

Arqueología de cuencas lacustres

El impacto humano en Guanajuato y Michoacán

*Sara Elizabeth Metcalfe, Roy Bernard Brown,
Phillet E. Hales, Robert Alain Perrott, F.M. Steininger
y Francis Elaine Street-Perrott**

Las investigaciones multidisciplinarias realizadas en las tierras altas volcánicas del Centro de México (19° N) han proporcionado evidencias claras del impacto humano. La altitud de los lagos estudiados va de 1 700 a 2 575 msnm, con amplias diferencias de tamaño.

Los resultados que se presentan incluyen cinco cuencas, situadas a lo largo de un gradiente cuya aridez y temperatura disminuyen de norte a sur: la Hoya San Nicolás, de Parangueo; la Piscina, de Yuriria (Guanajuato); Zacapu; Pátzcuaro, Michoacán, y el Alto Lerma, México. Los análisis de laboratorio incluyen geoquímica elemental, susceptibilidad magnética (X y Xra), pérdida en la ignición, δC_{13} , δO_{18} , diatomeas y polen. Las evidencias de perturbaciones se manifiestan en el incremento en N.A.P., en especial maíz (*Zea mays*), picos de X, Xra y carbón, sedimentación acelerada y diatomeas que indican una eutrofización.

Pátzcuaro, Parangueo, Zacapu y el Alto Lerma, muestran una fase de perturbación entre ca. 3500 y 1400 a.p., que refleja la adopción extensa del cultivo del maíz desde inicios del Preclásico Temprano, mientras que para Parangueo, Yuriria, Zacapu y Pátzcuaro hay una fase posterior, más intensa, desde el Clásico Tardío hasta el Postclásico e incluso periodos novohispanos (<1000 a.p.). En contraste, la perturbación en la Cuenca del Alto Lerma es más extensiva y culmina durante el Clásico y Postclásico Temprano (1400-700 a.p.).

* Traducción de Patricia Fournier. Dibujos de Víctor Manuel Linares.

El área de lagos en el Centro de México coincide con la localidad más importante de las tierras altas de Mesoamérica con civilización indígena, representada en los albores de la conquista por los núcleos de los estados Azteca y Tarasco. Tamayo (1964)

México está dividido por el Eje Neovolcánico (ENV), aproximadamente en los 19° N hay una faja de tierras altas volcánicas creadas principalmente por el vulcanismo del Cuaternario (Demant, 1981). A lo largo del eje se encuentra una serie de cuencas lacustres, incluyendo los actuales lagos de Chapala, Pátzcuaro y Zirahuén, la Cuenca de México y la Cuenca de Oriental (ver figura 1). Los fértiles valles aluviales y las cuencas llenas con sedimentos lacustres en las tierras altas mencionadas fueron áreas favorables para el desarrollo de agricultura sedentaria, lo cual sentó las bases para las altas civilizaciones de Mesoamérica en los periodos que abarcan desde el Preclásico hasta el Postclásico (ca. 0-1520 d.C.). En la figura 2 se presenta la cronología de los grupos arqueológicos más importantes en México.

La domesticación y el cultivo del maíz (*Zea mays*) fueron de fundamental importancia para el desarrollo de sociedades sedentarias. Las evidencias más claras de prácticas agrícolas tempranas, entre 8000 y 10000 a.p., provienen de Tehuacán, cerca de Puebla (Manglesdorf *et al.*, 1967), Tamaulipas en el noreste de México y del Valle de Oaxaca en el sur (Schoenwetter, 1974). En la Cuenca de México existen también evidencias de actividades agrícolas muy tempranas en Tlapacoya, en donde se encontró teozinte (*Zea mexicana*) en un horizonte cultural precerámico fecha-

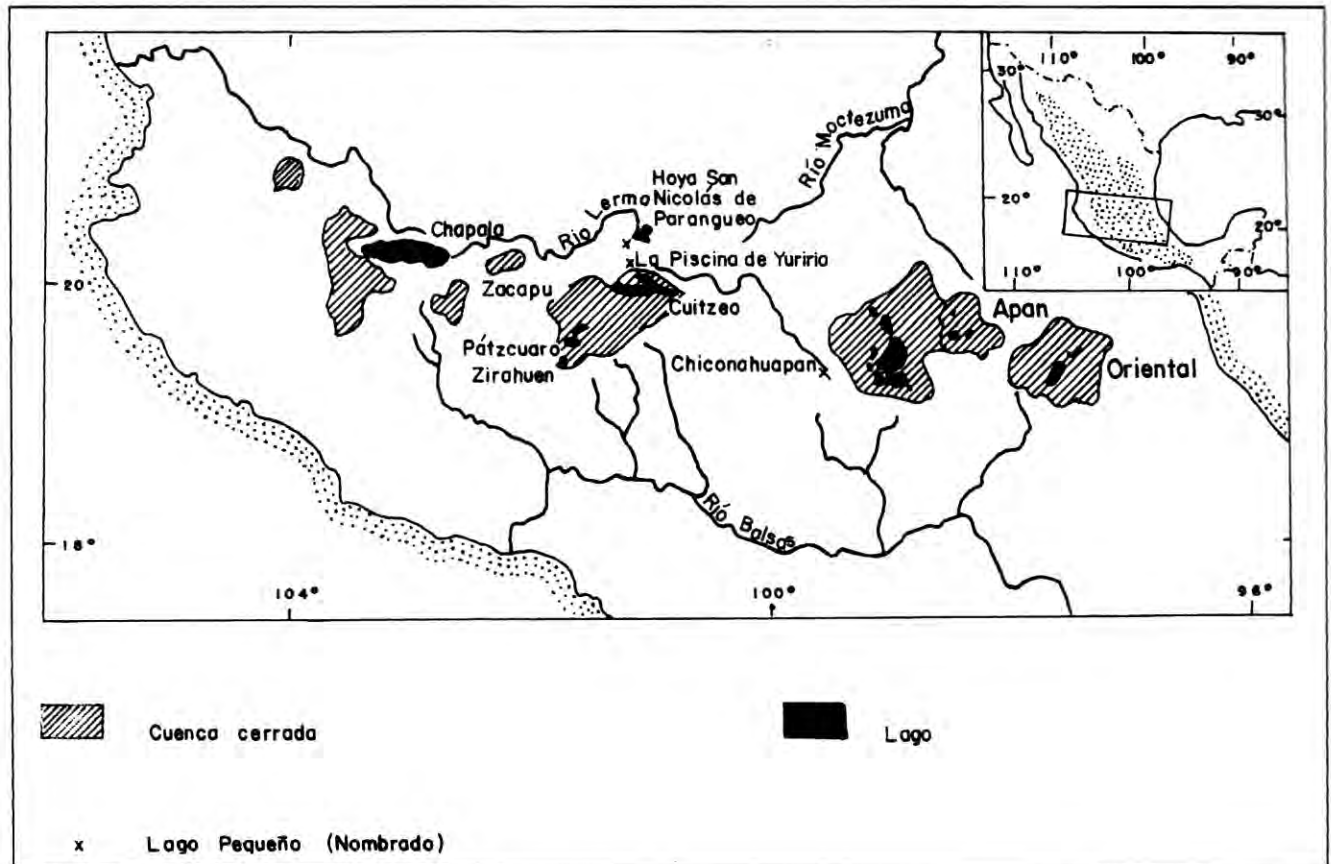


Figura 1. *Áreas de estudio.*

do en 7 040 + 115 a.p. (Lorenzo y González Quintero, 1970; Niederberger, 1982 y 1987). El polen de maíz se ha considerado un indicador muy confiable de perturbación humana. La presencia consistente de polen de *Zea* en Tlapacoya se encontraba hace 5000 a.p. (González Quintero, 1986) hasta un clímax hace 2600 a.p. En sitios arqueológicos al oeste del Istmo de Tehuantepec el polen de maíz es ubicuo hacia 4000-3000 a.p. (González Quintero, 1980; Brown, 1985). Hay evidencias también del impacto humano en la hidrología y limnología del área maya durante el Preclásico Tardío y Clásico/Postclásico (Deevay *et al.*, 1980; Leyden, 1987). Hacia el sur, al oeste de Honduras, Rue (1987) describe la intensificación agrícola con la presencia de polen de *Zea mays* para 3000 años antes del presente.

Aunque hay evidencias considerables en el registro arqueológico sobre la importancia del hombre en la región del Centro de México, son poco claros la extensión y temporalidad del impacto humano sobre el medio ambiente, asociados con el surgimiento y colapso de los principales grupos culturales. Para el Holoceno, el registro de estos cambios antropogénicos está oculto por los efectos del cambio climático y se confunde con ellos.

En un intento por identificar los efectos del clima y el hombre en las cuencas lacustres de la región, el Tropical Paleoenvironment Researchs Group (TPRG), ha llevado a cabo una investigación multidisciplinaria en los sitios del ENV. En este artículo, se presentan resultados para cinco de las cuencas estudiadas: Hoya San Nicolás de Parangueo (HSN), la Piscina de Yuriria, Guanajuato; Pátzcuaro y Zacapu, Michoacán, y el Alto Lerma, México.

Sitios y resultados

Metcalfe (1985) describe en detalle la geología, clima e hidrología de la región del Centro de México. En la figura 1, se muestran los sitios que se analizará a continuación. La altitud de los lagos varía de 1 700 a 2 575 msnm, y su tamaño va desde los pequeños lagos en cráteres hasta las cuencas llenas con sedimentos. El clima general del área es de régimen con verano húmedo e invierno seco, y la temperatura y precipitación así como la evaporación están modificadas de manera radical por diferencias en la elevación. Los sitios estudiados se encuentran a lo largo de un

gradiente climático marcado de aridez y temperatura decreciente de norte a sur.

Las culturas que se relacionan con los sitios que aquí interesan son los matlatzincas (periodo Clásico, 300-900 d.C.), en el actual Estado de México (Davies, 1983) y los tarascos y purépechas (Postclásico, 900-1520 d.C.), en Michoacán y Guanajuato (West, 1948; Freddolino, 1973). Desafortunadamente, existe poca información sobre las culturas pretarasco en la región de Michoacán y Guanajuato, aunque durante los últimos siglos antes de la era cristiana se dio el florecimiento de la cultura de Chupícuaro. El actual sitio de Chupícuaro, cerca del Lago Cuitzeo (Michoacán) tuvo su principal periodo de ocupación de 500 a.C. a 400-500 d.C. (Porter, 1956) o de 350 a.C. a 300 d.C. (Piña Chan, s.f.). La misma tradición cultural se ha identificado en el sur de Guanajuato (Yuriria y Valle de Santiago) (ver figura 2).

Hoya San Nicolás de Paranguero

La Hoya de San Nicolás de Paranguero (ver figura 1), es una en la serie de *maars* (semejante a los axalapascos) del Valle de Santiago, compuesto principalmente de basaltos alcalinos. Se encuentra en el estado de Guanajuato en las coordenadas 20° 30' N, 101° 17' O. Climáticamente esta es la parte más seca y caliente de la región estudiada, próxima a la isoterma 20 y la isoyeta 700 mm. La parte superior de la pared de la caldera se encuentra aproximadamente a 1 780 msnm, en tanto que el lecho del lago está alrededor de los 1 700 msnm. El área de drenaje es de aproximadamente 1 km², y no existe drenaje externo o manantiales y hoy en día el lago está seco. Hay muy poca vegetación natural en el área, ya que está fuertemente

alterada por la agricultura con bosque de mezquite sobre las laderas bajas y bosque de roble (*Quercus*) en las zonas elevadas. En la actualidad no hay pino (*Pinus*) en la región (Brown, 1984).

El principal periodo de ocupación en el área de Valle de Santiago corresponde al Postclásico, con comunidades agrícolas en el fondo de los valles. Hay un sitio posiblemente afiliado con Chupícuaro próximo a la Caldera, al norte. No es claro si esta región estuvo asociada de alguna manera con los tarascos.

Resultados

Se analizaron los sedimentos de un núcleo excavado en el piso de la cuenca. El núcleo, de 5.85 m de largo, se tomó hacia los límites de la cuenca. Los sedimentos son orgánicos, pero muestran pocos cambios visibles. La cronología del núcleo se obtuvo con base en 16 fechas de radiocarbono, que van de 10 710 + 410 a.p. (A-1963) a 280 + 75 a.p. (A-2895). Los estudios que se han realizado para los sedimentos incluyen análisis polínico (sólo del núcleo), geoquímico elemental (Ca, Mg, Na, K, Fe, Al, Mn), de susceptibilidad magnética (x), pérdida en la ignición (LOI), P total, proporciones C/N, conteos de porcentaje de carbonatos y carbón. Algunos de los resultados que se obtuvieron a partir del núcleo se muestran en la figura 3.

Con base en el registro polínico, Brown (1984) dividió el núcleo HSN en cuatro zonas (I-IV), las cuales se señalan en la figura 3 y sirven de fundamento para la siguiente discusión. La zona del fondo (IV) se identificó a una profundidad entre 5.85 y 2.50 m. Seis fechas de C14 corresponden a esta zona, las cuales varían de 10 710 + 410 a.p. (A-1963) a 5.30-5.35 m, a 3 210 + 120 a.p. (U-4286) a 3.00-3.02 m. Por tanto, la

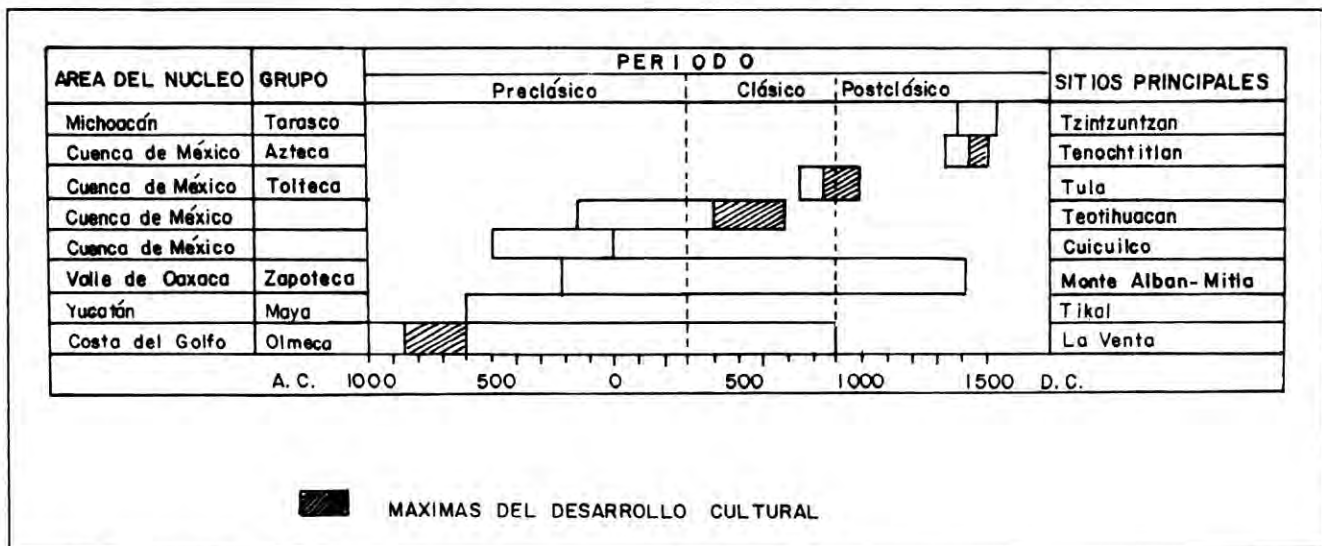


Figura 2. Cronología de la arqueología mexicana.

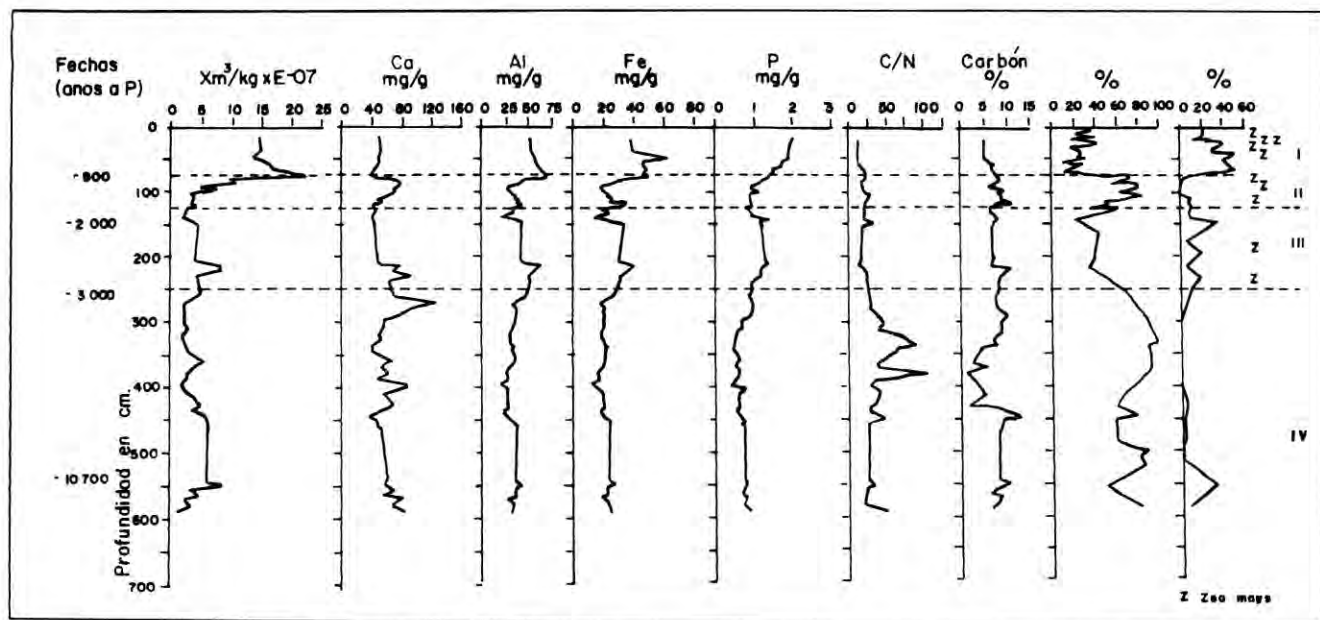


Figura 3. Núcleo de la Hoya San Nicolás de Paranguo.

antigüedad de la base del núcleo probablemente es de más de 11 000 años. El polen en esta zona por lo general mostró niveles altos de pino (*Pinus*) (55-97%). La perturbación representada por el pico *Cheno-Am* (Martín, 1962) a 5.60 m, se interpreta como resultado de los cambios climáticos experimentados en el límite entre el Pleistoceno y el Holoceno. Una expansión y contracción del bosque de pino parecen haber ocurrido entre 7000 y 3000 a.p. Hacia la parte superior de la zona, los valores de *Pinus* disminuyen mientras que los de *Cheno-Ams*, *Gramineae* (pastos) y *Quercus* aumentan.

La sedimentología muestra un pico temprano en susceptibilidad magnética (X) a aproximadamente 5.50 m, el cual parece ser paralelo con el pino *Cheno-Am*. La curva, en general alta, de *Pinus* en la parte superior de la zona se refleja en proporciones altas de C/N debidas a la introducción de materia orgánica exogenética. Dado que no se registraron pastos grandes o *Zea mays* en esta zona, no se le considera afectada por perturbación humana.

La Zona III (2.5 a 1.3 m), cubre el periodo comprendido entre aproximadamente 1000 a.C. y 200 d.C. Hay tres fechas de radiocarbono que van desde 2605 + 65 a.p. (U-4285) a 2.26-2.28 m, hasta 2 240 + 200 a.p. (A-2542) a 1.40-1.45 m. Los análisis de polen mostraron valores bajos de *Pinus* (en algunos casos de menos de 20%), mientras que se incrementaron los de *Quercus* (hasta 25%), *Cheno-Am* y *Gramineae*. *Zea mays* aparece a 2.40 m (aproximadamente 3000 a.p.). Se cree que el incremento de roble en esta zona es el producto de la tala selectiva de pino y no de su aumento natural.

Los resultados de los análisis geoquímicos muestran picos en los elementos "detrítales" Al y Fe (Engstrom y Wight, 1984; Dear et al., 1984) en la parte baja de la zona. También hay picos en X y en el porcentaje de carbón, los cuales probablemente indican perturbaciones en la captación, tal vez debidas a la tala y quema con la consecuente erosión acelerada. Por tanto, las perturbaciones que indican tanto el registro polínico como los sedimentos, es posible que se deban al efecto del hombre. Las fechas de C14 sugieren que esta zona corresponde a la introducción de la agricultura de maíz dentro de la caldera durante el periodo correspondiente a la cultura Chupicuaro.

La Zona II (1.3-0.75 m), sólo aportó una fecha de C14, es decir 1100-90 a.p. (A-2641) a 0.83 m. No obstante, se cree que la zona cubre un periodo aproximado entre 200 y 1100-1200 d.C., y corresponde al Clásico Medio, Tardío y Postclásico Temprano. La zona representa una fuerte recuperación del pino (>85% a aproximadamente 1 m) y posteriormente una recaída; la zona se ha dividido en IIa y IIb arriba y bajo el pico del pino. En la subzona IIb, al parecer el polen registra una regeneración del pino alrededor de la cuenca, del Clásico Medio al Tardío. Sin embargo, en la subzona IIa esta tendencia se invierte, ya que el pino decrece frente al roble, pastos y *Cheno-Am*.

La geoquímica muestra de manera clara la perturbación que indica el polen en la subzona IIa. Hay un pico importante en X hacia la parte superior de la Zona II al igual que en el Al y Fe.

El total de P también muestra un incremento constante hacia arriba en el núcleo y su alta correlación con los indicadores detrítales (K, Al, X) en esta zona,

sugiere que está relacionado con un influjo de sedimentos y nutrientes de derivación terrígena. Los niveles de Ca muestran un incremento general en casi toda la zona y se piensa que representan condiciones más húmedas. Como un resultado, la perturbación que se registra en la parte superior de la zona (IIa) debe atribuirse principalmente a la influencia del hombre, ya que coincide con una fuerte ocupación del área.

La zona superior (I) cubre desde 0.75 m de profundidad hasta el extremo del núcleo. Aunque se fecharon por radiocarbono seis niveles, por desgracia las fechas están invertidas. Sin embargo, no hay evidencias claras de estratigrafía invertida. Por lo general, la zona muestra valores reducidos y variados para el pino y un gran incremento de *Cheno-Am* (<50%). Está presente *Zea mays*. De igual manera, la zona se subdivide en una porción inferior (Ib) y una superior (Ia).

Los análisis químicos muestran un aumento continuo del Al, Fe, P y X, aunque los incrementos se inician en la parte superior de la zona II polínica. Posteriormente el Fe, Al y X disminuyen rápidamente, aunque el total de P sigue aumentando. Una tendencia creciente similar la muestran los elementos orgánicos C, Mn, Mg, N, y hasta cierto punto, C/N. Se considera que el incremento de X/N refleja la eutrofización cultural del lago. Desafortunadamente, no se conservaron diatomeas en los sedimentos que confirmen esta suposición. La estabilización de los elementos orgánicos C, Mg, Ca, N, X y el carbón en la parte superior del núcleo, probablemente reflejan reajustes hacia el equilibrio en las cuencas posteriores a la perturbación temprana intensa.

Por desgracia, la cronología confusa por radiocarbono no permite el asignamiento cronológico preciso del pico de la perturbación. Tal vez refleje la introducción de prácticas agrícolas españolas, aproximadamente hace 400 años. No obstante, es posible que hubiera una ocupación más grande durante el Postclásico Tardío en la región de lo que hasta ahora se ha creído.

Por tanto, este sitio registra dos periodos de perturbación antropogénica, separados por un periodo en el que al parecer el medio ambiente se "recuperó" del impacto humano. Estos dos periodos podrían fecharse entre 1000 a.C. y 200 d.C. (aproximadamente de 3000 a 1700 a.p.) y desde aproximadamente 900 d.C. (posiblemente posterior a 1520).

La Piscina de Yuriria

Yuriria es otro lago pequeño (aproximadamente 0.75 km²) que se encuentra en un cráter de explosión basáltica, con pendiente pronunciada. Se localiza a 20° 13' N, 101° 08' O en el sur del estado de Guana-

juato. La elevación de la Cuenca es de 1 740 m y el clima es bastante seco con 600-800 mm de lluvia al año. El lago en 1981 tenía una profundidad de sólo 1-1.5 m y es salino y alcalino (ph> 9.75) sustenta un denso grupo de cianobacterias (algas verdes azuloso) y al parecer es bastante eutrófico; es seco. Aunque está rodeado por varios manantiales pequeños, al parecer pocos de ellos, o incluso alguno, se alimentan del lago hoy en día.

Tradicionalmente se ha considerado al pueblo de Yuriria o Yuririapúndaro como un asentamiento fronterizo entre el reino de los tarascos (Michoacán) y los grupos merodeadores del norte; es decir, los chichimecas (Gómez de Orozco, 1972). El nombre Yuririapúndaro significa "Lago de sangre" y, de acuerdo con la tradición, se arrojaban a este lago las víctimas sacrificadas a los dioses. Fray Matías de Escobar (1729) describió la laguna: "Es profundísima... no ha habitado Argonauta atrevido que haya querido transitar sus medios". Por muy poco probable que parezca, este autor atribuye el color rojo del lago a los sedimentos rojos de los campos que lo rodeaban, un reconocimiento temprano de la influencia del hombre en esta cuenca.

Resultados

En 1981, el TPRG recuperó un núcleo de cuatro metros del centro de la laguna, utilizando un nucleador Livingstone modificado (ver figura 4). El núcleo consta de 0.91 m de arcilla compacta gris y en la base de

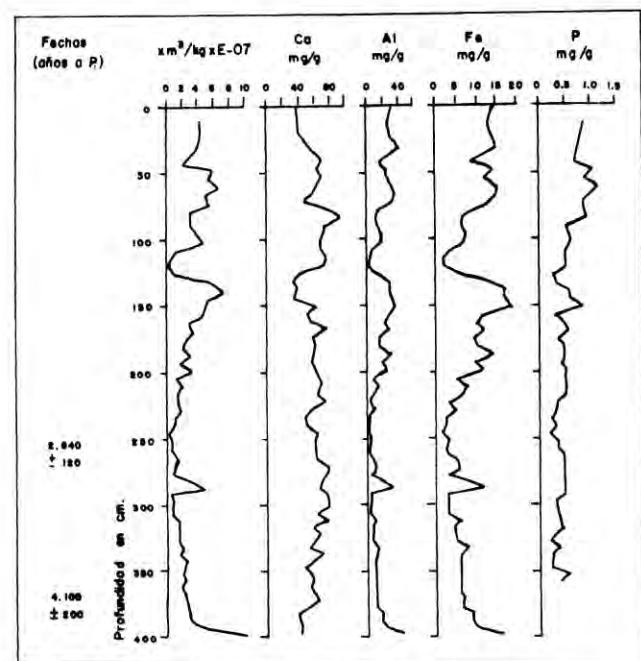


Figura 4. Núcleo del Lago de Yuriria.

3.09 m de lodo orgánico café. Los análisis de dicho núcleo permitieron la identificación de una gran variedad de elementos incluyendo K, Na, Fe, Mg, Ca, Zn, Mn, Sr, Ti, Al y P total. Además se determinó la presencia de LOI y % de carbonato. Se han realizado mediciones de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$. Están en proceso de los análisis de la flora de diatomeas. Algunos de los resultados se muestran en la figura 4. Se obtuvieron dos fechas de radiocarbono a partir del núcleo: 4 100 + 200 a.p. (RIDDL-63) a 3.75-3.80 m, y 2840 + 120 a.p. (RIDDL-62) a 2.50-2.55 metros.

Desafortunadamente, no se cuenta con análisis polínico de este núcleo que proporcione evidencias definitivas de agricultura.

La parte inferior del núcleo (3.97-3.92 m) tiene niveles altos de Al, Fe, Ti, Mn, y K. Dado que el Ti y Al en particular están asociados con material detrítico y X también es elevado, esto parece indicar la intensificación de la erosión en los costados de la cuenca, posiblemente asociada con condiciones secas. La flora de diatomeas está dominada por *Navicula halophila* y *Nitzschia frustulum*, lo cual indica que el lago era alcalino y con un nivel alto en el total de sólidos disueltos (Lowe, 1974). Es bastante pobre la conservación de valvas.

En partes superiores del núcleo (3.87-2.87 m), decrece la concentración de elementos "detrítales" (por ejemplo, Fe y Al) y los elementos que por lo general están asociados con la formación de minerales autigénicos. También hay un aumento de carbonatos, pero no llegan a niveles excepcionalmente altos (<26%).

La sección del núcleo muestra de nuevo valores bastante altos en los elementos "detrítales" y en X especialmente en la parte baja. El pico de perturbación que se registra aproximadamente a 2.90 y 2.17 m, fechado alrededor de 3100 a.p., que podría reflejar el impacto de asentamientos tempranos alrededor de la cuenca. Lo anterior concuerda con las evidencias en la parte superior de la Zona III de la HSN.

Hacia la parte superior del núcleo, los elementos "detrítales" (por ejemplo Al y Fe), aumentan hasta alcanzar sus concentraciones más altas; X también se incrementa. Estas condiciones alcanzan un máximo entre 1.52 y 1.34 m alrededor de 1700 a 1500 a.p. No se observaron diatomeas en la mayoría de las muestras de esta parte del núcleo.

Entre 1.30 y 0.80 m (ca. 1500 a 900 a.p.), son bajas las concentraciones de Al, Fe y X (al igual que Ti y Mn) aunque en general se incrementan hacia la parte superior del núcleo.

Este aumento general en elementos detrítales y de P en la parte superior del núcleo podría ser un registro de la perturbación humana en la cuenca, como en la Zona I de la Hoya San Nicolás (HSN).

A falta de un registro polínico, no hay evidencias concluyentes de estas perturbaciones humanas y, por

desgracia, el registro de diatomeas no es particularmente útil, ya que parece que la laguna siempre ha sido eutrófica y alcalina —en exceso alcalina—, limitando la gama de especies que se desarrollaron en ella.

Lago de Pátzcuaro

El Lago de Pátzcuaro (19° 35' N, 101° 39' O) se encuentra a 2 035 msnm en las tierras altas volcánicas de Michoacán, está rodeado por flujos de lava y conos volcánicos, principalmente basálticos, del Cenozoico Tardío. La cuenca recibe en promedio 1 000 mm de lluvia al año, más que los sitios en Guanajuato. Aunque en la actualidad está sumamente perturbada, la vegetación natural de la cuenca probablemente estaba constituida por la mezcla de bosques de pino y roble sobre las pendientes bajas, con abeto arriba de los 2 250 m (Watts y Bradbury, 1982). Los suelos de los bosques naturales son barros arcillosos café rojizo oscuro (en tarasco *caranada*, "tierra roja") (West, 1948), los cuales son fértiles y muy susceptibles a la erosión del agua cuando se cultivan, en especial si no se mantienen el estatus de la materia orgánica (Young, 1976).

La cuenca se encontraba en el centro de la civilización tarasca durante el periodo Postclásico y se calcula que sostenía a una población de 60 000 a 105 000 habitantes en el momento del contacto con los españoles, en 1521 d.C. (Gorenstein y Pollard, 1983). Después de la conquista, la población indígena disminuyó a niveles muy bajos y sólo se recuperó hasta el siglo XVII, en la época de la mayor expansión de las haciendas novohispanas.

Pátzcuaro ha atraído la atención de muchos investigadores entre los que primeramente se cuentan Hutchinson *et al.* (1956) y, recientemente, Watts y Bradbury (1982). El funcionamiento y el medio ambiente del Estado tarasco han sido tratados por Perlestein Pollard (1982), así como por Gorenstein y Pollard (1983).

Watts y Bradbury (1982) han presentado el resultado de análisis polínicos de un núcleo de 15.20 m tomado en el lago, con una edad calculada en 44000 a.p. en la base. En la figura 5, se ilustra una versión simplificada de ese diagrama polínico. Durante el Holoceno Tardío, los resultados muestran una rápida disminución del polen de *Alnus* (aliso), un incremento importante en quenopodios y un ligero aumento en compuestos de *Ambrosia* y pastos. Estos investigadores marcan la primera aparición de polen de *Zea* a 8.65 m, aproximadamente, para 3500 a.p. Lo anterior concuerda de manera adecuada con el registro más temprano de maíz en la HSN, aproximadamente hace 3 000 años. Los autores sugieren que la correspon-

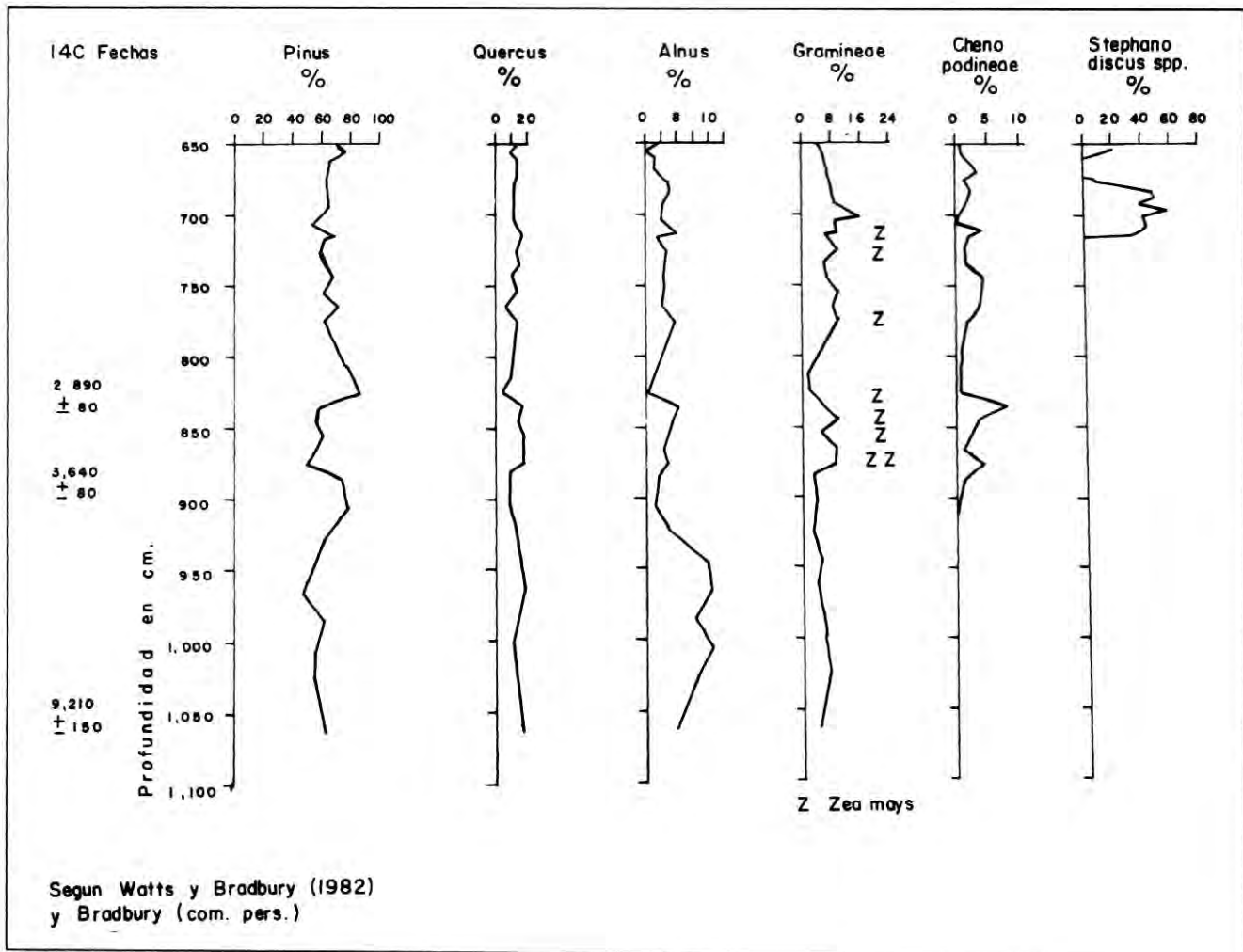


Figura 5. Versión simplificada del diagrama polínico del Lago de Pátzcuaro

dencia de picos pequeños en el polen de pastos con picos pequeños en el de quenopodios y la ocurrencia de maíz, tal vez representen periodos de tala más intensa de bosques y cultivo. Durante los últimos 3 500 años parece que el lago se ha ido rellenando con material del suelo erosionado, la "tierra roja" de la cuenca, lo cual ha llevado al aumento en el polen de plantas acuáticas sumergidas y juncias. Este azolvamiento, además, ha hecho que el lago sea más productivo y las evidencias de diatomeas indican un incremento en el contenido orgánico en el Holoceno Tardío (Patrich en Hutchinson *et al.*, 1956). La curva de *Stephanodiscus spp.* (Bradbury, comunicación personal) que se muestra en la figura 5, proporciona más evidencias acerca de la fuerte eutrofización durante los últimos 900 años. Los cambios en el medio ambiente en el pasado reciente también están registrados en una sección del costado norte de la cuenca.

Resultados

En el costado norte del Lago Pátzcuaro (Street-Perrott *et al.*, en prensa), se excavó, en una garganta entre dos aldeas del Postclásico, una sección de 2.49 m de sedimentos coluviales de grano fino, de color café claro o rojo amarillento, cubiertos por gravas de arroyos (ver figura 6). La base de la sección se encontraba a 0.80 m sobre el nivel del lago en el año de 1980. Al parecer se registraron dos periodos de perturbaciones premodernas, debidas a la deforestación e incendios.

La sección puede dividirse en dos unidades (ver figura 6). La parte baja de la sección, de 1.50 m, consta de limo arenoso y marga legamosa, con carbón disperso en toda la sección. En los 10 cm más bajos la presencia de gasterópodos pulmonados indica la depositación en aguas estancadas. Se obtuvo una fecha de C14 correspondiente a 2300 ± 60 a.p.

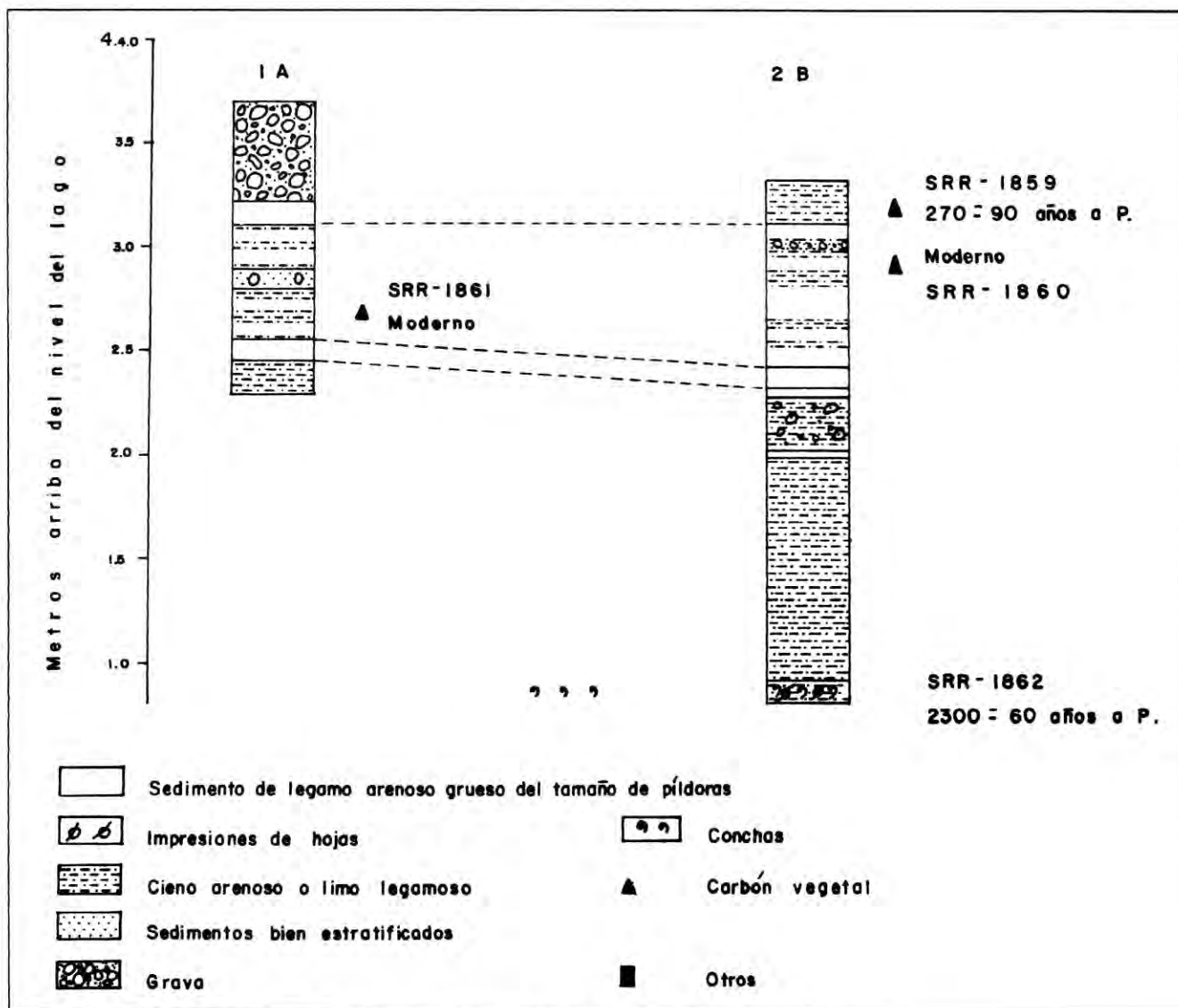


Figura 6. División de la sección de sedimentos coluviales excavada en el Lago de Pátzcuaro.

(SRR-1862) (Preclásico); en la capa inferior esta muestra proporciona la edad mínima para la primera fase de erosión acelerada.

La unidad superior (0.99 m) consiste en lenticulas delgadas de carbón grueso (*Pinus sp.*), limo y limo/arcilla con grava, intercalado con capas de piedrecillas del tamaño de la arena de limo/arcilla arenoso. Se fecharon tres muestras de carbón tomadas en esta unidad, está abarca desde tiempos modernos hasta 270 + 90 a.p. (SRR 1859 a 1861). Dependiendo de la corrección de que se emplee para hacer la transformación de las fechas de radiocarbono en años calendáricos, esta unidad podría corresponder al periodo Tarasco Tardío o bien español (Stuiver y Pearson, 1986).

Por tanto, esta sección registra dos episodios de

degradación medioambiental intensa, el primero en el Preclásico y el segundo posterior a la conquista española. La fase del Preclásico probablemente fue provocada por la adopción del cultivo de maíz entre 3500 y 3000 a.p. (1550-1010 a.C.), según se registra en el núcleo (Watts y Bradbury, 1982). La fase colonial fue más intensa y posiblemente se debe a la tala de bosques, pastoreo excesivo y uso del arado después de la conquista (Helms, 1975). El propio lago parece que se volvió eutrófico durante el Postclásico y el periodo novohispano.

Laguna de Zacapu

La Laguna de Zacapu, Michoacán, es una amplia

cuenca aluvial llena con sedimentos lacustres, y está rodeada por tierras altas volcánicas andesíticas y basálticas. Se encuentra a 19° 51', 101° 40' O, a una altitud de aproximadamente 1 980 msnm y recibe 800-900 mm de lluvia al año (Anom, 1985). Al igual que en otros casos, es difícil determinar las características de la vegetación natural, debido a que por largo tiempo se ha desmontado; tal vez se trataba de roble mezclado (*Quercus ruber*) y bosque de pino (West, 1948). Los sedimentos lacustres ocupan una área de aproximadamente 261 km² dentro de una área total de drenaje de la cuenca de 335 km² (Correa Pérez, 1974). La cuenca y el lago de Zacapu se drenaron artificialmente a fines del siglo XIX (Freddolino, 1973) y en la actualidad sólo queda un pequeño lago, la Laguna Zacapu, en el suroeste de la cuenca.

Zacapu fue un importante centro ceremonial tarasco y la laguna está muy cerca del sitio El Palacio. Aunque la concentración de asentamientos del Post-clásico tiende a ocultar las evidencias de la ocupación pretarasca, Freddolino (1973) considera que los tarascos se asentaron en una área que ya estaba densamente ocupada. En la actualidad el Centro de Estudios Mexicanos y Centro Americanos (CEMCA) realiza investigaciones sobre la ocupación en la cuenca del Preclásico a la conquista.

Resultados

La cuenca de Zacapu ha sido el foco para el estudio del registro medio ambiental que se ha conservado en diatomeas fósiles, utilizando materiales del núcleo y secciones. Metcalfe (1985) analiza en detalle la cuenca y los resultados obtenidos.

El registro más completo del Holoceno se obtuvo de un núcleo de 14.3 m que se tomó en la actual Laguna de Zacapu (ver figura 7), empleando un nucleador Livingstone modificado. El núcleo consta de *gyttja* diatomeacea suave. Estaban presentes láminas a lo largo de todo el núcleo, aunque la estratigrafía en su conjunto parece bastante monótona. Se obtuvieron fechas de radiocarbono en trece niveles del núcleo, entre 13.65-13.70 m y .646-.746 m (OxA-222, -224, -226, -229, -231, -233, -235, -237, -272, -275, -1 006). Por desgracia, las tres fechas superiores están invertidas y aunque la base del núcleo parece que tiene una antigüedad de 4 000 años, no es clara la edad de los sedimentos superficiales. Metcalfe (1985) analiza este problema (Metcalfe *et al.*, 1989).

A partir de los análisis químicos y de diatomeas que se realizaron con los sedimentos se obtuvieron resultados, de los cuales se muestran en la figura 7 los más significativos en términos del posible efecto humano. La principal característica de todas las curvas es el incremento marcado que se registra en la sección que cubre 1.50 m en el parte superior. Todos los elementos

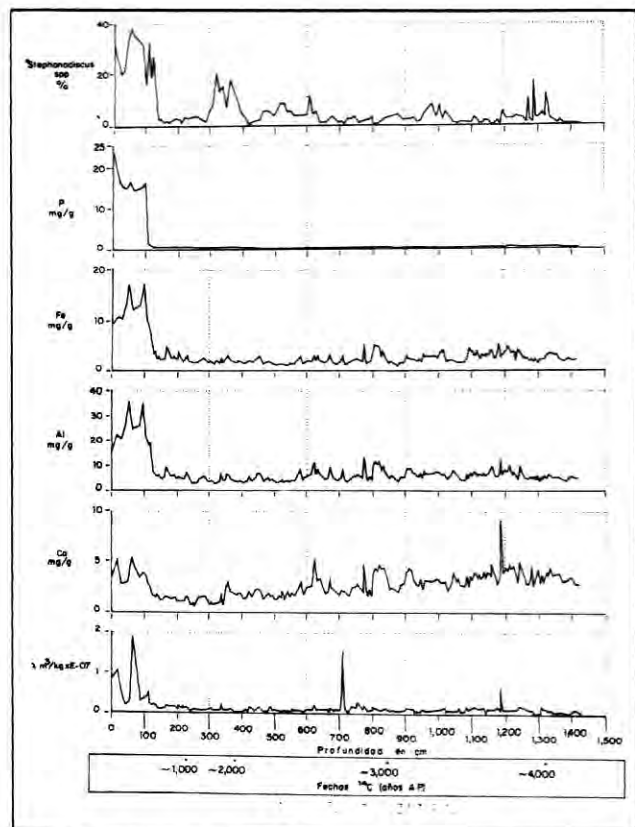


Figura 7. Núcleo de la Laguna de Zacapu.

tienen un pico doble, aunque su posición es algo escalonada. X muestra un patrón similar. El fósforo se incrementa rápidamente y continúa con esta tendencia, aunque de manera más paulatina. El incremento en Al tal vez indique un influjo de material clástico alóctono (Dean *et al.*, 1984), que probablemente se deba a la erosión acelerada de los costados de la cuenca. El aumento de Ca tal vez se debe a que silicatos no intemperizados se deslizaron (Jones y Bowser, 1978) o a la precipitación de Ca, Co₃ en el lago (Kelts y Hsu, 1978). En conjunto, la química de los sedimentos y X probablemente reflejan los efectos combinados de un lago menos profundo y más concentrado químicamente, al igual que mayores entradas de material alóctono debidas al incremento en las tasas de erosión en la zona de captación (Engstrom y Wright, 1984).

Metcalfe (1988) presenta los resultados del análisis de diatomeas. La curva de diatomeas en la figura 7 muestra el porcentaje total de pequeñas *Stephanodiscus spp*, el cual se cree represente eutroficación cultural. El pico principal en la parte superior del núcleo presenta fundamentalmente *S. tenuis* y *S. subtilis* (Theriot y Stoermer, 1982). La protuberancia más temprana (3.00-4.00 m), se debe a *S. minutus* y

tal vez indica un lago eutrófico, aunque menos enriquecido que durante el episodio posterior (Bradbury, 1975).

Tanto los análisis químicos como de diatomeas indican un episodio importante de impacto humano en la cuenca durante la depositación de la parte superior del núcleo. Sin embargo, su fechamiento no es adecuado. Según el fechamiento por radiocarbono, este periodo cubre aproximadamente los últimos mil años (Postclásico-Colonial). Recientemente, el grupo del CEMCA encontró evidencias del abandono de varias aldeas cerca de Zacapu por los tarascos, en el siglo XIII, como un resultado de la catastrófica erosión del suelo (Tricart, comunicación personal) con algunas bases para esta periodificación. No obstante, si se tiene en cuenta la edad aparente de los sedimentos de superficie, entonces el episodio podría corresponder a la era colonial.

Alto Lerma

El río Alto Lerma o la cuenca de Toluca (México), a 2 575 msnm, es la más alta de una serie de cuencas lacustres situadas en el ENV. Está rodeada en tres costados por tierras altas volcánicas y está dominada por los estratovolcanes congelados del Nevado de Toluca (4 575 m) al oeste y El Ajusto (3 937 m) al noreste (Heine, 1976; White y Valastro, 1984). La cuspide del Nevado de Toluca todavía mantiene una capa permanente de hielo. El piso de la cuenca cubre un área de aproximadamente 30 km de norte a sur, por 10 km de este a oeste, y con anterioridad fue el sitio donde se ubicaban varios lagos. Al igual que la cuenca de Zacapu, la del Alto Lerma ha sido drenada artificialmente, y aunque en la actualidad las aguas estancadas ocupan áreas muy pequeñas, hay áreas extensas de sedimentos lacustres.

La abundancia de manantiales y lagos hizo que la cuenca del Alto Lerma fuera una zona atractiva para asentamientos. Antes de la conquista española, los matlatzincas fueron el principal grupo que ocupó la región. Aunque su nombre sólo se remonta a mediados del siglo XIII, el grupo se desarrolló a partir de los otomíes que entraron a la cuenca entre 650 y 750 d.C., durante el periodo Clásico (Piña Chan, 1975).

Resultados

Se excavaron dos pozos en el piso pantanoso de lo que antes fuera el lago Chiconahuapan en el sur de la cuenca. Los sedimentos constan de barros lacustres orgánicos y turbas con tefras volcánicas intercaladas. Entre las tefras importantes están: Pómez Toluca Superior; Tres Cruces y la Ceniza Amarilla. De éstos, la primera y la tercera corresponden a tefras en la

Cuenca de México (Pómez tripartita de granofino y Pómez de granofino).

Se realizaron análisis de química elemental para los dos pozos, así como de LOI, susceptibilidad magnética (X y Xra) y de diatomeas. Con base en una serie de diez fechas de radiocarbono se obtuvo un marco cronológico. Metcalfe *et al.* (1984) presentan los resultados preliminares de este estudio, los cuales analiza con más detalle Metcalfe (1985).

En la figura 8, se muestran algunos resultados del pozo 2 excavado en el Alto Lerma que se cree cubre un periodo desde ca. 11600 a.p. Se obtuvieron dos fechas de C14 para este pozo, una de 8160 + 100 a.p. (SRR-2632) para el material orgánico en el lodo a 1.44-1.46 m y una segunda de 6010 + 70 a.p. (SRR-2631) que se obtuvo de fragmentos lacustres de 0.75-0.76 m. Por correlación con el pozo 1, una ceniza amarillenta a 0.60 m puede fecharse aproximadamente en 4570 a.p., mientras que la capa de microfósiles a 0.20 m tiene una edad mínima de 870 antes del presente.

En la figura 8, se muestra la susceptibilidad magnética (x), susceptibilidad de frecuencia dual (Xra) (antes susceptibilidad de cuadratura) (Thompson y Oldfield, 1986) y P total. Tal como se esperaría, las tres capas de ceniza están marcadas por valores altos de X y reflejan el contenido de minerales magnéticos primarios, en especial magnetita. Sin embargo, los valores altos de Xra, son típicos de los horizontes A y B de suelos y de material de suelos erosionados (Thompson y Oldfield, 1986). Además de indicar dos periodos de erosión acelerada de las laderas de la cuenca. El más importante ocurrió durante la depositación de la unidad de barro lacustre orgánico, aproximadamente entre 0.60 y 0.20 m. Entre 0.60 y 0.30 m, X y Xra aumentan, y en el pozo 1 corresponde con un incremento marcado en la tasa de sedimentación. En la parte superior de la unidad disminuyen ambas mediciones magnéticas de minerales. Con base en la información del pozo 1 (véase Metcalfe *et al.*, 1984), estos resultados pueden explicarse por un influjo de materiales volcánicos intemperizados, una introducción inicial de suelo de la capa superior, de grano fino, seguida por la entrada de subsuelo arenoso de grano más grueso. Estas dos fases se fechan aproximadamente para 3100-1400 a.p. y 1400-700 antes del presente.

Las diatomeas en esta unidad de barro (0.60-0.20 m, en el pozo 2), registran una secuencia transgresiva dominada a su vez por *Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Melosira ambigua* y *Nitzschia amphibia*. El episodio con aguas más profundas se registra a 0.40-0.41 m (ca. 1600 a.p.). Por lo tanto, la perturbación de la captación registrada en los sedimentos no puede atribuirse a un clima más seco ni a la reducción en la cubierta vegetal que llevara a una mayor erosión. Sin embargo, la cronología de esta perturbación cae en el

Preclásico y Clásico y su pico coincide con la construcción de un importante centro comercial, Teotenango, en la parte sur de la cuenca, durante el periodo Clásico Tardío, hasta el Postclásico (Piña Chan, 1975; Davies, 1983).

Por tanto, la cuenca del Alto Lerma es un poco diferente de los otros dos sitios descritos con anterioridad. Registra un periodo prolongado de perturbación, aparentemente con su clímax del Clásico Tardío al Postclásico Temprano. A diferencia de los otros dos sitios, no hay indicios de impacto humano significativo para el Postclásico Tardío y la Colonia (870 a.p.).

Conclusiones

La investigación multidisciplinaria de sedimentos de

una serie de cuencas en el ENV del Centro de México, ha revelado un patrón de perturbación humana a lo largo de la región. Las cuencas de la Hoya San Nicolás de Parangueo, Pátzcuaro, Zacapu, El Alto Lerma y posiblemente Yuriria muestran una fase temprana de perturbación, que se inicia alrededor de 3500 a.p., lo que es un reflejo de la adopción propagada del cultivo de maíz durante el Preclásico. En Hoya San Nicolás, Yuriria, Pátzcuaro y Zacapu, una segunda fase de perturbación más intensa abarca desde el Postclásico a la época colonial (<1000 a.p.).

En contraste, en la cuenca del Alto Lerma, la perturbación humana parece haber sido continua, aunque culmina durante el Clásico y Postclásico Temprano (1400-700 a.p.). Esta diferencia en la temporalidad del clímax del impacto humano puede explicarse por las historias culturales diferentes en las dos regiones. Michoacán-Guanajuato fue dominado por los taras-

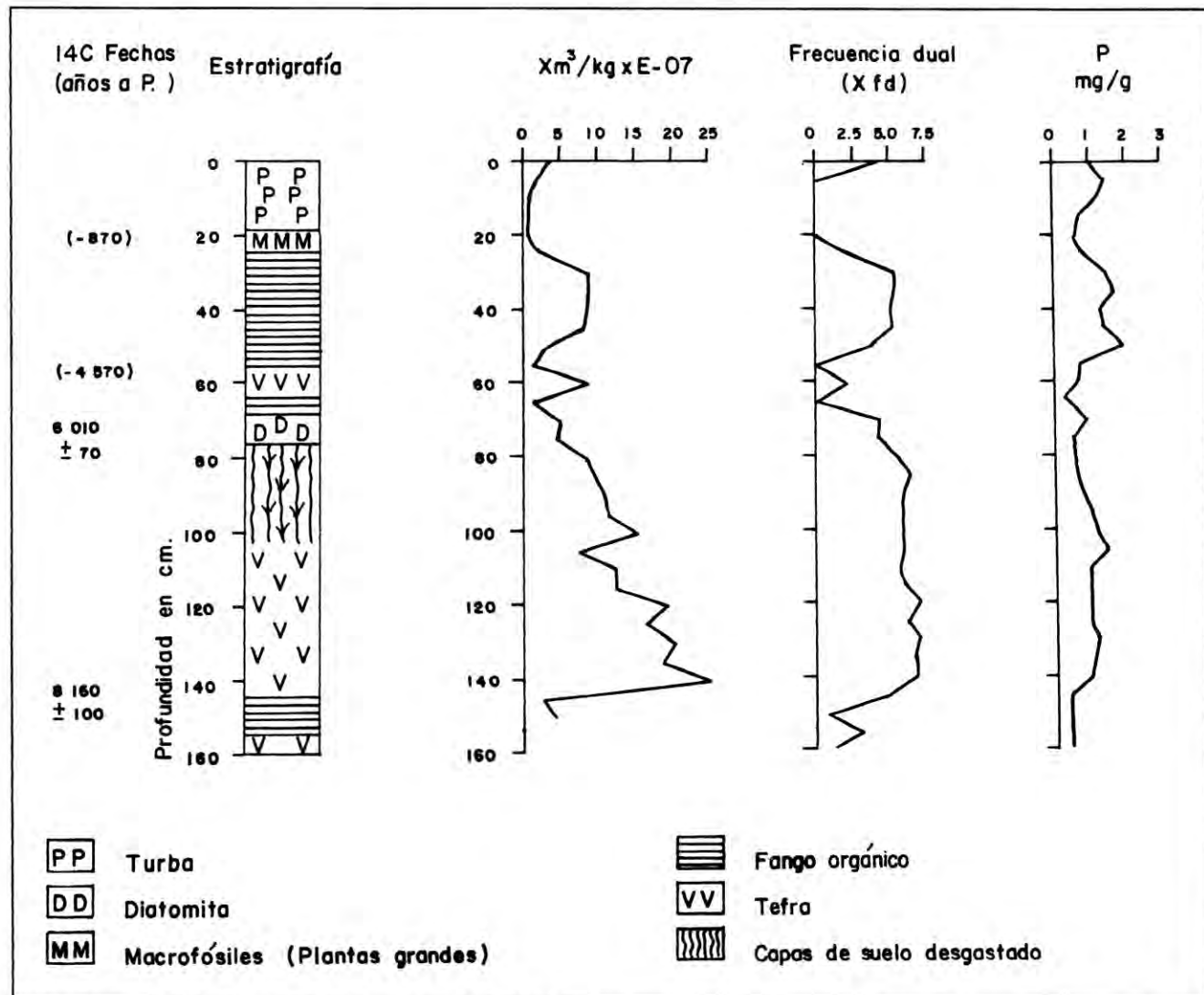


Figura 8. Resultados del pozo 2, excavado en el Alto Lerma.

cos que alcanzaron su apogeo en el Postclásico Tardío. Mientras que en el Estado de México, los matlatzincas fueron el grupo más importante y florecieron anteriormente.

Así, es posible identificar amplios patrones supra-regionales de perturbación (relacionados con la adopción del cultivo del maíz) al igual que fases más locales de impacto humano asociado con el desarrollo de grupos culturales específicos.

Bibliografía

Anon

- 1985 *Síntesis geográfica del estado de Michoacán*, México, Secretaría de Programación y Presupuesto, 316 pp.

Brown, R.B.

- 1985 "A summary of Late-Quaternary Pollen Records from Mexico West of the Isthmus of Tehuantepec", *Pollen Records of Late Quaternary North American Sediments*, V.M. Bryan y R.G. Holloway (eds.), Dallas, American Association of Stratigraphic Palynologists, pp. 71-93.

Davies, N.

- 1983 *The Ancient Kingdoms of Mexico*, Harmondsworth, Penguin, 272 pp.

Dean, W.E., Bradbury, J.P., Anderson, R.Y. y Barnosky, C.W.

- 1984 "The variability of Holocene climate change. Evidence from varved lake sediments", *Science*, 226, pp. 1191-1194.

González Quintero, L.

- 1986 "Análisis polínicos de los sedimentos", *Tapacoyá: 35 000 años de historia del Lago de Chalco*, J.L. Lorenzo y L. Mirambell (eds.), Colección Científica, serie Prehistoria, INAH, México, pp. 157-166.

Kelts, K. y Hsu, K.J.

- 1978 "Freshwater Carbonate Sedimentation", *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*, A. Lerman (ed.), New York, Springer Verlag, pp. 295-323.

Leyden, B.

- 1987 "Man and Climate in the Maya Lowlands", *Quaternary Research*, 28, pp. 407-414.

Metcalfe, S.E.

- 1988 "Diatoms in a Core from Laguna Zacapu, Michoacán, Mexico", *Proceedings of the 9th International Diatom Symposium*, F. Round (ed.), Bristol 1986, Bristol y Koenigstein.

Metcalfe, S.E., Brown, R.B., Hales, P.E., Perrott, R.A., Steininger, F. y Street-Perrott, F.A.

- 1989 "Late Holocene Human Impact on Lake Basins in Central Mexico", *Geoarchaeology*, 4 (2), pp. 119-141.

Porter, M.N.

- 1956 "Excavations at Chupicuaro, Guanajuato, Mexico", *Transactions of the American Philosophical Society*, 46, pp. 517-637.

Stuiver, M. y Pearson, G.W.

- 1986 "High Precision Calibration of the Radiocarbon Timescale, AD 1950 to 500 BC", *Radiocarbon*, 28, pp. 805-838.