes de polen, diatomeas o datos geoquímicos, y a partir de estos estudios se ha desarrollado la disciplina conocida como Magnetismo Ambiental (Thompson y Oldfield, 1986; Evans y Heller, 2003).

Los sedimentos lacustres en el centro de México han proporcionado información detallada sobre los cambios climáticos y ambientales de las últimas decenas de miles de años, derivada de indicadores biológicos y geológicos. A partir de estos registros se han interpretado fluctuaciones en escalas milenarias y centenarias; sin embargo, también han presentado varias limitaciones en la documentación de estos cambios. Por una parte, son escasos los registros analizados cuya resolución temporal sea menor a la década. Por otra, el registro de los últimos 5,000 años en estos archivos con frecuencia se encuentra perturbado por actividades volcánicas y antrópicas (e.g., Lozano-García et al., 1993), o ausente en lagos actualmente secos afectados por deflación y otros procesos erosivos (e.g., Caballero y Ortega-Guerrero, 1998). En algunos casos, el establecimiento de una escala temporal confiable ha sido limitante para la interpretación de los registros, o el *proxy* analizado no proporciona información paleoclimática inequívoca (Metcalf, 1995; Leng et al., 2005).

Los registros lacustres que documentan cambios

ambientales y climáticos del Holoceno tardío en el centro y sur de México provienen de Michoacán, el Alto Lerma, Los Tuxtlas y del área Maya, y el detalle de los mismos se retoma al final de este trabajo (Figura 1). Aunque en diacronía, los registros del centro de México documentan un notable cambio climático a condiciones más secas durante el periodo arqueológico Clásico (300 – 900 dC, durante el cual tuvieron una mayor influencia las culturas teotihuacana y maya), y posteriormente un cambio hacia condiciones más húmedas y la disminución de la perturbación antrópica entre ca. 1000 y 1400 dC, que coincide con el llamado “Periodo Cálido Medieval” (PCM, *sensu lato* ca. 950 – 1350 dC). Sin embargo, para el periodo conocido como la “Pequeña Edad de Hielo” (PEH, *sensu lato* ca. 1350 – 1800 dC), si bien se documentan condiciones húmedas en Los Tuxtlas y algunos sitios del área Maya, en el centro y occidente de México los datos no son concluyentes.

En este escenario, los sedimentos laminados del lago Santa María del Oro (SMO), Nayarit, ofrecen un registro detallado de condiciones climáticas y ambientales ocurridas durante el Holoceno tardío en la porción más occidental del centro de México. En este trabajo comparamos las propiedades de magnetismo de rocas con datos geoquímicos de una secuencia sedimentaria de ca. 8.8 m de longitud colectada en el borde SW del lago (Figura 1). Los objetivos centrales de este estudio son: 1) determinar las variaciones de las propiedades magnéticas en las laminaciones de los sedimentos, 2) analizar la relación de esas variaciones con las fluctuaciones temporales encontradas en la secuencia sedimentaria colectada, y 3) establecer las características paleoambientales a partir de los registros analizados y relacionarlas con cambios paleoclimáticos documentados en la región.

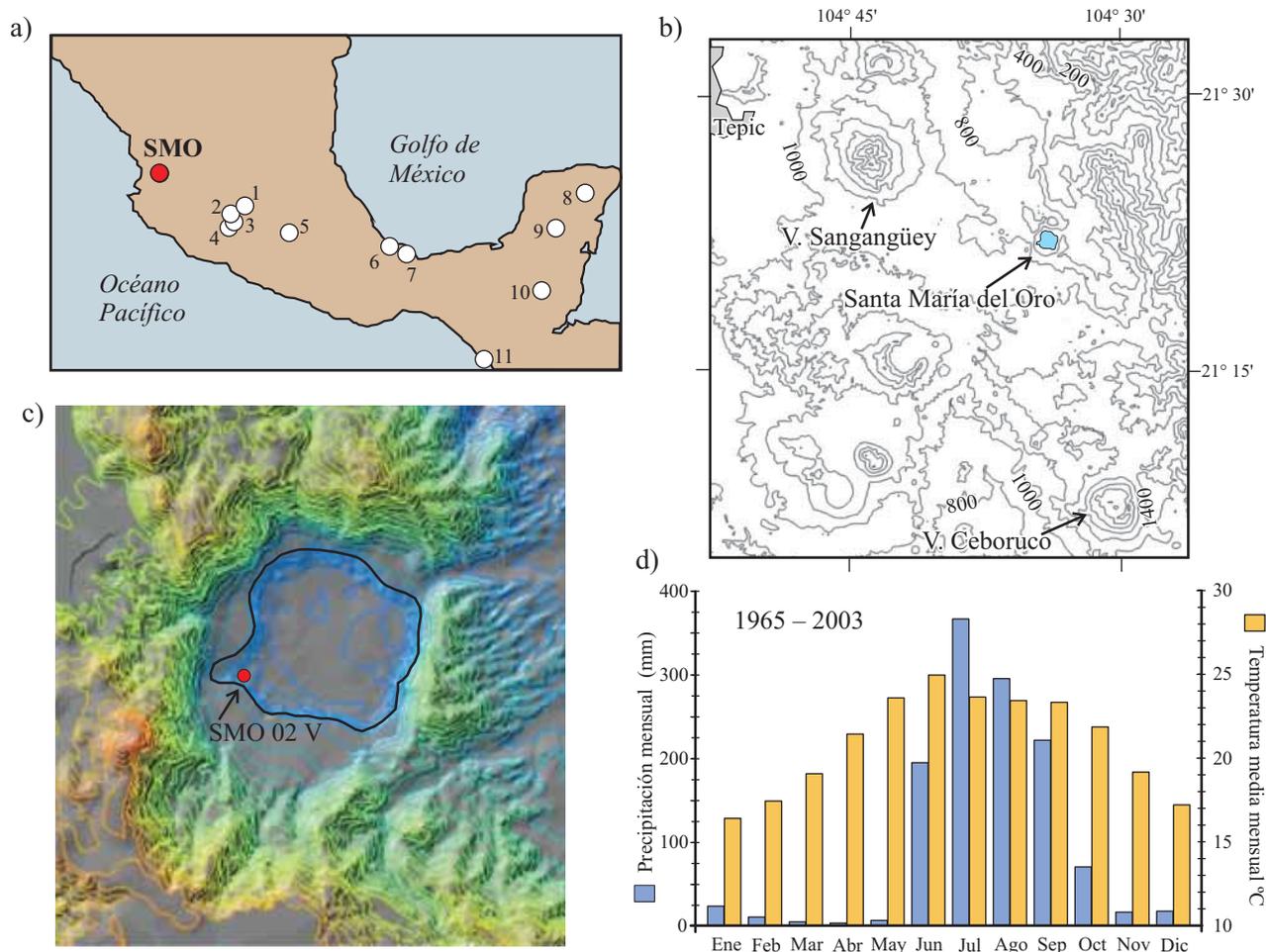


Figura 1. Localización del lago Santa María del Oro (SMO), Nayarit. a: Mapa de ubicación de los sitios mencionados en el texto; en Michoacán: Yuriria (1), Zacapu (2), Pátzcuaro (3), Zirahuén (4); Alto Lerma (5); en Los Tuxtlas: Lago Verde (6) y Pompal (7); en la zona Maya: Punta Laguna (8), Chichancanab (9), Salpetén (10) y la costa del Pacífico en Guatemala (11). b: Detalle de la ubicación de SMO y los volcanes Ceboruco y Sangangüey. c: Modelo de elevación de la cuenca de SMO con el contorno actual del lago (línea negra) y sitio de colecta del núcleo SMO 02 V, en la bahía Agua Caliente. d: Distribución mensual de temperatura y precipitación en la estación Cerro Blanco, en la vecindad del poblado Santa María del Oro, Nay.

DESCRIPCIÓN DEL SITIO

El lago Santa María del Oro ($21^{\circ}22' N$, $104^{\circ}34' W$, 730 m snm) se localiza en la parte nor-occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), a una distancia de 65 km de la costa del Pacífico (Figura 1a). Se encuentra dentro de una estructura volcánica cuyo origen se ha interpretado como una caldera (Nelson y Sánchez, 1986) o como lago cráter (Ferrari *et al.*, 1997) y, debido a que está alineado con los conos asociados al volcán Sangangüey, se considera tiene una edad pleistocénica (Ferrari *et al.*, 1997) (Figura 1b). En el interior de la cuenca afloran flujos de lavas basálticas y riolíticas, así como depósitos piroclásticos (Vázquez, 2004). El cráter es cerrado con forma de cubeta elíptica, con ejes menor y mayor entre 3 y 5 km, respectivamente; su borde está entre 500 y 175 m sobre la superficie del lago, y localmente tiene pendientes mayores a 70° . El lago tiene una forma casi circular, de 2 km de diámetro aproximado, un

área de 3.7 km^2 y una profundidad máxima de 60 m (Serrano *et al.*, 2002). En la rívera SW del lago existe una pequeña bahía somera, con una pendiente más suave hasta los 22 m de profundidad, llamada Agua Caliente (Figura 1c).

El lago es tropical monomictico, tiene una fuerte estratificación de mayo a enero, y una corta fase de mezcla vertical de febrero a abril. Actualmente tiene una temperatura media anual de 25°C , pH de 8.8, conductividad de $1,300 \mu\text{S}/\text{cm}$, salinidad de 0.8‰ eq/L , alcalinidad total de 8.5 y sólidos totales disueltos de 813 mg/L. La masa de agua en la bahía de Agua Caliente se localiza en la capa de mezcla, por arriba de la termoclina y oxiclina modernas, que se ubican entre 14 – 20 m de profundidad, por lo que el fondo en la actualidad es oxigenado (Rodríguez *et al.*, en preparación).

El clima en la zona es tropical subhúmedo; la precipitación más alta ocurre durante el verano, cuando los vientos del E acarrearán humedad del Golfo de México y los vientos

del SW lo hacen desde el Océano Pacífico. Durante la última etapa del verano, los huracanes producen precipitaciones importantes a lo largo de la costa del Pacífico. La precipitación media anual entre los años 1965 y 2003 fue de 1,237 mm, con 366.9 mm en julio y 3.8 mm en abril; la temperatura media anual es de 21 °C, junio es el mes más caluroso (25 °C) y enero el más frío (16.4 °C) (Figura 1d).

METODOLOGÍA

Obtención de sedimentos

El núcleo analizado (SMO 02 V, 8.8 m de longitud) se colectó en la bahía Agua Caliente, bajo un tirante de agua de 12 m, utilizando un nucleador de pistón Usinger (Mingram *et al.*, 2007) con diámetros internos de 8 y 5 cm. Los núcleos fueron seccionados longitudinalmente, fotografiados y se describió la litoestratigrafía. Se colectaron dos grupos de muestras. Uno con 18 muestras en total, de 1 a 5 cm³, únicamente con sedimento de las diferentes laminaciones identificadas, y otro grupo de 242 muestras de 8 cm³, en cubos de acrílico de 2 cm de sección, a lo largo de todo el núcleo.

Análisis de magnetismo de rocas

Los análisis de magnetismo de rocas establecen la caracterización de los componentes magnéticos de los sedimentos en términos de la mineralogía, la distribución de tamaño de partícula y la abundancia de las mismas. La identificación de los minerales magnéticos se llevó a cabo únicamente en muestras de láminas individuales, a través de la observación de las temperaturas de Curie (T_c), o de las transiciones de fase. La T_c se estimó a partir de la medición del cambio de susceptibilidad magnética (χ) entre 20 y 700 °C, en un sistema Bartington MS2WF, bajo una atmósfera de aire. El comportamiento de la desmagnetización térmica de una remanencia de saturación adquirida en temperatura baja (10 K) en un campo de 2.5 Teslas (T), fue medida durante el calentamiento a 300 K en un equipo Quantum Design MPMS2 SQUID. La concentración de minerales magnéticos fue estimada a partir de la χ , la magnetización remanente anhistérica (MRA), la magnetización remanente isothermal (MRI) y la magnetización de saturación y remanente (M_s, M_r).

La χ fue medida en un equipo Bartington en frecuencias de 470 y 4700 Hz. En nueve muestras de láminas individuales se midió la χ en siete frecuencias entre 10 y 10,000 Hz, en temperaturas entre 5 y 300 K, en un equipo MPMS SQUID. La MRA se impartió a estas muestras en un campo directo de 50 μ T sobrepuesto a un campo alterno máximo de 100 mT en un desmagnetizador Molspin. La MRI fue impartida en un magnetizador de pulsos ASC, y las remanencias se midieron en un magnetómetro de giro

Molspin “Minispin”. La magnetización adquirida en 1 T se consideró como la magnetización remanente de saturación (MRIS). La M_s y M_r, así como los parámetros de la coercitividad (B_{cr}, B_c), se obtuvieron a partir de los ciclos de histéresis con un campo máximo de 1 T, en un magnetómetro Princeton Measurement Corporation Micro-Vibrating Sample Magnetometer (μ Mag). La susceptibilidad ferrimagnética χ_r se calculó al restar la contribución paramagnética χ_p , estimada de la pendiente del campo máximo en el ciclo de histéresis, de la susceptibilidad total χ .

Para estimar las variaciones en la distribución de tamaños de grano de minerales magnéticos, se utilizaron varias relaciones. La dependencia de frecuencia en la susceptibilidad, χ_{df} %, fue calculada como $\chi_{df}\% = [(\chi_{470\text{ Hz}} - \chi_{4700\text{ Hz}})/\chi_{470\text{ Hz}}] \times 100$. A partir de las relaciones entre M_r/M_s y B_{cr}/B_c, se estima la distribución de tamaños de partícula magnética (Day *et al.*, 1977; Dunlop, 2002). La MRI adquirida en un campo directo de 1 T y en campos inversos de 300 mT, fueron utilizados para calcular los cocientes S, con la relación $S = \text{MRI}_{300}/\text{MRIS}$, donde MRI₃₀₀ es el valor obtenido a 300 mT en el campo inverso. En la Tabla 1 se definen los parámetros magnéticos analizados, y se incluye su interpretación en términos de magnetismo de rocas.

Análisis no magnéticos

Con el objeto de complementar la identificación de mineralogía de fases magnéticas y no magnéticas, se llevaron a cabo observaciones directas en microscopios y análisis de elementos en muestras de láminas individuales. En un microscopio petrográfico se analizaron láminas delgadas y en un microscopio electrónico de barrido (MEB) con sistema óptico JEOL-35C se observaron separados magnéticos extraídos con un equipo Franz a 0.1 Amperes.

La determinación de elementos mayores y traza por fluorescencia de rayos X (FRX) fue realizada en un espectrómetro secuencial Siemens SRS 3000 con tubo de Rh y ventana de Be de 125 mm. Se presentan únicamente los valores de Ti y Zr obtenidos por FRX. Ambos elementos se consideran inmóviles en la mayoría de los ambientes sedimentarios y son poco afectados por la diagénesis (Rollinson, 1993; Thomson *et al.*, 1998), por lo que proporcionan información sobre la abundancia relativa de los minerales pesados y son una medida del flujo detrítico hacia la cuenca. El análisis de difracción de rayos X (DRX) se realizó en un equipo Brucker-axs D8-Advance y un difractómetro Phillips 1130/96.

La cantidad de carbono total en los sedimentos (CT) fue medido por combustión a 950 °C en un coulómetro de CO₂ (UIC), modelo 5011, en 237 muestras. El carbono inorgánico (CI) fue medido de la evolución del CO₂ 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.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Modelo de edad

La escala de tiempo fue establecida a partir de siete fechamientos de ^{14}C AMS (Accelerator Mass Spectrometry) en muestras de turba y madera, que fueron calibrados a años calendario utilizando el programa Calib 5.0.1 (Stuiver

y Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 2005) con la base de datos IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004) (Tabla 2). Las tasas de sedimentación, calculadas de la regresión lineal entre dos horizontes fechados, varía entre 2.1 y 11.5 mm/año (Tabla 2). Con el modelo de edad obtenido, y la tasa de sedimentación calculada, la fecha probable para la base de la secuencia es de *ca.* 2,600 años AP, que corresponde aproximadamente con 600 años aC (Figura 2).

Tabla 1. Parámetros magnéticos e información que proporcionan.

Parámetro	Interpretación *
Tamaños DS, DPS, MD y SP.	Los granos de minerales magnéticos presentan regiones, dominios magnéticos, en las que la magnetización es uniforme pero de diferente dirección. Dependen de la composición de los minerales, pero en general: granos dominio sencillo DS: 0.1–0.05 μm ; pseudosencillo DPS: 1–0.1 μm , multidominio MD > 1 μm . Los granos superparamagnéticos SP, < 0.05 μm , no presentan remanencia a temperatura ambiente.
Susceptibilidad magnética (κ en unidades de volumen, o χ en unidades de masa específica).	Es la suma de la contribución de los minerales ferrimagnéticos χ_f (Ti-magnetitas, Ti-maghemitas, pirrotita), paramagnéticos χ_p (piroxenos, anfíboles, olivinos, biotitas, pirita, siderita, etc.) y diamagnéticos χ_d (cuarzo, calcita, feldspatos, etc.). Debido a la baja magnetización intrínseca de minerales antiferrimagnéticos (hematitas, goethita), es una medida de la concentración de minerales ferrimagnéticos. Es altamente dependiente de los tamaños de grano, aumenta en presencia de granos SP y en granos MD. χ , MRA y MRI reflejan principalmente cambios en la concentración de minerales ferrimagnéticos, ya que éstos tienen mayor magnetización intrínseca que los antiferrimagnéticos.
Susceptibilidad magnética en función de la temperatura $\chi(T)$	Durante el calentamiento, los minerales pierden su susceptibilidad magnética (χ) a temperaturas características, la temperatura de Curie T_c , que ayudan a su identificación. P. ej., 580 °C para magnetita pura, 670 °C para hematita.
Susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia ($\kappa_{\text{af}}\%$, o $\chi_{\text{af}}\%$)	Indica la presencia de granos SP, en donde $\chi_{\text{af}} < 2\%$: contenido SP < 10%; $\chi_{\text{af}} 2 - 10\%$: mezcla de SP y granos gruesos; $\chi_{\text{af}} 10 - 14\%$: contenido SP > 75 %.
Transiciones cristalográficas	Algunos minerales presentan cambios cristalográficos a temperaturas características que ayudan a su identificación. P. ej., 120 K para magnetita, 258 K para hematita.
Magnetización remanente anhistérica (MRA).	Magnetización adquirida bajo la presencia de un campo directo dentro de un campo alterno decreciente. Es particularmente sensitiva a tamaños de grano de dominio sencillo y pseudosencillo (DS y DPS).
Magnetización remanente isothermal (MRI).	Adquirida en presencia de un campo magnético, generalmente fuerte. Comúnmente expresada como saturación de MRI, o MRIS, en campos de 1 Tesla o mayores. Depende de la concentración de granos magnéticos, principalmente ferrimagnéticos.
Cocientes S	Se obtienen al impartir un campo reverso en una muestra previamente saturada. $S_x = \text{MRI}_x / \text{MRIS}$, típicamente $x = 0.1$ o 0.3 T. Estos cocientes proporcionan una estimación indirecta de la mineralogía basada en la distribución de coercitividades en las muestras, desde minerales de baja coercitividad (p. ej., magnetita, S altos), a minerales de alta coercitividad (p. ej., hematita o goethita, S bajos).
MRA/MRIS	Como la MRIS es insensitiva a variaciones en el tamaño de partícula magnética, es común estimar la abundancia relativa de granos DS con el cociente MRA/MRIS.
Saturación de magnetización M_s , y remanencia de magnetización M_R Fuerza coercitiva B_{cr} , y coercitividad de remanencia B_c	M_s es la magnetización en presencia de un campo de saturación, M_R es la remanencia que permanece después de remover el campo de saturación. El cociente M_R/M_s decrece con el incremento del tamaño de grano en titanomagnetitas. B_{cr} es el campo inverso requerido para rotar la saturación de magnetización a cero en presencia del campo aplicado. B_c es el campo inverso requerido para rotar la remanencia de saturación a una remanencia cero. Para titanomagnetitas, el cociente B_{cr}/B_c se incrementa con el aumento de tamaño de grano, debido a la fuerte dependencia de tamaño de ambos parámetros, en particular B_c . B_{cr} es una útil guía para determinar mineralogías magnéticas.

* Verwey *et al.* (1947); Morin (1950); King *et al.* (1982); Rochette *et al.* (1990); Dearing (1994); Hunt *et al.* (1995); Housen *et al.* (1996); Opdyke y Channell (1996); Dunlop y Özdemir (1997); Evans y Heller (2003).

Tabla 2. Edades ^{14}C y su calibración en años calendario.

Clave Laboratorio	Profundidad (m)	Tipo de muestra	Edad Radiocarbono (años AP)	Edad calibrada ^a 2 σ (años calendario)	Tasa de sedimentación ^b (mm/año)
Beta – 186780	1.25	Turba	400 \pm 40	1432 – 1526 dC	2.4
Beta – 176359	2.47	Turba	660 \pm 40	1341 – 1397 dC	11.0
Beta – 186781	2.78	Turba	700 \pm 40	1256 – 1327 dC	4.1
Beta – 176360	3.67	Madera	850 \pm 40	1154 – 1275 dC	11.5
Beta – 176361	4.05	Turba	990 \pm 40	983 – 1073 dC	2.1
Beta – 176362	7.92	Turba	2250 \pm 40	324 – 202 aC	3.0
Beta – 169050	8.37	Madera	2340 \pm 40	520 – 357 aC	2.6

a: Calibración basada en Stuiver y Reimer (1993), Calib 5.0.1

b: Calculada entre dos fechas contiguas. En el primer cálculo se considera el año 2002 para la cima del núcleo.

Litoestratigrafía

Las facies en los sedimentos de SMO son mayormente laminaciones y bandas delgadas de limo (ocre, verde, pardo oscuro y rojo), turba leñosa y/o herbácea, y arena, que pueden contener oozes laminados o bandeados de diatomeas, ostrácodos y ocasionalmente de gasterópodos (Figura 3). Los sedimentos volcanoclásticos representan < 5 % del espesor total de la secuencia colectada. Entre 6.6 – 6 m (ca. 175 – 375 dC, subunidad 4b) se reconocieron

bandas (1 – 5 mm) de ceniza fina félsica, bien clasificada, con restos de carbón y ocasionales restos de diatomeas y ostrácodos, intercaladas con bandas (1 – 2 cm) de limo pardo oscuro. Entre 6.26 – 6.0 m (ca. 290 – 375 dC), la fracción volcanoclástica representa ~20% del espesor. A 5.76 m de profundidad (ca. 455 dC) se encontró un fragmento de lapilli de acreción basáltico-andesítico, de 2 cm de diámetro, fragmentos de arena lítica subangulosos y fragmentos de carbón. Es probable que se trate de una tefra, aunque no conocemos la posible fuente de la misma. A 4.55 m de profundidad se

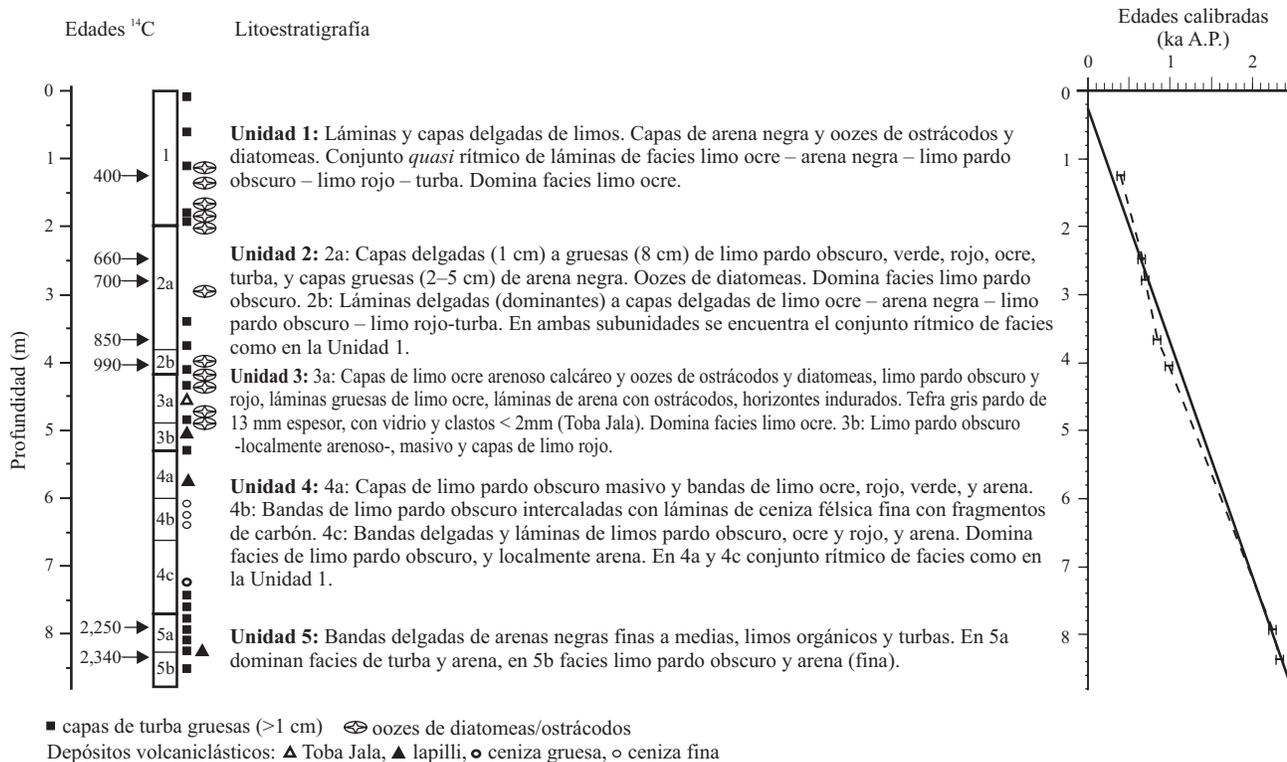


Figura 2. Columna litoestratigráfica y edades de ^{14}C disponibles para el núcleo SMO 02 V. Se muestra la descripción de las unidades litoestratigráficas (1–5) y el modelo de edad obtenido en edades calibradas con las incertidumbres estadísticas. La línea continua es la regresión para las siete edades sin forzarla al origen, las líneas discontinuas unen los puntos fechados a partir de los cuales se calcularon las tasas de sedimentación, y constituyen el modelo de edad utilizado. Existe una alta correlación entre ambas líneas.

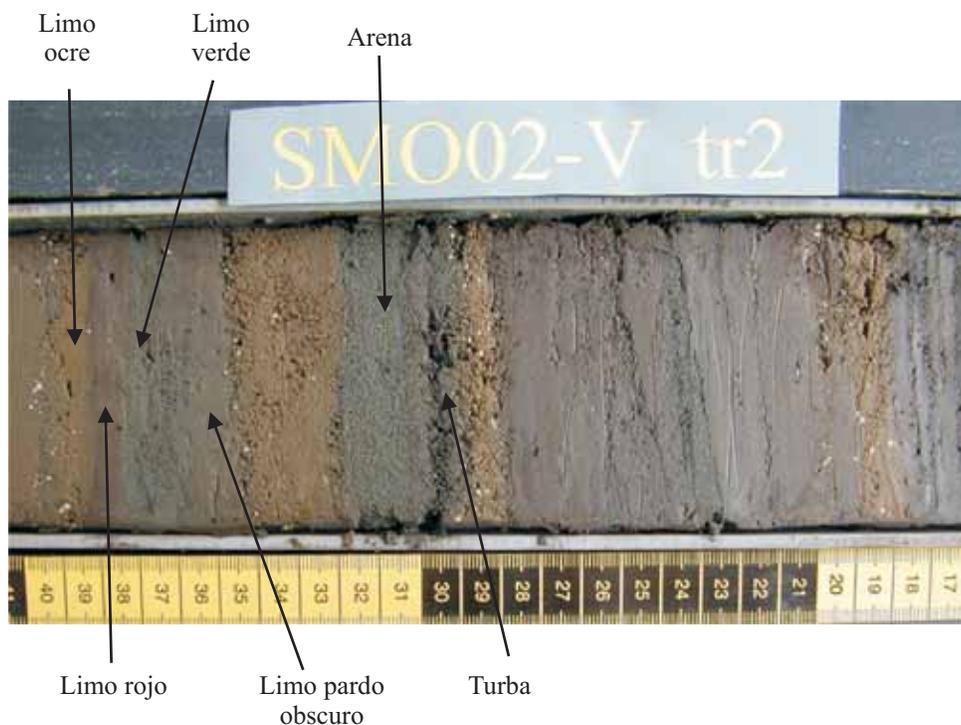


Figura 3. Fotografía de las laminaciones en el núcleo SMO 02 V. En ella se aprecia la alternancia de las laminaciones de limo ocre, verde, rojo, pardo oscuro, arena y turba.

identificó una tefra de color gris pardo claro con fragmentos de vidrio y clastos <2 mm de diámetro. De acuerdo con el modelo establecido, la edad de esta tefra es *ca.* 860 dC. Por sus características litológicas y edad, correlaciona con la Toba Jala, la cual fue producida por el volcán Ceboruco, localizado a 30 km al SE de SMO (Nelson, 1980; Gardner y Tait, 2000) (Figura 1b).

Las capas son horizontales, sólo algunos estratos de arena presentan estratificación gradada, y alternan de forma no rítmica en un conjunto cuya secuencia de facies más sencilla se describe posteriormente, sus contactos son rectos en la mayor parte de los casos, no hay evidencias de hiatos, rasgos erosionales, bioturbación o estructuras de deslizamiento en los sedimentos colectados, ni una obvia ciclicidad. Estas características pueden reflejar la rapidez de los procesos sedimentarios que dieron origen a las laminaciones. Los análisis de ostrácodos, polen, diatomeas y ciclos de sedimentación son tema de otros estudios que se llevan a cabo, y cuyos resultados se presentarán en publicaciones posteriores. Se definieron cinco unidades litoestratigráficas principales, descritas en la Figura 2.

Caracterización de facies

Composición

Los sedimentos en SMO están compuestos principalmente de tres fracciones: una litogénica mayormente

cristalina, una química compuesta por carbonatos autigénicos y biogénicos, y otra amorfa que incluye materia orgánica, sílice amorfo (de diatomeas) y vidrio volcánico. Las principales especies cristalinas son cuarzo, plagioclasa, piroxenos, magnetita y hematita, que abundan en todas las facies. Estos minerales, en los cuales están contenidos los elementos traza Ti y Zr, están relacionados a la erosión de las rocas de la cuenca y al aporte sinsedimentario de la actividad volcánica del Ceboruco.

Los carbonatos (calcita, aragonita y siderita) son más abundantes en las láminas claras (facies limo ocre y verde). La aragonita y siderita se presentan como formas autigénicas, en tanto que la calcita forma cristales autigénicos así como testas de ostrácodos y moluscos. El contenido de Ti y Zr (FRX) es menor en las facies de limo ocre y turba. En los análisis de DRX no se reconocieron sulfuros de hierro. Las características de las facies identificadas se resumen en la Tabla 3.

Mineralogía magnética

En la mayor parte de las muestras analizadas, las curvas $\chi(T)$ fueron irreversibles durante el proceso de enfriamiento, lo que sugiere que ocurrió una alteración a fases mineralógicas más estables durante el calentamiento, principalmente la conversión a magnetita (Figura 4a). Casi todas las facies presentan una o dos fases magnéticas con Tc entre 400 y 580 °C, que indican la presencia de titanomagnetita/titanomaghemita con bajo contenido de Ti

Tabla 3. Características de las facies identificadas en sedimentos del lago Santa María del Oro.

Facies	Descripción	Características magnéticas	Interpretación ambiental
Limo ocre	Láminas a bandas masivas (<1–40 mm), con concreciones calcáreas y/o oozes de diatomeas, gasterópodos y ostrácodos. COT*: 2.3 %, CIT*: 3.3 – 7 % (máximo). Qz, Pl, Sa, Ca, Ar, Tr, Sid. Ti <0.8 %, Zr <170 ppm.	Bajas concentraciones de ferrimagnéticos y elementos estables. Granos DS y SP.	Baja erosión, aguas concentradas, temperaturas atmosféricas cálidas, anoxia en sedimentos, disolución de óxidos de Fe, precipitación de carbonatos.
Arena	Bandas (1–6 cm) negras, contenido variable de fragmentos de ostrácodos y macrorrestos de plantas. COT: 1.2 %, CIT: 0.4 %. Qz, Pl, Px, Mg, He. Ti: 0.7–1.2 %, Zr: ~200 ppm.	Concentraciones altas y moderadas de Ti-magnetita DSP+MD y elementos estables, con hematita.	Acumulación rápida, mayor erosión.
Limo verde	Láminas a bandas (1–20 mm) con escasos restos de plantas, ostrácodos y diatomeas. COT: 1.6 %, CIT: 1.5 %. Qz, Pl, Px, Ca, Ar, Tr, Mg, Sid. Ti: 1-1.2 %, Zr: 200-250 ppm.	Gran dispersión en valores de parámetros magnéticos y no magnéticos. Tamaños MD-DS. Probable presencia de pirrotita.	Condiciones variables, semejantes a las de limo ocre, aunque aguas menos concentradas. Disolución de óxidos de Fe?
Limo pardo oscuro	Bandas a capas masivas (2–12 cm), diatomeas abundantes. COT: 1.6%, CIT: 1.1%. Qz, Pl, Px, Ca, Mg, Cl. Ti: ~ 1.2 %, Zr: 200–260 ppm.	Gran dispersión en valores de parámetros magnéticos y no magnéticos.	Condiciones variables. Aguas menos concentradas que en facies limo verde. Facies dominante en toda la secuencia.
Limo rojo	Láminas a bandas masivas (<1–4 cm) ocasionalmente de tono rosáceo. Escaso contenido de diatomeas. COT: 1.4 %, CIT: 0.5 %. Qz, Pl, Px, Ca, Mg, Cl. Ti: 1-1.4 %, Zr: 200-220 ppm.	La mayor concentración de ferrimagnéticos y elementos estables. Dominan granos gruesos MD, con variable contenido de granos SP.	Erosión intensa, abundante aporte de terrígenos. Aguas diluidas, oxigenadas, baja productividad.
Turba	Fragmentos herbáceos y leñosos, escasos restos de ostrácodos o diatomeas. COT: 5% y 35% máximo, CIT: 1.4%. Qz, Pl, Px, Mg, He, Cl. Ti < 0.8 %, Zr: < 170 ppm.	Baja concentración de ferrimagnéticos y elementos estables. Mezclas de tamaños MD+DS+SP.	Erosión intensa de cubierta vegetal de la cuenca, rápida acumulación. Disolución de óxidos de Fe en condiciones anóxicas reductoras temporales. Probable re-precipitación de magnetita.

Minerales identificados con DRX: Qz: cuarzo, Pl: plagioclasa, Sa: sanidino, Px: piroxeno (diópsido o augita), Ca: calcita, Ar: aragonita, Tr: tridimita, Mg: magnetita, He: hematita, Sid: siderita (magnésica), Cl: clinocloro. Probables en cursivas.

Los elementos Ti y Zr fueron cuantificados por FRX.

* Los valores de carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT) son promedio, salvo otra indicación.

y magnetita pura (Hunt *et al.*, 1995). Los ejemplares de las facies de arena, limo verde, limo rojo y turba mostraron además una caída en χ a temperaturas mayores a 580 °C, posiblemente asociada a hematita. Adicionalmente a la Ti-magnetita, algunas muestras de facies de limo verde muestran una débil inflexión cercana a 230 °C, lo que sugiere la presencia de pirrotita (Fe₇S₈) (Rochette *et al.*, 1990). El limo ocre se caracteriza por curvas $\chi(T)$ que presentan un súbito incremento en χ entre 300 y 400 °C, decae fuertemente a 480 °C, y finaliza con un pequeño decremento a 580 °C. Este comportamiento sugiere la existencia de siderita (FeCO₃), un mineral paramagnético que a T > 300 °C se oxida y se transforma a fases fuertemente magnéticas (Pan *et al.*, 2000).

Las curvas de desmagnetización a baja temperatura en todas las facies muestran un decaimiento entre 110 y 120 K,

característico de la magnetita (Verwey *et al.*, 1947) (Figura 4b). En estas curvas, la rápida pérdida de remanencia entre 5 y 40 K puede ser causada por la presencia de minerales supermagnéticos o paramagnéticos. Las curvas de adquisición de MRI no muestran diferencias significativas entre las distintas facies, y en ellas se presentan componentes magnéticamente suaves, como la Ti-magnetita/maghemita, que alcanza la saturación aproximadamente a 200 mT (Figura 4c). Los cocientes $S_{300} > 0.9$ confirman la dominancia de fases magnéticamente suaves. Es probable que existan minerales magnéticamente duros (hematita o goethita) en concentraciones relativamente bajas en los sedimentos de SMO, como lo sugieren las curvas $\chi(T)$, sin embargo, no es posible confirmar su existencia a partir de los parámetros de remanencia (MRI y S_{300}) debido a su baja magnetización intrínseca. Las curvas de χ en baja temperatura y varias

frecuencias, presentan tanto la inflexión cercana a 120 K como una dependencia de frecuencia (Figura 4d).

En las observaciones de MEB en extractos magnéticos se encontraron únicamente cristales de magnetita pobres en Ti y de magnetita pura. Estos cristales presentan forma octaédrica, con escasos o nulos rasgos de alteración (Figura 5).

Concentración y tamaños de grano magnéticos

Los gráficos en los que se combinan dos parámetros medidos o cocientes calculados han resultado ser de utilidad para analizar las propiedades magnéticas de las diferentes facies. La relación lineal entre χ y MRIS refleja principalmente las variaciones en la concentración de minerales ferrimagnéticos (Figura 6a). El limo rojo y algunas arenas presentan las mayores concentraciones, en tanto que el limo ocre y la turba presentan las menores. La mayor contribución

de la susceptibilidad paramagnética (χ_p) a la total (χ) está en el limo ocre (20–30%), en tanto que el menor porcentaje de χ_p está en el limo verde (5–10%); en el resto de las facies, la contribución χ_p es de alrededor de 10% (Figura 6b). El limo ocre y algunas turbas tienen el más alto CIT, debido a la presencia de ostrácodos y otros restos orgánicos con carbonato de calcio. Las facies de arena y de limo verde, rojo y pardo muestran el más bajo contenido tanto de COT como de CIT (Figura 6c). Si bien existe un efecto de dilución en la concentración de minerales magnéticos por el contenido de COT, al normalizar la χ con COT (a fin de resaltar las variaciones únicamente en la concentración de minerales magnéticos, independientemente del contenido orgánico), se mantiene la relación de concentración observada en el gráfico χ vs. MRIS (Figura 6d).

La mayor abundancia de granos finos de dominio sencillo (DS, > MRA/MRIS) se encuentra en el limo ocre

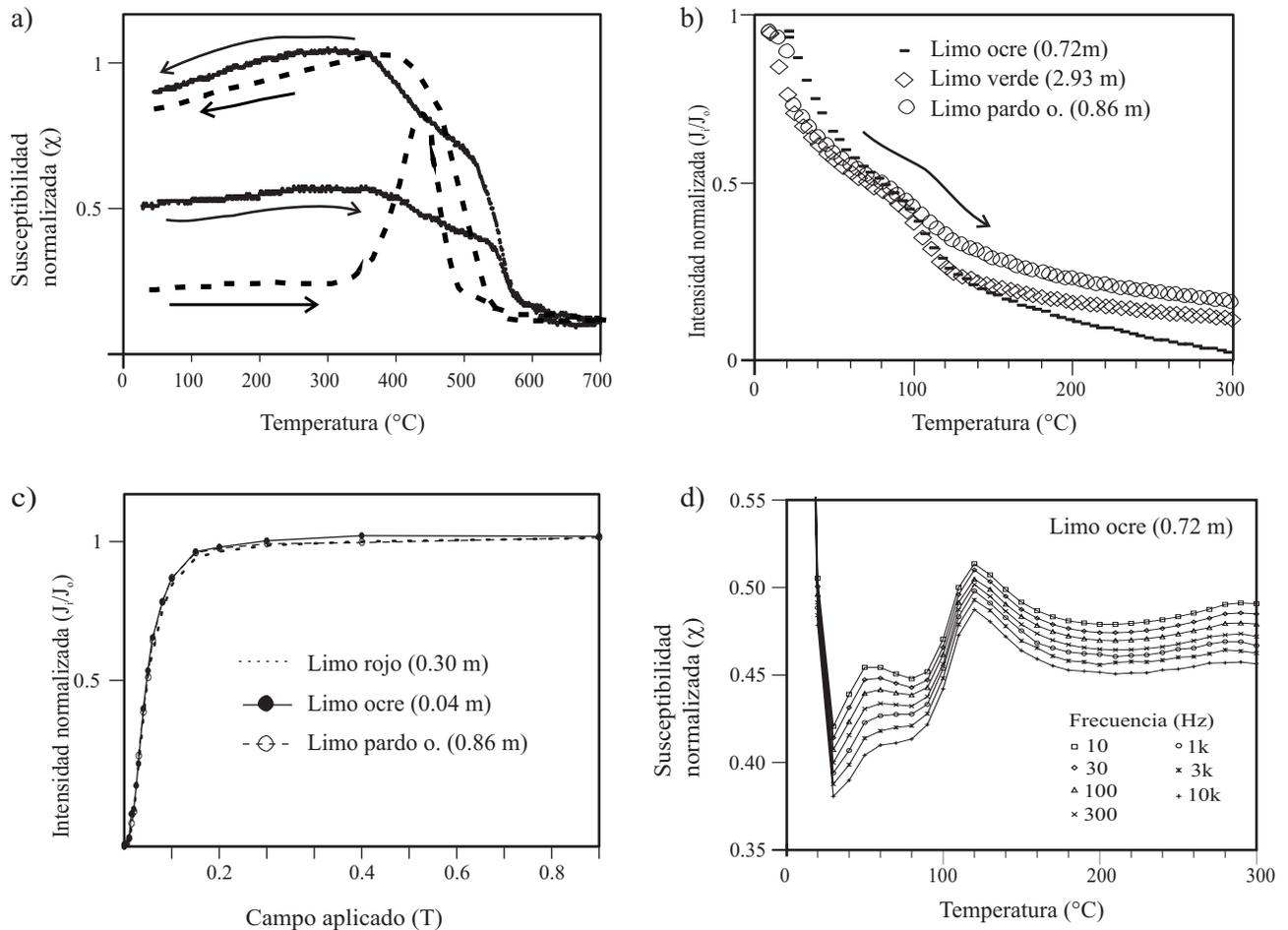


Figura 4. Estimación de la mineralogía magnética en las facies. a: Línea continua: curvas $\chi(T)$ de calentamiento y enfriamiento normalizadas que ilustran el comportamiento típico de las facies de arena, limo verde, pardo oscuro, rojo y turba; la curva de calentamiento muestra dos fases magnéticas con T_c entre 400 y 580 °C; línea punteada: curvas $\chi(T)$ de una muestra de facies limo ocre que presenta un súbito incremento en χ entre 300 y 400 °C durante el calentamiento. b: Curvas de desmagnetización térmica normalizada de una remanencia magnética (adquirida en un campo de 1.5 T a 300 K). Todas las curvas presentan una mayor pérdida de remanencia entre 10 y 40 K, debida a minerales paramagnéticos o superparamagnéticos, y una inflexión a 120 K característica de la magnetita. c: Curvas normalizadas de adquisición de remanencia isoterma. Todas las muestras alcanzan intensidades cercanas a la saturación en campos alrededor de 0.2 T. d: Susceptibilidad magnética en seis frecuencias entre 10 y 10,000 Hz en facies limo ocre, que muestra la dependencia de frecuencia.

y la turba, en tanto que el limo rojo y la arena tienen los minerales magnéticos más gruesos (Figura 6e). El contenido de granos ultrafinos superparamagnéticos (SP) es moderado ($\chi_{dr}\% < 8$), menor al 75 % en todas muestras (Dearing, 1994; Tabla 1). Existe una correlación directa entre el contenido relativo de granos DS y SP, aunque ésta es baja (Figura 6e).

No hay una distribución distintiva en la coercitividad de los diferentes grupos de acuerdo a los cocientes S , la mayor parte de las muestras presenta cocientes $S_{300} > 0.95\%$. De acuerdo con los parámetros de histéresis y sus relaciones, prácticamente todas las muestras caen sobre la curva de mezclas DS + MD (multidominio) del diagrama de dominios (Day et al., 1977; Dunlop, 2002) (Figura 6f).

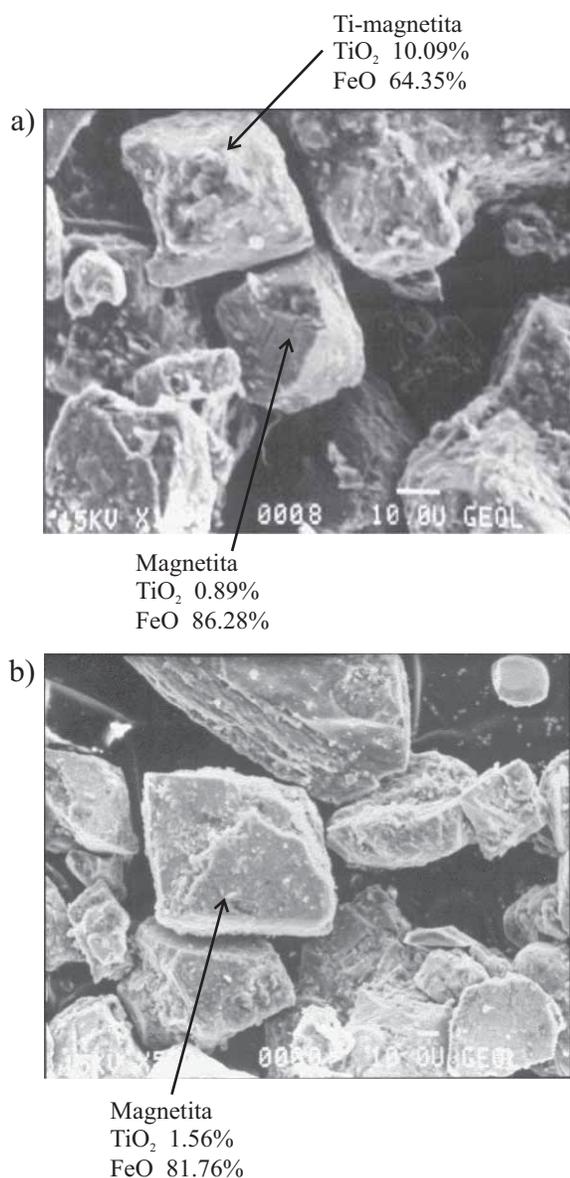


Figura 5. Imágenes de MEB de dos separados magnéticos de las facies de limo rojo (a) y arena (b). Se observan cristales de magnetita casi pura y de Ti-magnetita pobre en Ti, con escasa alteración.

Modelo de facies

De acuerdo con los resultados de los parámetros magnéticos y no magnéticos, se propone un modelo de las condiciones ambientales que se infieren durante el depósito de las facies.

Limo ocre. Los bajos valores de Ti, Zr y minerales magnéticos, en relación a las otras facies, sugieren menor flujo de detritos hacia el lago y dominancia de autígenicos, con bajas concentraciones de minerales ferrimagnéticos de tamaño predominantemente fino (DS) y ultrafino (SP). La presencia de siderita implica condiciones anóxicas reductoras libres de azufre (Berner, 1981) que favorecen la disolución de magnetita y otros óxidos de Fe. La disolución de minerales magnéticos es considerada por varios autores como un fenómeno responsable del engrosamiento del conjunto de minerales magnéticos (p. ej., Rosenbaum et al., 1996), ya que la disolución destruye preferentemente a los minerales más finos. Sin embargo, de acuerdo a nuestra interpretación, la distribución de tamaños observada obedece a que el depósito inicial tiene un bajo contenido de terrígenos con granos gruesos (MD), en donde la disolución solamente decrece el tamaño de las partículas magnéticas (Geiss et al., 2003). Las condiciones propicias para la precipitación de siderita y otros carbonatos presentes (calcita y aragonita) se explican por cambios en la alcalinidad en el agua causados por un incremento de pH, que pudo ser favorecido por un aumento en la temperatura (Wetzel, 2001). Un incremento en la temperatura favorecería una mayor productividad en el lago (Dean, 2002), resultando en mayor acumulación de materia orgánica, anoxia, aumento en el pH y precipitación de carbonatos. Las condiciones anóxicas en el fondo del sitio de muestreo (12 m) pueden presentarse por el calentamiento de las aguas superficiales, que a su vez permiten el establecimiento de la estratificación térmica, que impide la circulación y disminuye la solubilidad de gases en el epilimnion. Esto provoca una importante liberación de O₂ a la atmósfera, y propicia condiciones de anoxia en el fondo (hipolimnion). Las condiciones ambientales inferidas para esta facies son: temperaturas atmosféricas relativamente más cálidas, baja erosión, alta productividad biológica, aguas concentradas y anoxia en los sedimentos, en los que ocurre la disolución de óxidos de hierro y la precipitación de carbonatos.

Arena. El aumento en Ti, Zr, χ y MRIS, en relación a la facies anterior, y la presencia de Ti-magnetita gruesa (mezclas de DPS-MD) sin rasgos de alteración, y hematita, así como la ausencia de diatomeas, indican un aumento en la fracción terrígena. El bajo contenido de carbono, COT y CIT indica poca productividad y aguas menos concentradas. Estas características sugieren que la arena representa acumulaciones rápidas en corto tiempo y condiciones de mayor erosión, probablemente originadas por intensas lluvias.

Limo verde. La mayor parte de los parámetros magnéticos y no magnéticos presentan alta dispersión. El contenido de Ti y Zr es mayor que en la facies de arena, sin embargo la χ normalizada por COT resulta menor que en aquéllas, lo

que sugiere que, al menos parcialmente, ocurre la disolución de los minerales ferrimagnéticos. La presencia de siderita (y probablemente pirrotita) en algunas muestras, así como el color de los sedimentos, indican condiciones reductoras. En general, el rango de tamaño de los granos magnéticos

es amplio (MD - DS), con una mínima o nula cantidad de ultrafinos SP. De acuerdo con lo anterior, esta facies representa condiciones ambientales variables, con ocasionales condiciones reductoras, anoxia, y aguas más concentradas, sin llegar a las condiciones presentes en el limo ocre.

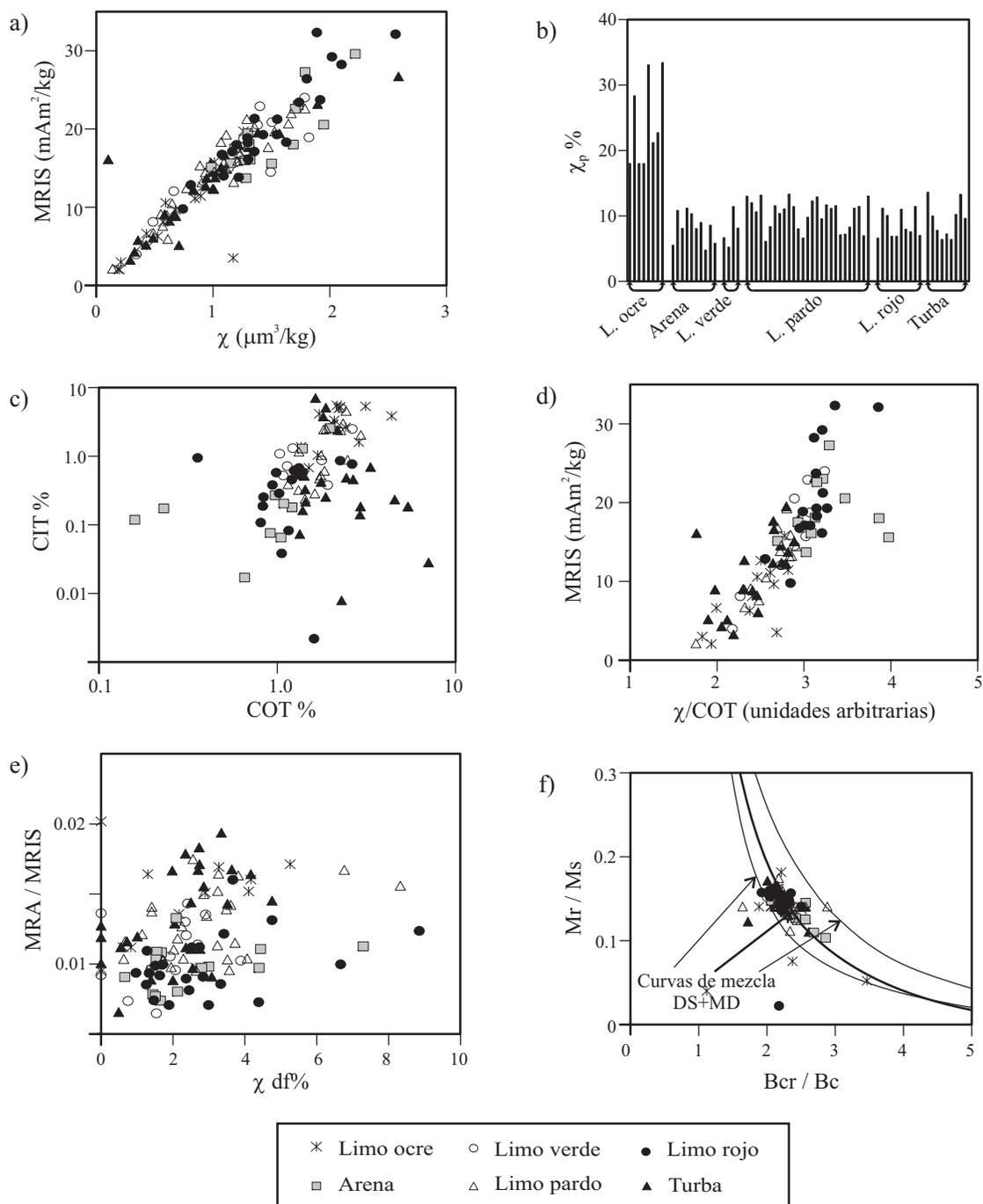


Figura 6. Características magnéticas y no-magnéticas de las facies descritas. a: Diagrama de dispersión de los parámetros de concentración susceptibilidad magnética χ vs. magnetización remanente isoterma de saturación MRIS. b: Contenido de la fracción paramagnética χ_p (en %) en muestras de las seis facies. c: Diagrama de dispersión del contenido de carbono orgánico total (COT) vs. contenido de carbono inorgánico total (CIT). d: Diagrama de dispersión de la relación χ/COT vs. MRIS. e: Diagrama de dispersión de la susceptibilidad dependiente de la frecuencia $\chi_{df}\%$ (indicadora de partículas ultrafinas superparamagnéticas SP) vs. la relación magnetización remanente anhística y magnetización remanente isoterma de saturación MRA/MRIS, indicadora de la abundancia relativa de granos magnéticos finos de dominio sencillo DS. f: Diagrama de tamaños de dominio magnético para muestras de las seis facies (Day *et al.*, 1977; Dunlop, 2002).

Limo pardo oscuro. Presenta valores dispersos, similares al limo verde, tanto en mineralogía magnética, concentración de minerales magnéticos y contenido de Ti y Zr, como contenido de carbono. La carencia de aragonita indica aguas menos concentradas que en el limo verde. Es la facies con mayor representación en la secuencia, ya que presenta los mayores espesores. Por la dispersión de los datos, es posible que esta facies y la de limo verde, representen condiciones ambientales promedio.

Limo rojo. Esta facies presenta la más alta concentración de minerales magnéticos, dominados por partículas gruesas MD, con baja concentración de granos DS y variable contenido de granos SP. Las concentraciones de Ti y Zr son también altas. Las características interpretadas para esta facies son alta erosión con abundante aporte de terrígenos, aguas diluidas, oxigenadas, y poca productividad.

Turba. Presenta baja cantidad de fracción mineral detrítica (Ti, Zr), altos valores de CIT y los mayores COT, con máximos de toda la secuencia a 7.9 m (35%), 2.4 m (10.8%) y 0.2 m (24.7%). Los tamaños de los minerales magnéticos son mezclas dominadas por granos gruesos MD. Sin embargo, algunas muestras en las que dominan los granos finos DS y SP presentan altos valores de χ y MRIS. Los sedimentos enriquecidos en materia orgánica pueden originar condiciones anóxicas, a partir de las cuales las reacciones de reducción-oxidación (redox) inducen la disolución, disminución, reubicación y precipitación de minerales de hierro (Snowball, 1993; Tarduno, 1995). La formación autigénica de minerales de hierro puede ser causada por procesos bióticos y abióticos que producen magnetita de tamaño DS y SP (Petersen *et al.*, 1986), favorecidos por la liberación de Fe durante los procesos de reducción. La coexistencia de granos MD y DS-SP puede deberse también a que los granos finos estén incluidos dentro de silicatos, protegidos de la disolución. Sin embargo, los procesos de autigénesis tienden a producir partículas pequeñas (DS o SP), por lo que consideramos más plausible a éstos como el origen para la fracción fina.

El conjunto de características magnéticas y no magnéticas indica que en esta facies, a diferencia de la facies de limo ocre, hay inicialmente mezclas de minerales de grano grueso MD y fino DS-DPS, y en ella ocurre el engrosamiento de la fracción magnética por disolución de la fracción más fina, así como la precipitación de magnetita fina autigénica cuando cambian las condiciones reductoras. Estos depósitos representan la erosión de la cubierta vegetal, suelos y rocas, con acumulación rápida que permite la conservación de los clastos biogénicos y las condiciones anóxicas temporales.

Variaciones verticales

Las facies, por ser láminas discretas, representan condiciones de periodo corto (horas a meses); en contraste, las tendencias verticales reflejan variaciones de mayor du-

ración, por lo que estas últimas reflejan en gran escala las condiciones que controlan el desarrollo de las laminaciones. Se reconocen cinco zonas principales con características magnéticas contrastantes (I – V, Figura 7). Estas zonas en general coinciden con las unidades litoestratigráficas. La similitud en los patrones de χ , MRA y MRIS, sugiere que las principales variaciones de estos parámetros están relacionadas con cambios en la concentración de los minerales ferrimagnéticos (Figura 7). Esta concentración está afectada, a su vez, por la dilución por componentes no magnéticos (como COT y CIT). Los intervalos menos afectados por la dilución presentan concentraciones relativamente altas de minerales ferrimagnéticos con una mezcla de tamaños MD-DS (Figura 7, zonas IV, II y I, regiones más claras). Estas asociaciones pueden explicarse por un modelo que involucra el aporte de minerales magnéticos detríticos con mezclas de tamaños, la dilución del contenido de los mismos por COT y CIT, y la pérdida por disolución de la fracción más fina de estos minerales en condiciones reductoras.

Se observa también que en intervalos con máximos de COT y CIT, localmente aumenta la concentración de minerales ferrimagnéticos y disminuye el tamaño de grano ($>$ MRA/MRIS), como en la zona V (8.3 – 7.9 m), zona IV (7.21 – 6.9 m), la zona III y zona I (2 – 1.7 m) (Figura 7, regiones más oscuras de las zonas IV, III y I). En los intervalos de la zona V (8.3 – 7.9 m) y en el detalle de la zona III (Figura 8) se observa que, por arriba del pico en COT o CIT, aumenta la concentración de minerales ferrimagnéticos y los granos finos DS, incluso en algunos intervalos acompañados por granos ultrafinos SP. Esto sugiere que la disolución de los minerales ferrimagnéticos ocurre en aumento de COT o CIT, bajo condiciones reductoras, y la re-precipitación de minerales de Fe, como se discutió en la sección de los modelos de facies. La intensidad de los tonos de gris en la Figura 7 indica dónde se reconocen los intervalos con mayor disolución. Procesos semejantes de ciclos de disolución y precipitación de minerales magnéticos han sido documentados en sedimentos marinos (Funk *et al.*, 2004).

La secuencia de los cambios ambientales documentada en los sedimentos de SMO a partir del análisis de los parámetros magnéticos y no-magnéticos, en el marco cronológico establecido por las fechas de ^{14}C calibradas a años calendario (antes y después de nuestra era, aC y dC), se describe siguiendo las zonas definidas (V – I).

Zona V (ca. 600 – 180 aC; 8.8 – 7.66 m)

Esta zona está caracterizada por el más alto contenido de materia orgánica (COT), a excepción de otros máximos puntuales en el registro, y bajo a moderado contenido de CIT. En la subunidad litoestratigráfica 5b, dominada por facies de limo pardo oscuro y arena, la mineralogía magnética está caracterizada por baja concentración y granos gruesos (MD, $<$ MRA/MRIS, S_{300} y Mr/Ms, $>$ Bcr/Bc) (Figura 7, región oscura). En la subunidad 5a, por arriba de los máximos en COT, hay un aumento en la concentración de ferrimagnéticos y disminución en el tamaño de grano

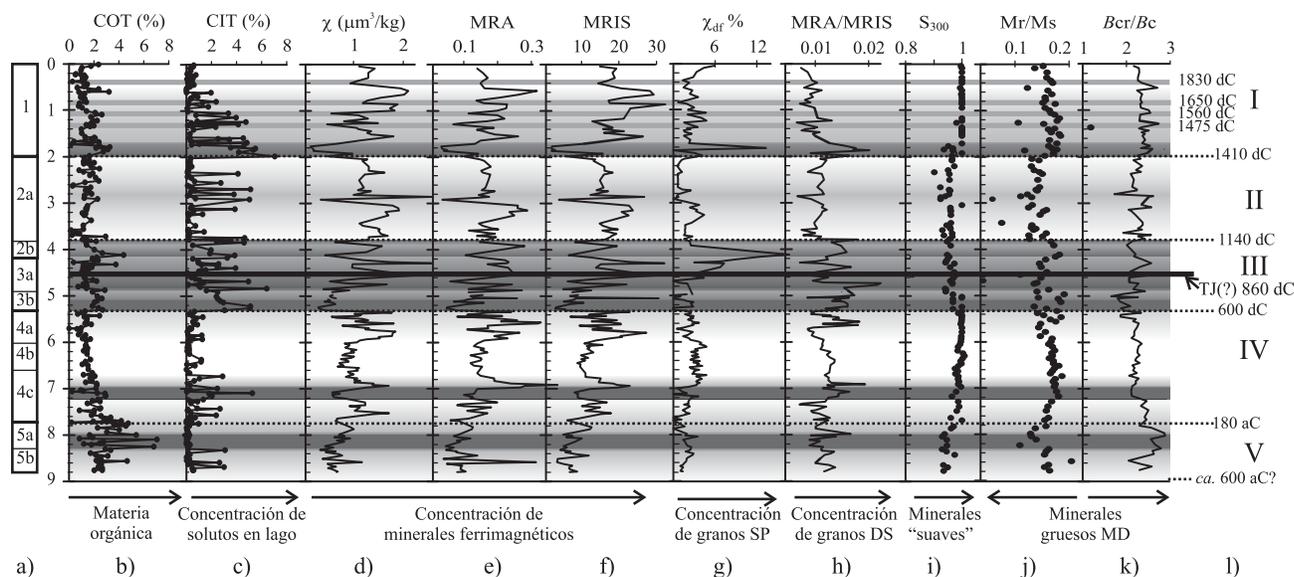


Figura 7. Variaciones verticales en los sedimentos del núcleo SMO 02 V. a: Unidades litoestratigráficas definidas. b: Contenido de carbono orgánico (COT), es una medida de la productividad del lago y el aporte de materia orgánica al mismo. Se han excluido los máximos a 7.9 m (35%), 2.4 m (10.8%) y 0.2 m (24.7%). c: Contenido de carbono inorgánico (CIT) es una medida de la concentración de iones (carbonatos) en el lago. d: Susceptibilidad magnética χ . e: magnetización remanente anhistrérica MRA. f: magnetización remanente isoterma de saturación MRIS son parámetros dependientes de la concentración de granos ferrimagnéticos. g: Susceptibilidad dependiente de la frecuencia χ_{dif} % es un indicador de partículas ultrafinas superparamagnéticas SP (<0.05 μ m). h: El cociente MRA/MRIS es un indicador de tamaños de partícula magnética. i: Los cocientes S_{300} son cercanos a 1 para minerales magnéticamente suaves como Ti-magnetita/Ti-maghemita, y $\ll 1$ para minerales magnéticamente duros, como hematita y goethita. j: La relación de parámetros de histéresis magnetización remanente y magnetización de saturación Mr/Ms. k: coercitividad de remanencia y coercitividad Bcr/Bc, son indicadores del tamaño de partícula magnética. l: Zonas magnéticas definidas V a I, así como las edades de sus límites en años calendario antes y después de nuestra era (aC y dC), calculadas a partir de la interpolación lineal de las fechas de ^{14}C obtenidas. TJ señala la posición de la Toba Jala. Las líneas de color gris en la zona I señalan periodos secos inferidos a 1475, 1560, 1650 y 1830 dC. La intensidad del fondo gris indica donde los procesos de disolución de minerales magnéticos han sido más intensos.

(> MRA/MRIS), lo que concuerda con los fenómenos de disolución y re-precipitación de minerales ferrimagnéticos (magnetita) interpretados en la facies de turba, que es una de las facies dominantes en este intervalo. El conjunto de características magnéticas y no magnéticas indica erosión de cubierta vegetal, suelos y rocas de la cuenca, y acumulación

rápida de sedimentos, lo que sugiere condiciones de mayor humedad con intensas precipitaciones.

Zona IV (ca. 180 aC - 600 dC; 7.66 - 5.33 m)

La transición a la zona IV está marcada por el decremento en COT, y el incremento en CIT y en la concentración

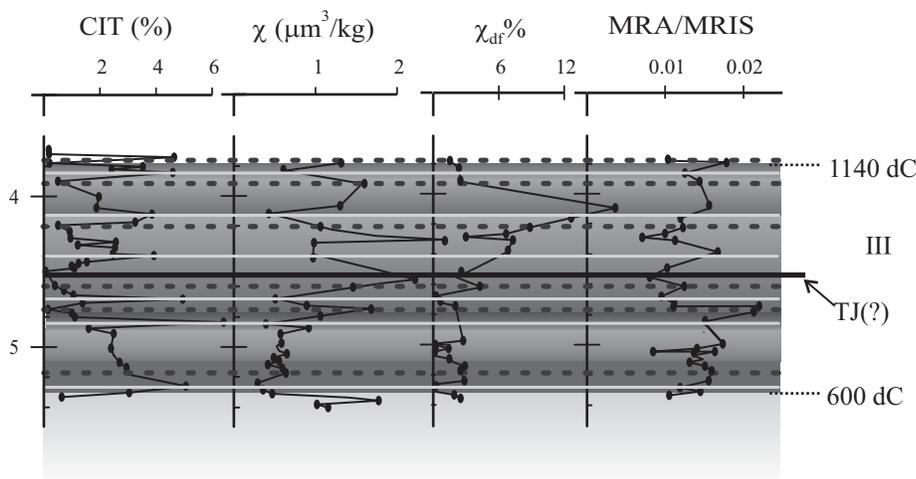


Figura 8. Detalle de la zona III, en donde se indican los sitios de disolución de minerales magnéticos (líneas gris claro: aumento en CIT, decremento en χ y en el tamaño de grano χ_{dif} % y MRA/MRIS), y precipitación de minerales magnéticos (línea punteada). TJ: Toba Jala.

de minerales magnéticos (unidad litoestratigráfica 4). En el intervalo 7.21 – 6.9 m (Figura 7, región más oscura), ocurre la precipitación de carbonatos, la disolución de minerales magnéticos y una posterior precipitación de ferrimagnéticos en tamaños finos.

Estas características, que sugieren condiciones anóxicas y más cálidas semejantes a las de la facies limo ocre, tuvieron una duración menor a 100 años. A partir de ca. 70 dC (6.9 m), disminuye el COT y la concentración de los minerales magnéticos de tamaño grueso (parte superior de la subunidad 4c). La mínima concentración de minerales magnéticos coincide con la subunidad 4b, en la que abundan cenizas félsicas. El máximo de χ , MRA y MRIS en ca. 455 dC (5.76 m) coincide con una probable tefra. Por arriba de ese nivel disminuyen gradualmente los parámetros de concentración y el tamaño de granos (> DS). Los depósitos volcánico-lásticos y el carbón asociado señalan el impacto del volcanismo en las condiciones ambientales y la vulnerabilidad del terreno a la erosión eólica o fluvial.

Zona III (ca. 600 – 1140 dC; 5.33 – 3.8 m)

Esta zona presenta un claro contraste respecto a la anterior. El CIT presenta la mayor frecuencia de valores mayores a 2%, semejantes sólo en la región centrada en 7.1 m de la zona IV, y el intervalo de transición entre las zonas II a I. En esta zona ocurre la disolución y re-precipitación de minerales magnéticos más intensa y prolongada, lo que indica la sucesión de condiciones reductoras y oxidantes. Como se discutió para la facies de limo ocre, esta zona probablemente representa condiciones de mayor temperatura, con el establecimiento de una estratificación periódica en el lago que produce condiciones anóxicas en el fondo que permiten la conservación de la materia orgánica, concentración de carbonatos y alto pH, lo que sugiere mayor evaporación y condiciones más secas. La Toba Jala ocurre en este periodo, y provoca un aumento en la concentración de minerales magnéticos de tamaño grueso. Las características de los parámetros magnéticos, COT y CIT descritos para esta zona abarcan las unidades litoestratigráficas 3 y 2b.

Zona II (ca. 1140 – 1410 dC; 3.8 – 1.98 m)

Los registros analizados indican un cambio en las condiciones ambientales, en relación a la zona anterior. Esta zona abarca la unidad litoestratigráfica 2a. La concentración de los minerales magnéticos es más alta y los granos son más gruesos. Aunque se registran variaciones de mayor amplitud en los parámetros de concentración y tamaño de grano en donde el CIT presenta valores altos (3.18 – 2.35 m), éstas no presentan de manera clara el patrón definido para la zona III. Lo anterior sugiere que si bien se presentaron condiciones que permitieron la precipitación de carbonatos, no se produjo una disolución particularmente fuerte como en la zona III. Las condiciones inferidas son un balance precipitación/evaporación (P/E) mayor que en la zona III (mayor humedad o menor temperatura), con episodios secos en donde aumenta el CIT.

Zona I (1410 - 2002 dC, 1.98 - 0 m)

La transición a la zona I (unidad litoestratigráfica 1) presenta características semejantes a la zona III, en las que se interpretan condiciones cálidas-secas por un periodo de ca. 30 años. Posteriormente hay un regreso a condiciones similares a las de la zona II. En esta zona se presentan las mayores variaciones de la concentración de los minerales magnéticos, en la que los tamaños de grano permanecen relativamente constantes. Cuatro episodios centrados en ca. 1475, 1560, 1650 y 1830 dC presentan baja concentración de minerales magnéticos. Los tres más antiguos tienen características similares a los intervalos de disolución/precipitación descritos en la zona III. Las características de la mineralogía magnética sugieren para esta zona condiciones variables, con periodos relativamente húmedos, alternados con intervalos más cálidos y/o secos (< P/E). En los últimos ca. 180 años hay una disminución en la erosión, reflejado en la disminución de concentración de minerales magnéticos, lo que indica que no hay mayor erosión por actividad antropogénica en el cambio de uso del suelo en las últimas dos centurias.

RELACIONES ENTRE EL REGISTRO DE SANTA MARIA DEL ORO Y LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS REGIONALES

La información derivada de los registros lacustres se encuentra sintetizada en la Figura 9. Se utilizan los registros que presentan una aceptable escala cronológica de los últimos 3,000 años, así como información sobre la relación P/E o la temperatura. Los registros de Michoacán incluyen Zacapu, Yuriria y Zirahuén (Metcalfe, 1995; Metcalfe y Hales, 1994; Davies *et al.*, 2004). En Pátzcuaro (Michoacán) existe ambigüedad en las interpretaciones de los registros, especialmente para el periodo entre 700 y 1100 dC (Bridgwater *et al.*, 1999; Fisher *et al.*, 2003), por lo que se excluyen de la síntesis. Del Alto Lerma se incluye el registro de Santa Cruz Atizapán (Caballero *et al.*, 2002). En Los Tuxtlas: Lago Verde y Pompal (Lozano-García *et al.*, 2004; Caballero *et al.*, 2006; Ortega *et al.*, 2006; Goman y Byrne, 1998), y del área Maya: Punta Laguna (Curtis *et al.*, 1996) y Chichancanab (Hodell *et al.*, 1995, 2001), Salpetén (Rosenmeier *et al.*, 2002), y Pantano Manchón en la costa del Pacífico en Guatemala (Neff *et al.*, 2006) (Figura 1).

Las secuencias de la región lacustre de Michoacán ofrecen un registro más detallado a partir de ca. 650 dC. Antes de ese tiempo, los registros son discontinuos y fragmentados. En Zacapu, el Alto Lerma y el área Maya se reconoce un aumento en el balance P/E y niveles lacustres relativamente altos antes de 200 aC, condiciones húmedas que también se observan en SMO. El incremento en la temperatura hacia la parte final del Formativo tardío en SMO coincide con el decremento de los niveles lacustres en Alto Lerma y Los Tuxtlas. El impacto de la actividad volcánica

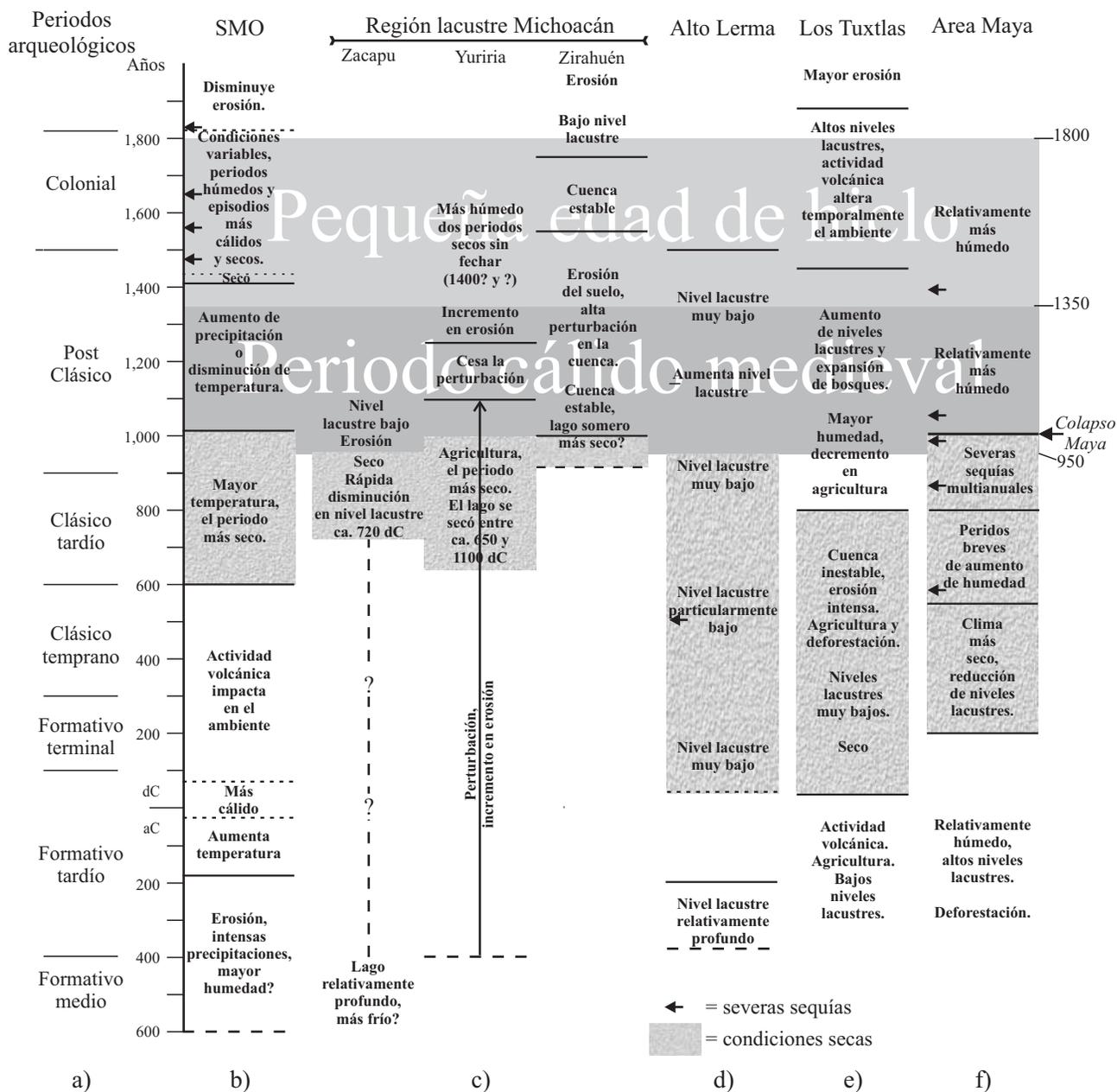


Figura 9. Síntesis de la información paleoclimática y paleoambiental en el centro-sur de México para los últimos ca. 2,600 años. Se indica la duración del “Periodo Cálido Medieval” y la “Pequeña Edad de Hielo”. a: Escala cronológica de los periodos arqueológicos. b: Interpretación del registro de Santa María del Oro (este estudio). c: Registros de la región lacustre de Michoacán, basados en análisis de diatomeas y metales pesados. d: Registro del lago Santa Cruz Atizapán (Alto Lerma), basado en análisis de diatomeas y propiedades magnéticas. e: Registros de los lagos Pompal (polen) y Lago Verde (propiedades magnéticas y geoquímicas) en Los Tuxtlas. f: Conjunto de registros del área Maya, basados en análisis de isótopos de O y C y polen.

durante el Formativo terminal y el Clásico temprano en SMO impiden elaborar interpretaciones climáticas con los parámetros analizados. Para este periodo se documentan el inicio de condiciones secas en el centro y oriente y sureste de México.

La disminución de los niveles lacustres, el balance negativo en la relación P/E, y en algunos sitios modificaciones en el uso del suelo (agricultura o abandono de los sitios), son características que indican un patrón regional de

condiciones más secas durante el Clásico en Mesoamérica, y que tuvieron una duración de alrededor de 500 años (Figura 9). Éstas se reconocen claramente en el registro de SMO hacia el final del Clásico, entre ca. 600 y 1140 dC (zona III), periodo durante el cual se documentan fases con un balance P/E negativo. Los avances del análisis de isotopía en ostrácodos apuntan también en ese sentido (Rodríguez *et al.*, en preparación). De acuerdo con las escalas de tiempo disponibles, tanto en SMO como en Zirahuén las condicio-

nes secas se prolongan por más de 200 años, en relación a las documentadas en Los Tuxtlas.

Después del Clásico, entre *ca.* 1000 y 1400 dC, los registros paleoambientales del Alto Lerma, Los Tuxtlas y el área Maya muestran un cambio hacia condiciones más húmedas, el aumento de niveles lacustres, y en algunos casos el cese de la perturbación antrópica. Los registros de Michoacán son ambiguos, y sólo coinciden en señalar incremento en la erosión entre *ca.* 1250 – 1400 dC. En SMO se reconoce también un aumento en la relación P/E durante la mayor parte del Postclásico, entre *ca.* 1140 y 1410 dC (zona II). Estos periodos de mayor humedad coinciden con el “Periodo Cálido Medieval” (*ca.* 950 – 1350 dC), término que al igual que “Pequeña Edad de Hielo” son usados de manera informal en este trabajo, y que se refieren al calentamiento y posterior enfriamiento iniciados hace aproximadamente 1000 años (Bradley *et al.*, 2003; Hughes y Diaz, 1994).

Para la “Pequeña Edad de Hielo” (*ca.* 1350 – 1800 dC), el registro de Zirahuén marca la transición de periodos de erosión a estabilidad en la cuenca, el establecimiento de condiciones más secas hacia 1750, y el impacto de las actividades humanas en el siglo XVIII. En Los Tuxtlas y algunos registros del área Maya se reconocen condiciones húmedas durante este tiempo. SMO presenta fluctuaciones entre condiciones relativamente húmedas alternadas con episodios más cálidos y secos entre 1410 y 1830 dC (zona I). En estudios de dendrocronología en Durango (NW de México), se reporta la peor sequía de los últimos 700 años entre 1540 y 1579, y otra entre 1857 y 1872 (Cleaveland *et al.*, 2003). En Los Tuxtlas se reportan bajos niveles lacustres entre 1785 y 1885 dC (Caballero *et al.*, 2006). Estas señales de disminución en P/E y las sequías documentadas en Durango entre 1540 y 1579, correlacionan con el registro de SMO.

En los últimos *ca.* 180 años disminuye la erosión en SMO. No hay evidencia de mayor erosión por la actividad antropogénica en el cambio de uso del suelo en las últimas dos centurias. Aunque es probable que SMO haya sido un lugar atractivo para el establecimiento de poblaciones en los milenios recientes, el registro de la historia de ocupación y la evolución de sociedades prehispánicas en la región es muy fragmentado, aunque se considera que al menos desde *ca.* 200 aC existieron grupos semisedentarios asentados en las márgenes del Río Grande de Santiago, que se desplazaban con las estaciones del año (Barrera-Rodríguez, 2006).

CONCLUSIONES

Los sedimentos laminados del lago Santa María del Oro preservan el registro de alta resolución de los cambios ambientales y climáticos ocurridos durante el Holoceno tardío. Los resultados obtenidos, en los que se emplearon técnicas *multiproxy*, proporcionan el primer registro lacustre de la parte más occidental del centro de México de los

últimos 2,600 años. Los sedimentos están compuestos de tres componentes principales: 1) detritos litogénicos, 2) carbonatos autigénicos y biogénicos, y 3) material amorfo de restos biológicos y volcánicos. Las acumulaciones volcánicas incluyen dos tefras, una de ellas identificada como la Toba Jala (*ca.* 860 dC), producida por el volcán Ceboruco.

La variación de las características magnéticas y no magnéticas en los sedimentos puede explicarse a través de modelos que involucran la disolución y re-precipitación de minerales de hierro, variaciones en la relación P/E y cambios en la erosión de la cuenca y el aporte de detritos. El intervalo entre 600 y 1140 dC se reconoce como el periodo con la menor relación P/E. En éste se postula el establecimiento de condiciones cálidas y secas que originaron anoxia en las aguas del fondo del lago, donde ocurrió la disolución de óxidos de hierro y la precipitación de carbonatos, entre ellos siderita. Este episodio seco coincide con el patrón regional de condiciones más secas durante el Clásico en Mesoamérica (300 – 900 dC), particularmente hacia el fin de este periodo, y que tuvieron una duración de alrededor de 500 años. El fin de este intervalo seco y el posterior establecimiento de condiciones relativamente más húmedas coinciden con el “Periodo Cálido Medieval”. Durante la “Pequeña Edad de Hielo”, se observan constantes fluctuaciones entre condiciones relativamente húmedas, alternadas con episodios más cálidos y secos. En apariencia, no hay evidencias de impacto humano prehispánico en la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

I. Márquez realizó los modelos de elevación. S. Sosa, R. Robledo, L. Oseguera y A. González colaboraron en la obtención de los núcleos. Agradecemos la ayuda de R. Lozano, T. Pi y S. Angeles en los análisis de FRX, DRX y MEB, respectivamente. Este trabajo fue financiado por los proyectos DGAPA IN107928 e IN203102, y CONACyT G28528T. Los parámetros de magnetismo de rocas medidos en bajas temperaturas fueron realizados en el Institute for Rock Magnetism (IRM) y las determinaciones de COT/CIT en el Limnological Research Center, ambos de la Universidad de Minesota, EEUU. El IRM es financiado por la Earth Sciences Division of the National Science Foundation y la W.M. Keck Foundation. Los autores agradecen los valiosos comentarios de la Dra. Ana Moreno y el Dr. Blas Valero.

REFERENCIAS

- Barrera-Rodríguez, R., 2006, Entre ríos y montañas sagradas: arqueología en El Cajón, Nayarit, Proyecto arqueológico El Cajón, Nayarit: México, D.F., Consejo Nacional para la Cultura y las Artes, Instituto Nacional de Antropología e Historia, Comisión Federal de Electricidad, Folleto guía de la exposición, 13-28.
- Berner, R.A., 1981, A new geochemical classification of sedimentary envi-

- ronments: *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 359-365.
- Bradley, R.S., Briffa, K.R., Cole, J., Hughes, M.K., Osborn, T.J., 2003, The climate in the last millennium, *en* Alverson, K.D., Bradley, R.S., Pedersen, T.F. (eds.), *Paleoclimate, Global Change and the Future*: Berlin, Springer-Verlag, The IGBP Series, 105-141.
- Bridgwater, N.D., Heaton, T.H.E., O'Hara, S.L., 1999, A late Holocene paleolimnological record from central Mexico, based on faunal and stable-isotope analysis of ostracod shells: *Journal of Paleolimnology*, 22, 383-397.
- Caballero, M.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., Ortega, B., Valadez, F., Metcalfe, S., Macías, 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, 217-235.
- Caballero, M., Vázquez, G., Lozano-García, S., Rodríguez, A., Sosa-Nájera, S., Ruiz-Fernández, A.C., Ortega, B., 2006, Present limnological conditions and recent (*ca.* 340 yr) palaeolimnology of a tropical lake in the Sierra de Los Tuxtlas, Eastern México: *Journal of Paleolimnology*, 35, 83-97.
- 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, 369-388.
- Curtis, J.H., Hodell, D.A., Brenner, M., 1996, Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution: *Quaternary Research*, 46, 37-47.
- 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.
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V., 1977, Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260-266.
- Dean, W., 2002, A 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Clearwater County, Minnesota II: geochemistry, mineralogy, and stable isotopes: *Journal of Paleolimnology*, 27, 301-319.
- Dearing, J.A., 1994, *Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 system*: England, Chi Publishing, 104 p.
- 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), 5/1-5/15.
- Dunlop, D., Özdemir, Ö., 1997, *Rock magnetism. Fundamentals and frontiers*: Cambridge, Cambridge University Press, 573 p.
- Evans, M.E., Heller, F., 2003, *Environmental magnetism, principles and applications of enviromagnetics*: San Diego, Academic Press, 299 p.
- Ferrari, L., Nelson, S., Rosas, J., Aguirre, G., Venegas, S., 1997, Tectonics and volcanism of the western mexican volcanic belt, *en* Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L., (eds.), *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico, a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursion*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, excursión 12, 85-129.
- Fisher, C., Pollard, H., Israde, I., Garduño, V., Banerjee, S., 2003, A re-examination 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.
- Funk, J.A., Dobeneck, T., Reitz, A., 2004, Integrated rock magnetic and geochemical quantification of redoxomorphic 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*: Berlin, Springer-Verlag, 237-260.
- Gardner, J.E., Tait, S., 2000, The caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 62, 20-33.
- Geiss, C.E., Umbanhowar, C.E., Camill, P., Banerjee, S., 2003, Sediment magnetic properties reveal Holocene climate change along the Minnesota prairie-forest ecotone: *Journal of Paleolimnology*, 30, 151-166.
- Goman, M., Byrne, R., 1998, A 5000-year record of agriculture and tropical forest clearance in the Tuxtlas, Veracruz, Mexico: *The Holocene*, 8(1), 83-89.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Brenner, M., 1995, Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization: *Nature*, 375, 391-394.
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T., 2001, Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands: *Science*, 292, 1367-1370.
- Housen, B.A., Banerjee, S.K., Moskowitz, B.M., 1996, Low-temperature magnetic properties of siderite in marine sediments: *Geophysical Research Letters*, 23, 2843-2846.
- Hughes, M.K., Diaz, H.F., 1994, Was there a "Medieval Warm Period", and if so, where and when?: *Climatic Change*, 26, 109-142.
- Hunt, C., Moskowitz, B., Banerjee, S., 1995, Magnetic properties of rocks and minerals, *en* *Rock physics and phase relations. A handbook of physical constants*: U.S.A., American Geophysical Union, reference shelf 3, 189-204.
- 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, 404-419.
- Leng, M.J., Metcalfe, S.E., Davies, S.J., 2005, Investigating Late Holocene climate variability in central Mexico using carbon isotope ratios in organic materials and oxygen isotope ratios from diatom silica within lacustrine sediments: *Journal of Paleolimnology*, 34, 413-431.
- Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero, M.M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Late Pleistocene and Holocene Paleoenvironments of Chalco Lake, Central México: *Quaternary Research*, 40, 332 - 342.
- Lozano-García, M.S., Sosa-Najera, S., Caballero, M., 2004, Late Holocene pollen record of Lago Verde in the tropical lowland of the Mexican Gulf coast (resumen), *en* Ubera, J.L. (ed.), *XI International Palynological Congress Proceedings*, Polen 14: España, Universidad de Cordoba, p. 548.
- Metcalfe, S.E., 1995, Holocene environmental change in the Zacapu basin, Mexico: a diatom-based record: *The Holocene*, 5, 196-208.
- Metcalfe, S.E., Hales, P.E., 1994, Holocene diatoms from a Mexican crater lake - La Piscina de Yuriria (resumen), *en* *Proceedings of the 11th International Diatom Symposium*, San Francisco, 1990: California Academy of Sciences 17, 505-515.
- 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.
- Morin, F.J., 1950, Magnetic susceptibility of α -Fe₂O₃ and α -Fe₂O₃ with added titanium: *Journal of Physics*, 3, 819-820.
- Neff, H., Pearsall, D.M., Jones, J.G., Arroyo de Pieters, B., Freidel, D.E., 2006, Climate change and population history in the Pacific lowlands of southern Mesoamerica: *Quaternary Research*, 65, 390-400.
- Nelson, S., 1980, *Geology and petrology of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico*: Bulletin Geological Society of America, 91, 2290-2431.
- Nelson, S., Sánchez, G., 1986, *Trans-Mexican Volcanic Belt Field Guide: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Geological Association of Canada, volcanology división*, 77 p.
- Opdyke, N., Chanell, J., 1996, *Magnetic stratigraphy*: San Diego, California, U.S.A., Academic Press, International Geophysics Series, Vol. 4, 346 p.
- 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(3), 444-458.
- Pan, Y., Zhu, R., Banerjee, S.K., 2000, Rock magnetic properties related to

- thermal treatment of siderite: Behavior and interpretation: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 105(B1), 783-794.
- Petersen, N., Dobeneck, T., Vali, H., 1986, Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the South Atlantic Ocean: *Nature*, 320, 611-615.
- 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.
- Rochette, P., Fillion, G., Mattei, J.L., Dekkers, M.J., 1990, Magnetic transition at 30-34 Kelvin in pyrrhotite: insight into a widespread occurrence of this mineral in rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, 98, 319-328.
- Rollinson, H., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*: Singapur, Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Rosenbaum, J.G., Reynolds, R.L., Adam, D.P., Drexler, J., Sarna-Wojcicki, A.M., Whitney, G.C., 1996, Record of middle Pleistocene climate change from Buck Lake, Cascade Range, southern Oregon-evidence from sediment magnetism, trace-element geochemistry, and pollen: *Bulletin Geological Society of America*, 108(10), 1328-1341.
- Rosenmeier, M.F., Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., 2002, A 4000-year lacustrine record of environmental change in the southern Maya lowlands, Peten, Guatemala: *Quaternary Research*, 57, 183-190.
- Serrano, D., Filonov, A., Tereshchenko I., 2002, Dynamic response to valley breeze circulation in Santa María del Oro, a volcanic lake in Mexico: *Geophysical Research Letters*, 29(13), 17-1 17-4.
- Snowball, I., 1993, Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Kårsa valley, Lappland, Sweden, and their relevance to palaeoenvironmental reconstruction: *Terra Nova*, 5(3), 258-270.
- Stuiver, M., Reimer, P., 1993, Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}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.
- Tarduno, J.A., 1995, Superparamagnetism and reduction diagenesis in pelagic sediments: enhancement or depletion?: *Geophysical Research Letters*, 22, 1337-1340.
- Thompson, R., 1973, Palaeolimnology and paleomagnetism: *Nature*, 242, 182-184.
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986, *Environmental Magnetism*: London, Allen and Unwin, 227 p.
- Thompson, R., Batterbee, R., O'Sullivan, P., Oldfield, F., 1975, Magnetic susceptibility of lake sediments: *Limnology and Oceanography*, 20, 687-698.
- Thomson, J., Jarvis, I., Green, D.R.H., Green, D., 1998, Oxidation fronts in Madeira abyssal plain turbidites. Persistence of early diagenetic trace-element enrichments during burial, Site 950, *en* Weaver, P.P.E., Schmincke, H.U., Firth, J.V., Duffield, W. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results: College Station, Ocean Drilling Program*, 157, 559-571.
- Vázquez, G., 2004, Caracterización de los sedimentos del Holoceno tardío del lago Santa María del Oro, Nayarit, utilizando métodos de magnetismo ambiental: México, D.F., Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 153 p.
- Verwey, E.J., Haayman, P.W., Romeijn, F.C., 1947, Physical properties and cation arrangements of oxides with spinel structure: *Journal of Chemical Physics*, 15, 181-187.
- Wetzel, R.G., 2001, *Limnology, lake and river ecosystems*: San Diego, Academic Press, 1006 p.

Manuscrito recibido: Febrero 7, 2007

Manuscrito corregido recibido: Julio 6, 2007

Manuscrito aceptado: Agosto 17, 2007