

CAPÍTULO XXI

**Impacto humano y cambio climático en la
región de Los Tuxtlas y sus implicaciones
paleoambientales en Mesoamérica**

MARGARITA CABALLERO¹

MA. SOCORRO LOZANO GARCÍA²

BEATRIZ ORTEGA¹

INTRODUCCIÓN

La sierra de Los Tuxtlas se ubica en las costas del golfo de México, en una de las regiones más húmedas del país. En esta zona se localiza uno de los últimos relictos de selva alta perennifolia en México, la cual forma parte de la reserva de la Biosfera de Los Tuxtlas (González *et al.*, 1997; Castillo y Laborde, 2004). La gran biodiversidad de la región ha sido objeto de múltiples estudios, en particular la vegetación (Sousa, 1968; Ibarra y Sinaca, 1995; González *et al.*, 1997; Castillo y Laborde, 2004). Estos estudios cobran especial importancia por la alta tasa de deforestación que se ha registrado en esta zona durante las últimas décadas, particularmente durante los años 70 y 80 (Dirzo y García, 1992; Guevara *et al.*, 2004; Caballero *et al.*, 2006).

La sierra de Los Tuxtlas es una región importante en el desarrollo cultural de México pues fue parte de la zona nuclear Olmeca, una de las principales culturas de Mesoamérica, la cual se desarrolló durante el Formativo, entre 1500 a.C. y 200 d.C. (Pool y Ohnerson, 2003). La región tuvo un segundo auge cultural y un máximo demográfico durante el Clásico (ca. 200 a 900 d.C.), pero hacia el año 800 d.C. su capital, Matacapán, fue deshabitada y gradualmente algunas otras ciudades también se despoblaron (Santley y Arnold, 1996). La región conservó una población baja durante el Posclásico (ca. 900 a 1521) y hasta tiempos relativamente recientes (siglo xx).

El periodo del Clásico es la etapa de máximo desarrollo cultural, no sólo en la región de Los Tuxtlas, sino en toda

Mesoamérica. En las cuencas del Cinturón Volcánico Transmexicano destaca el desarrollo de la impresionante ciudad de Teotihuacan, mientras que en Guatemala y en el sureste mexicano (península de Yucatán, Chiapas y Tabasco) tuvo su auge la cultura Maya con múltiples centros urbanos como Tikal, Calakmul, etc. En toda Mesoamérica el final del Clásico (800-900 d.C.) está marcado por una importante reorganización social asociada al cese de actividades de construcción y al abandono de los centros urbanos. Este fenómeno con frecuencia es denominado el “colapso maya”. En la región de Yucatán hay evidencias que sugieren que durante este colapso cultural el clima se caracterizaba por sequías frecuentes (Hodell *et al.*, 2001, 2005a), inclusive se hace referencia a una “megasequía” (Gill, 2000). Las evidencias de sequía durante la etapa del colapso cultural abren la puerta para especular sobre el impacto que tuvo la variación climática.

Una de las metodologías más usadas para conocer las variaciones del clima y, en general del ambiente en el pasado, es el estudio de los sedimentos que se acumulan en el fondo de los lagos: detritos —derivados de la erosión de la cuenca—, cenizas provenientes de la actividad volcánica, lluvia de polen de la vegetación cercana, restos de algas y demás organismos que viven en el lago, minerales, etc. Los sedimentos son, por lo tanto, un archivo geológico en el que quedan “grabadas” las condiciones limnológicas, geológicas, ecológicas y climáticas en las que se desarrolla el lago y su cuenca. El estudio detallado del sedimento

lacustre y sus variaciones a lo largo de una secuencia estratigráfica permite realizar reconstrucciones de las variaciones del propio lago (profundidad, composición iónica, etc.), de su cuenca (cambios en la vegetación, tasas de erosión, impacto humano, etc.), y de la región (actividad volcánica, cambio en el clima, etc.).

En este trabajo se presenta un resumen de tres registros paleoambientales provenientes de la sierra de Los Tuxtlas: Catemaco (Byrne y Horn, 1989), Pompal (Goman y Byrne, 1998) y Lago Verde (Caballero *et al.*,

2006, Ortega *et al.*, 2006; Lozano *et al.*, 2007), los cuales de manera conjunta aportan información detallada acerca de la evolución paleoambiental de la región durante los últimos 3000 años, incluyendo evidencias de impacto humano, tanto en tiempos prehispánicos como modernos. Por su posición geográfica estos registros pueden aportar nuevos datos paleoclimáticos que ayuden a evaluar la naturaleza de la variabilidad climática en Mesoamérica y la relación que ésta pudo haber tenido en el desarrollo cultural en la zona.

ÁREA DE ESTUDIO

GEOLOGÍA

La actividad volcánica en la sierra de Los Tuxtlas se remonta al Mioceno tardío (hace unos 11 millones de años) y ha continuado hasta tiempos recientes (Nelson y González, 1992). La sierra de Los Tuxtlas tiene dos volcanes principales que alcanzan una altitud de alrededor de 1680 msnm. Al sureste se localiza el volcán Santa Martha y al norte el San Martín, este último con dos erupciones históricas: 1664 y 1793 (Moziño, 1870).

Los alrededores del volcán San Martín se caracterizan por la presencia de aproximadamente 40 cráteres de explosión, reflejo de una fase relativamente reciente (menos de 800 000 años) de actividad en la zona. El lago de Catemaco se localiza entre ambos volcanes; Pompal se encuentra cerca de Catemaco, al noroeste del volcán Santa Martha, y Lago Verde está al noroeste del volcán San Martín (Fig. 1).

CLIMA

La región tiene un clima tropical húmedo a subhúmedo que se caracteriza por una temporada de lluvias durante el verano y parte del otoño (Soto y Gama, 1997). El flujo de los vientos Alisios, que provienen del este, aporta gran cantidad de humedad en el verano; la entrada de tormentas tropicales y huracanes trae abundantes lluvias hacia finales del verano e inicios del otoño. La precipitación media

anual de cada sitio varía según la altitud y distancia del mar, desde 1500 hasta 4000 mm/año. Durante el invierno, los vientos fríos del norte ("Nortes") también traen algunas lluvias (hasta 10% de la precipitación anual), y una marcada disminución en la temperatura. La temperatura media de verano es aproximadamente de 30 °C, mientras que la de invierno es de 19 °C.

VEGETACIÓN

En la sierra de Los Tuxtlas se pueden identificar tres tipos de vegetación: por arriba de los 700 m snm se localiza el bosque mesófilo, que presenta especies arbóreas de climas templados, por ejemplo, *Liquidambar*, *Ulmus*, *Quercus*, *Hedyosmum*, *Pinus*, *Carpinus* y *Clethra* (Álvarez del Castillo, 1977). Por debajo de la cota de los 700 msnm

domina la selva tropical, sumamente diversa y estructuralmente compleja, con árboles de hasta 40 m de altura, lianas, epifitas y palmas. Debido a la deforestación, este tipo de vegetación se preserva principalmente entre los 400 y 700 m snm. Cuando la selva tropical es perturbada de manera natural (fuegos naturales, caída de árboles,

etc.) se desarrolla lo que se denomina selva secundaria (acahuales), en ella habitan especies pioneras arbóreas como *Cecropia obtusifolia*, *Trema micrantha*, *Myriocarpa longipes*; y herbáceas como *Urera caracasana*, *Piper* y *Solanum* spp. Después de la deforestación, ya sea para actividades agrícolas o ganaderas, el suelo se cubre con

plantas herbáceas indicadoras de perturbación, la mayoría de éstas pertenecen a las familias Asteraceae, Leguminosae, Poaceae, Solanaceae, Rubiaceae y Euphorbiaceae (Ibarra *et al.*, 1997; Castillo y Laborde, 2004). Actualmente, este tipo de vegetación es la que domina por debajo de la cota de los 400 m snm.

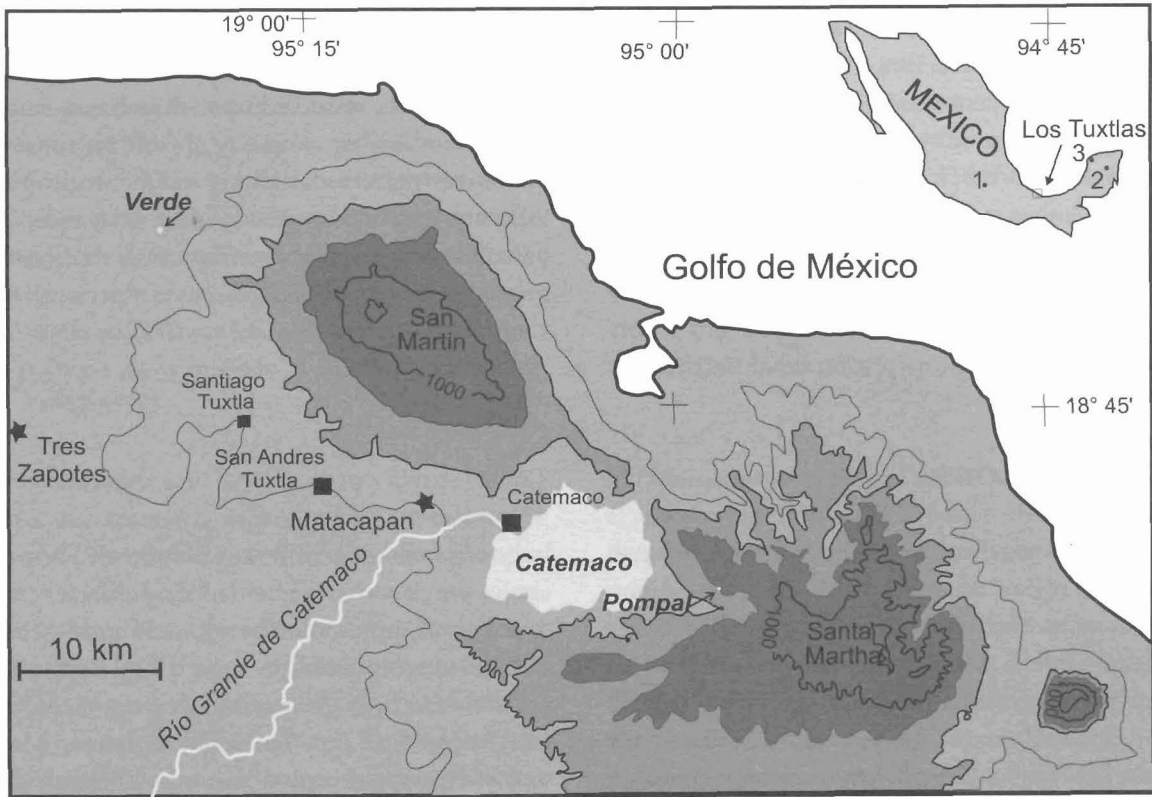


FIGURA 1. La sierra de Los Tuxtlas, Veracruz, con la ubicación de los tres lagos mencionados en este trabajo. En el recuadro se muestra la ubicación de la sierra de Los Tuxtlas y del lago Chignahuapan, cuenca alta del río Lerma (1); lago Chichancanab, Yucatán, (2) y Aguada X'caamal, Yucatán (3).

LIMNOLOGÍA

El lago de Catemaco se encuentra entre los dos principales volcanes de la sierra, en una cuenca de alrededor de 250 km², a una altitud de 333 m snm. Tiene una superficie de 72 km² y una profundidad máxima de 11 m. Varios ríos y arroyos lo alimentan en la época de lluvias; en la ribera nororiental también tiene aporte de manantiales de aguas carbonatadas (Coyame). Catemaco drena hacia el oeste por el río Grande de Catemaco, tributario del

Papaloapan. Este lago tiene importancia económica por su alta productividad pesquera (cerca de 1800 ton/año) y por su atractivo turístico. El poblado de Catemaco se encuentra en la ribera oeste del lago y tiene aproximadamente 60 000 habitantes. Torres *et al.* (1996) lo consideran un lago polimíctico cálido discontinuo, ya que por su morfología, la acción del viento mantiene la columna de agua mezclada continuamente, salvo por breves periodos en

los que estratifica. Este lago ha sufrido el impacto de la deforestación de su cuenca, lo cual se ha manifestado de diversas formas, por ejemplo, en el aumento de la turbidez del agua. Catemaco es un lago eutrófico, en el que los fosfatos dominan sobre los nitratos, sus aguas tienen un pH entre 8.2 y 9.2, con una composición iónica de bicarbonatos-cloruros y magnesio-calcio. El fitoplancton de este lago está dominado por cianobacterias (*Cylindrospermopsis* spp.), con una presencia menor de clorofitas y diatomeas (Komárková y Tavera, 1996 y 2003).

Pompal es un lago pequeño (0.01 km²) que se localiza en una cuenca de 0.1 km², a 700 m snm, en la falda noreste del volcán Santa Martha. La profundidad reportada en el estudio de Goman y Byrne (1998) es de 1.65 m en la parte central, pero no hay estudios más detallados de este lago.

Lago Verde es un lago pequeño (0.12 km²), con forma casi circular y con una profundidad máxima de

4 m. Se localiza dentro de un cráter de explosión (maar), que forma una cuenca de 0.45 km², a 149 m snm. Esta cuenca está muy deforestada y dedicada básicamente a la ganadería. Es un lago tropical polimítico que estratifica sólo durante algunas horas al medio día, sobre todo durante el verano. Es eutrófico, y los fosfatos dominan sobre los nitratos (Vázquez *et al.*, 2004; Caballero *et al.*, 2006). El pH varía entre 8.0 y 8.9, y la composición iónica de su agua es de bicarbonatos-cloruros y sodio, con concentraciones menores de calcio y magnesio. El fitoplancton es dominado por diatomeas, en invierno; cianobacterias, en verano, y clorofilas, en otoño. Las diatomeas preservadas en los sedimentos superficiales, las cuales han sido fundamentales para la reconstrucción paleolimnológica, son representativas de la comunidad presente en columna de agua, cuyas especies dominantes son: *Fragilaria capucina*, *Achnantheidium minutissimum* y *Aulacoseira granulata* (Caballero *et al.*, 2006).

ARQUEOLOGÍA

El registro de granos de polen de maíz (*Zea mays*) encontrados en la región del golfo de México, y que datan aproximadamente del 5000 a.C. (Sluyter, 1997; Pope *et al.*, 2001), permite inferir presencia humana temprana en la zona, con el establecimiento de la cultura Olmeca hacia el año 1500 a.C. Tres Zapotes fue el principal sitio olmeca en la región de Los Tlaxtlas (Fig. 1). Los datos arqueológicos indican que este lugar estuvo poblado desde mediados del Formativo temprano (1500-900 a.C.). Su importancia aumentó hacia el Formativo medio (900 a.C.-400 a.C.) y tardío (400 a.C.-100 d.C.), momento en el que llegó a su apogeo, convirtiéndose en la capital Olmeca.

Durante la transición entre el Formativo y el Clásico (100-300 d.C.) la población de Tres Zapotes disminuyó, hasta que finalmente fue abandonado (Pool y Ohnersorgen, 2003). En la zona cercana al lago de Catemaco también

hubo algunos asentamientos durante el Formativo, los cuales crecieron en densidad de población, mientras que Tres Zapotes fue abandonado gradualmente en el Clásico temprano (300-450 d.C.). La zona cercana a Catemaco tuvo un máximo demográfico durante el Clásico medio (450-650 d.C.), entonces Matcapán se convirtió en la capital regional. Durante el Clásico tardío (650-900 d.C.) hubo un decremento demográfico, Matcapán fue abandonado alrededor del año 800 d.C. y, posteriormente, también los otros centros urbanos de la zona (Santley y Arnold 1996; Santley *et al.*, 2000). El despoblamiento de la región de Los Tlaxtlas no es un evento único, algo similar ocurrió en otras regiones de Mesoamérica, por ejemplo, en la zona Maya. La sierra de Los Tlaxtlas mantuvo un nivel de población bajo hasta tiempos relativamente recientes.

REGISTROS PALEOAMBIENTALES

CATEMACO

En la parte noroeste del lago, Byrne y Horn (1989) recuperaron un núcleo de 9.4 m de longitud bajo un tirante de agua de 7 m (Fig. 2). Cinco niveles fueron fechados por ^{14}C . El más profundo arrojó una edad de 6900 años AP; sin embargo, la edad que se obtuvo para la muestra superficial del núcleo fue de 1840 años AP, lo cual refleja que en el lago existe contaminación con “carbono antiguo”. Este resultado es congruente con la entrada de agua carbonatada al lago (manantiales de Coyame), que trae carbono del manto freático al sistema lacustre, diluyendo el ^{14}C en el lago y, por ende,

alterando las edades obtenidas por este método. Los autores especulan que la secuencia no puede tener más de 3000 años, pero no puede establecerse un modelo de edad confiable, lo que limita su utilidad como registro paleoambiental. Los resultados del estudio del polen y del contenido de carbono se resumen en la figura 2, donde se muestran las cuatro zonas en las que los autores dividieron este registro. En dicho registro destaca que las zonas 3 y 1 presentan evidencias de fuerte impacto humano, mientras que en la zona 2 tienen mayor representación los elementos de la selva tropical.

POMPAL

En la parte central de este lago, Goman y Byrne (1998) recuperaron una secuencia de 8.3 m bajo un tirante de agua de 1.5 m (Fig. 2). Siete niveles fueron fechados por ^{14}C y no hay evidencia del efecto de carbono antiguo en este lago. Las dataciones permitieron hacer un modelo cronológico que los autores reportaron como edades de radiocarbono antes del presente (AP) y como edades calibradas antes del presente (cal. AP). En esta revisión se incluyeron también las edades equivalentes en fechas de calendario (a.C./d.C.). De particular importancia para la correlación presentada en este artículo es la edad de 1300 años AP (edad de radiocarbono sin calibrar), que marca la cima de un depósito de turba. Esta edad, ya ca-

librada, corresponde con el año 1225 cal. AP, que equivale al año 725 d.C. En esta secuencia se realizaron estudios de polen, partículas de carbón y contenido de materia orgánica por calcinación, los resultados se resumen en la figura 2, en la cual también se ilustran las cinco zonas en las que se dividió este registro. Al igual que en el de Catemaco, en este registro destaca la presencia de dos zonas con fuerte impacto humano: la zona 3, fechada entre aproximadamente 600 a.C. a 700 d.C., y la zona 1, de cuya edad sólo se puede decir que es más reciente que el año 1300. La zona intermedia (zona 2), tiene la máxima representación de los elementos de selva tropical, en un patrón muy similar al encontrado en Catemaco.

LAGO VERDE

En la parte central de este lago se recuperaron, bajo un tirante de agua de alrededor de 4 m, tres secuencias sedimentarias, la de mayor longitud (VRU-II) de 5.84 m (Caballero *et al.*, 2006; Ortega *et al.*, 2006; Lozano *et al.*, 2007). La cronología se estableció por medio de dataciones por ^{210}Pb y ^{137}Cs , realizadas en la secuencia VRU-I (Caballero *et al.*, 2006) y por cinco horizontes fechados por ^{14}C en la secuencia VRU-II (Ortega *et al.*, 2006). Las

dataciones por ^{14}C se realizaron en concentrados de polen para evitar el efecto del carbono antiguo. La correlación entre los diversos tipos de fechamiento empleados permite establecer una cronología detallada y confiable. Los estudios realizados en la secuencia VRU-II incluyen propiedades magnéticas, contenido de carbón orgánico e inorgánico, análisis de polen, partículas de carbón, diatomeas y concentración de elementos mayores y traza

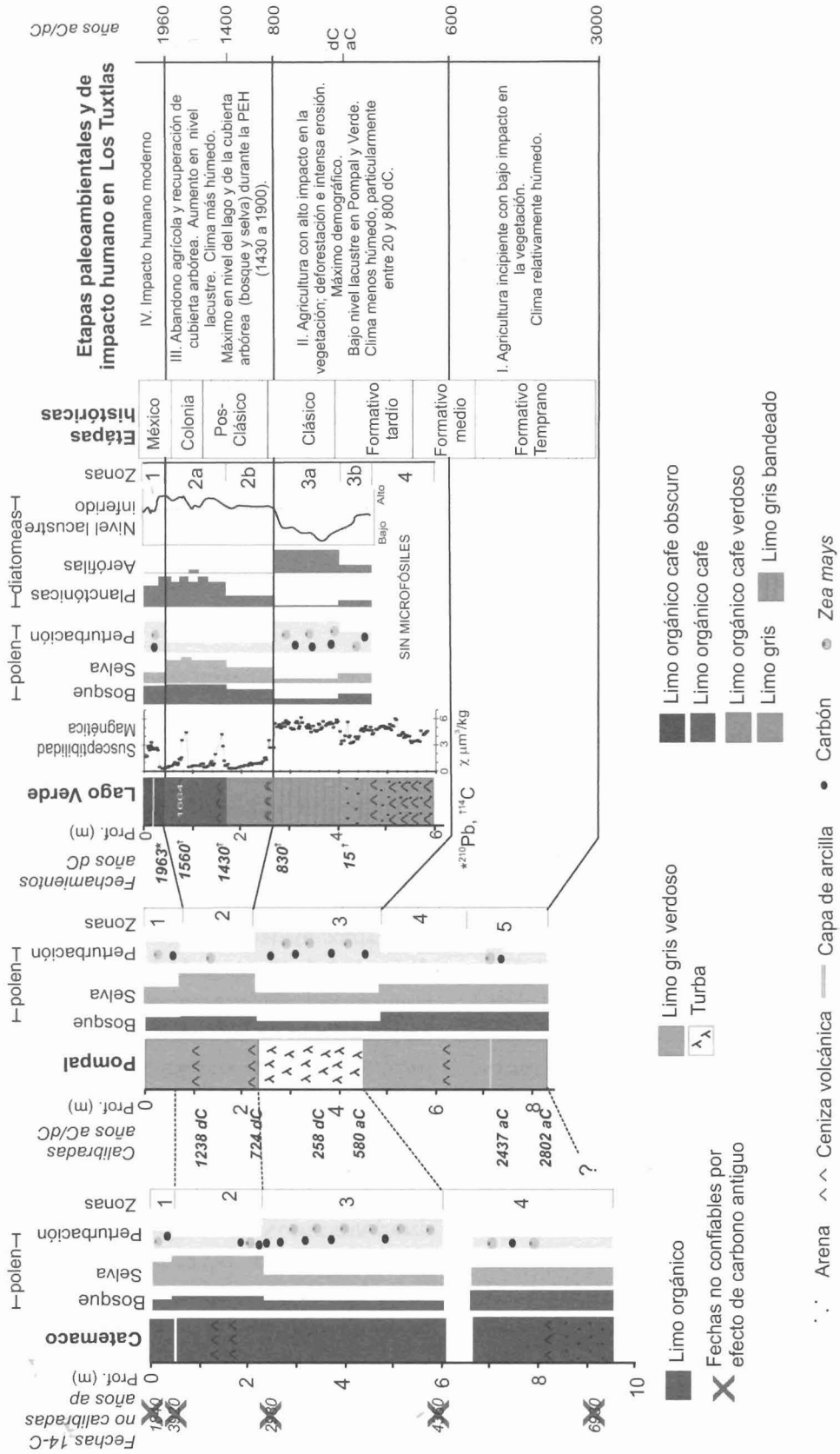


FIGURA 2. Resumen de la estratigrafía, dataciones y datos paleoecológicos de los tres registros paleoambientales en la sierra de Los Tuxtlas. Se muestra la correlación entre los tres registros y las etapas históricas, así como un resumen de su interpretación paleoambiental.

por fluorescencia de rayos x. Estos datos se resumen en la figura 2, donde se ilustran las cuatro zonas definidas para este registro. En el registro destaca la presencia, al igual que en los registros de Catemaco y Pompal, de dos zonas con un alto impacto humano: la zona 3 (200 a.C. a 800 d.C.) y la zona 1 (1960-presente). Al igual

que en los otros dos registros, en Lago Verde también se detecta una zona intermedia (zona 2, 800 a 1960 d.C.) en la que los elementos de la selva tropical están mejor representados, alcanzando un máximo en la subzona 2a (1430-1960), la que también corresponde con la etapa más profunda del lago.

INTEGRACIÓN DE DATOS PALEOAMBIENTALES PARA LA SIERRA DE LOS TUXTLAS

Al comparar los tres registros de la sierra de Los Tuxtlas se observa que existe buena correlación entre ellos. Es importante notar la consistencia cronológica que hay entre las dos secuencias con edades confiables (Pompal y Verde), lo que permite extrapolar fechas probables para el registro de Catemaco (Fig. 2). La correlación entre los tres registros permite definir una secuencia de cuatro fases o etapas paleoambientales y de impacto humano para la región durante los últimos 3000 años aproximadamente, las que se resumen a continuación.

De 3000 a.C. a 600 a.C. Catemaco y Pompal muestran evidencia de actividades agrícolas tempranas en la zona (polen de maíz), desde aproximadamente el año 3000 a.C. (zona 4, en Catemaco, y zonas 5 y 4, en Pompal, Fig. 2). Esta etapa agrícola, que abarca el Formativo temprano y parte del medio, tuvo un impacto relativamente bajo en los ecosistemas de la zona, dado que no se observa una disminución marcada en la vegetación arbórea, y los taxa de perturbación son bajos (Fig. 2). En Pompal se registra un evento corto de erosión que se manifiesta como un horizonte de arcilla y que refleja impacto humano más intenso hacia el año 2500 a.C. Entre aproximadamente los años 2000 a 600 a.C. hay una ausencia de polen de maíz en Pompal (zona 4), mientras que en Catemaco su presencia es constante. La secuencia de Lago Verde es más corta y no abarca esta etapa.

De 600 a.C. a 800 d.C. En Pompal hubo un incremento de las actividades agrícolas y del impacto humano en el entorno después del año 600 a.C. (zona 3). Esto se manifiesta en el aumento del *Zea mays*, en los taxa de perturbación y en una marcada disminución de los elementos de la selva y el bosque. La misma señal es evidente en el registro de Lago Verde (zona 3) y de Catemaco (zona 3). Esta etapa de mayor impacto humano corresponde con la

expansión cultural y demográfica que abarca del Formativo tardío al Clásico medio y que representa la etapa de mayor densidad de población en la región de Los Tuxtlas. En Pompal y en Lago Verde hay evidencias que indican que durante esta fase de máximo impacto humano existió un nivel lacustre bajo. En el registro de Pompal existe un depósito de turba y en el del Lago Verde se observa la presencia de diatomeas que habitan en ambientes muy someros (aerófilas), las cuales alcanzan un máximo en la subzona 2a (20-800 d.C.) (Fig. 2). Esto indica que la expansión cultural y demográfica del Formativo tardío y del Clásico temprano y medio ocurrió durante una etapa de condiciones de menor humedad, comparadas con las actuales, en particular, según el registro de Lago Verde, durante los años 20 a 800 d.C. En los tres registros se marca un abandono de las actividades agrícolas hacia el final del Clásico, fechado entre 700 a 800 d.C. en los registros de Pompal y Lago Verde.

De 800 a 1960 d.C. Después del abandono agrícola de finales del Clásico, en los tres registros es patente una recuperación de la cubierta arbórea, con un máximo en las especies de la selva tropical (zona 2 de los tres registros). En Pompal y en Lago Verde se documenta además un aumento en el tirante de agua. Esto es evidente porque en Pompal termina el depósito de turba, y en Lago Verde desaparecen las diatomeas aerófilas. Todo esto atestigua un cambio en las condiciones climáticas, hacia ambientes con mayor humedad disponible, aproximadamente en el año 800 a 850 d.C. Esta transición climática ocurre muy cerca del abandono de Matacapán y, en general, del llamado colapso del Clásico tardío (750-900 d.C.).

Estas condiciones de mayor humedad se extienden desde 800 a 850 d.C. hasta la primera mitad del siglo xx. En particular, en Lago Verde se observa que la máxima

representación de elementos arbóreos, tanto de bosque mesófilo como de selva tropical, así como la máxima abundancia de diatomeas planctónicas ocurrió entre los años 1430 y 1960 (subzona 2a). Esto indica que durante este tiempo existió una cubierta arbórea más densa y un lago más profundo, sugiriendo climas todavía más húmedos. Es interesante notar que esta etapa coincide con la llamada “pequeña edad de hielo” (1350-1850) —durante este periodo la temperatura de los trópicos disminuyó aproximadamente 2 °C—, (Watanabe *et al.*, 2001; Nyberg *et al.*, 2002). Durante este tiempo Lago Verde no mantuvo un tirante de agua continuo, sino que tuvo algunas fluctuaciones, en especial destacan dos eventos de aguas un poco más someras: el primero alrededor de 1550 a 1650, y el segundo de 1750 a 1890.

De 1960 al presente. En los tres registros se nota una etapa de impacto humano, agricultura y deforestación reciente (zona 1 de todos los registros). Para Pompal, los autores sugieren que esta etapa corresponde con la ocupación colonial de la zona (aproximadamente 1530 a 1810). Sin embargo, en Lago Verde las dataciones radiométricas (^{14}C , ^{210}Pb y ^{137}Cs) la ubican hacia el año 1960, con un registro de máximo impacto en la década de los 80. Estos datos correlacionan bien con los registros históricos que marcan estas fechas como las de máxima actividad de tala y cambio de uso del suelo en la región (Guevara *et al.*, 2004). Los datos indican que en un intervalo de aproximadamente 30 años, la sierra de Los

Tuxtlas —originalmente una región de selva tropical casi impenetrable— se convirtió en una zona de potreros y campos agrícolas, con parches aislados de selva.

Si comparamos este evento de impacto humano reciente con el registrado durante el Formativo tardío y Clásico temprano a medio, observamos algunas diferencias que sustentan la idea de que el clima durante el final del Formativo y el Clásico era menos húmedo que el actual. Por ejemplo, en la etapa de deforestación moderna el bosque mesófilo casi no se ve afectado, ya que la tala ocurre principalmente en las zonas bajas (menos de 400 msnm); en cambio, durante el Clásico el bosque, al igual que la selva, casi desaparecieron, sugiriendo que además de la deforestación hubo otro factor que afectó a ambos tipos de vegetación. En la actualidad, las especies de diatomeas más abundantes en el lago son planctónicas y perifíticas (fijas en sustratos, como puede ser la vegetación litoral); sin embargo, durante la etapa de perturbación del Formativo tardío al Clásico las diatomeas dominantes fueron las acrófilas, sugiriendo un tirante de agua más somero. Finalmente, Pompal tiene actualmente 1.5 m de profundidad y el sedimento que se deposita en su fondo es limo; pero durante el Formativo tardío y el Clásico el tipo de depósito que dominó en el lago fue turba, lo que indica un tirante de agua menor al actual. Todo esto refuerza la hipótesis de que efectivamente en la región de Los Tuxtlas existió un clima con menor humedad disponible durante el Formativo tardío al Clásico medio.

IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES EN MESOAMÉRICA

Las evidencias que indican que en Los Tuxtlas existió un clima relativamente más seco durante el Formativo tardío y el Clásico (ca. 400 a.C.-800 d.C.), también aparecen en otros estudios realizados en diversos sitios de Mesoamérica. En las cuencas del centro de México hay señales de climas un poco más áridos durante el Clásico (McClung de Tapia *et al.*, 2003), en particular hacia finales del Clásico (Metcalfé, 1995). Ejemplo de esto es el lago Chignahuapan (Fig. 1), en la cuenca alta del río Lerma (Caballero *et al.*, 2002), donde hay evidencias de un clima menos húmedo entre los años 200 a.C. a 1000 d.C. (Formativo tardío al Clásico). En este lago existió un tirante de agua particularmente bajo hacia mediados

y finales del Clásico (650-1000 d.C.). Este nivel de agua bajo permitió la ocupación de la zona lacustre mediante la construcción de islotes artificiales, mismos que fueron abandonados hacia el año 900 d.C., cuando el nivel del lago comenzó a subir.

En la región maya, en particular en Yucatán, también se registraron condiciones de sequía durante el final del Formativo y del Clásico. Uno de los mejores registros de la zona, el del lago Chichancanab, indica que hubo sequías recurrentes entre los años 500 a.C. a 1100 d.C. (Hodell *et al.*, 2001, 2005a). Las últimas sequías de este periodo (770-1100 d.C.) son las que correlacionan con el colapso maya, y a las que se les llamado en la literatura como “se-

quía del Clásico terminal”. El registro de Chichancanab (Fig. 1) indica que estas sequías tienen una recurrencia de más o menos 50 años (Hodell *et al.*, 2001). En la vecina región del Caribe existen registros que indican eventos de menor precipitación pluvial hacia finales del Clásico, los que se manifiestan como una disminución en la cantidad de Ti en los sedimentos marinos de la cuenca de Cariaco (costas de Venezuela) (Haug *et al.*, 2001). Esta señal también muestra ciclos similares a los de las sequías de Chichancanab, más o menos 50 años. Estos datos dan una perspectiva más amplia al patrón encontrado en la sierra de Los Tuxtlas, y a partir de una comparación entre ellos (Fig. 3) se deduce que amplias regiones de Mesoamérica registraron un clima menos húmedo desde el Formativo tardío hasta el final del Clásico. Al parecer, las condiciones se vuelven más secas y la señal se extiende hasta la región del Caribe durante la segunda mitad del Clásico (600-900 d.C.). Esta sequía coincide con el declive de las culturas mesoamericanas y es factible que haya tenido un fuerte impacto sobre ellas.

La etapa de climas menos húmedos en amplias zonas de Mesoamérica fue seguida por un periodo de mayor humedad disponible que correlaciona con el periodo identificado como “cálido medieval” (aproximadamente 900 a 1350), que en la cronología mesoamericana abarca la primera mitad del Posclásico (900-1521). Un clima más húmedo es evidente en Los Tuxtlas y también en otros registros en Mesoamérica. Por ejemplo, en Chignahuapan el nivel del lago aumentó después del año 1000 d.C. (Caballero *et al.*, 2002); en la región Maya las sequías recurrentes detectadas en el lago Chichancanab terminaron hacia el año 1100 d.C. (Hodell *et al.*, 2001, 2005a), y en la cuenca de Cariaco, en el Caribe, el cálido medieval se identifica con un aumento en el Ti, lo que sugiere una mayor precipitación pluvial sobre el continente (Haug *et al.*, 2001). Es probable que el cambio de clima también haya tenido un impacto social, lo cual debe ser investigado dado que la transición cultural entre el Clásico y el Posclásico temprano, caracterizada por las oleadas migratorias de los Chichimecas hacia el centro de México entre los siglos X y XIII, se llevó a cabo durante este periodo.

Posterior al cálido medieval se identifica la etapa conocida como la pequeña edad de hielo (1350 a 1850), que en la cronología mesoamericana corresponde al desarrollo

del imperio Azteca, en la segunda mitad del Posclásico, y con la llegada y establecimiento de los europeos en América. Para esta etapa las señales que se observan entre la región de Los Tuxtlas y Yucatán (que tienen controles climáticos similares) son opuestas, ya que en Los Tuxtlas se registraron los niveles lacustre más altos, con la mejor representación en la vegetación arbórea durante los últimos 2000 años y, en especial, de la vegetación tropical. En el centro de México los datos históricos indican que entre 1345 y 1640 el clima fue variable, pero que en general fue más húmedo (O'Hara y Metcalfe, 1999). En el oeste de Yucatán, en cambio, se registró una importante sequía durante la pequeña edad de hielo, según lo marcan los datos de Aguada X'caamal (Fig. 1) (Hodell *et al.*, 2005b). El registro de la cuenca de Cariaco, en el Caribe, coincide con el del oeste de Yucatán, ya que la pequeña edad de hielo corresponde con una marcada disminución en el Ti, lo que se interpreta como una señal de menor precipitación pluvial en el continente (Haug *et al.*, 2001). Estas discrepancias sugieren que durante la pequeña edad de hielo la región de Los Tuxtlas y el centro de México tuvieron una fuente de humedad que no afectó de la misma manera al Caribe ni a Yucatán. En contraste, la sincronía en la señal climática, desde el Formativo hasta el cálido medieval, entre Los Tuxtlas, el centro de México, Yucatán y el Caribe sugiere que los mecanismos de control climático para toda esta región fueron similares. En los siguientes párrafos profundizaremos sobre los mecanismos de control climático que pueden explicar la sincronía o asincronía entre los diversos registros paleoambientales de Mesoamérica.

El principal mecanismo climático que se ha usado para explicar la sequía del Clásico terminal en Yucatán y Cariaco es un desplazamiento hacia el sur de la zona intertropical de convergencia (ZITC) —o ecuador meteorológico— y de los vientos Alisios asociados a ella (Hodell *et al.*, 2005a, Haug *et al.*, 2001). En la actualidad, en México la ZITC alcanza su posición más norteña en el verano (cuando está lloviendo en la mayor parte del país) cerca del golfo de Tehuantepec. Un desplazamiento hacia el sur de la ZITC-Alisios llevaría más al sur su zona de lluvias asociadas, generando una reducción en la lluvia de verano en la latitud del Caribe, Yucatán, Los Tuxtlas y el centro de México. El cambio hacia condiciones más húmedas al terminar el Clásico (900 a 1100 d.C.) y durante el cálido medieval

podría explicarse como que la ZITC retornó a su posición (muy similar a la actual).

El mismo mecanismo de desplazamiento de la ZITC hacia el sur se ha usado para explicar la sequía registrada durante la pequeña edad de hielo, tanto en el oeste de Yucatán como en Cariaco (Hodell *et al.*, 2005b, Haug *et al.*, 2001). En esta ventana de tiempo hay evidencias muy claras de climas más fríos en Europa y América del Norte (Fagan, 2000). Además, hacia el año 1300 d.C. se registró un aumento en el nivel del lago Titicaca, lo cual es considerado como indicador de un incremento en la precipitación en la cuenca del Amazonas (Abbott *et al.*, 1997, Baker, 2001). Todo esto es consistente con el desplazamiento de ZITC -Alisios hacia el sur, durante una etapa de clima globalmente más frío que causa una disminución en la lluvia de verano en la latitud del Caribe, Yucatán y el centro de México, pero que genera un aumento de precipitación en la región del Amazonas y parte de los Andes. Sin embargo, en la región de Los Tlaxtlas esta disminución en la precipitación de verano no parece haber tenido un impacto significativo, ya que los datos presentados en este capítulo sugieren un incremento en la humedad disponible en esta región durante la pequeña edad de hielo. Para explicar esto hay que tomar en cuenta que tanto la cuenca de Cariaco como el oeste de Yucatán actualmente tienen climas relativamente secos, con una precipitación anual aproximada de 400 mm. En contraste, la región de Los Tlaxtlas es una de las zonas más húmedas de México, con una precipitación anual del orden de los 2500 mm, por lo tanto, menos sensible a una reducción. Por otro lado, un factor importante para el clima de la sierra de Los Tlaxtlas es la influencia de los frentes fríos o Nortes, ya que cuando los vientos fríos y húmedos chocan con esta región montañosa dejan caer hasta el 10% de la lluvia total de esta zona.

Durante la pequeña edad de hielo la circulación meridional (norte-sur) fue más intensa, por lo que la fuerza y la frecuencia de los Nortes debió aumentar (O'Hara y Metcalfe, 1999; Watanabe *et al.*, 2001), provocando un incremento en la precipitación invernal. En Los Tlaxtlas, esto tendría como consecuencia que la época de estiaje primaveral se viera reducida y que la distribución de las lluvias fuera más uniforme durante el año. Una estación de secas corta es un factor favorable para la expansión de la vegetación arbórea —en especial para la selva tro-

pical—, y para que aumente el nivel de los lagos, como se observa en el registro de Lago Verde. Este mecanismo afectaría de manera similar a las cuencas del centro de México, donde los frentes fríos también traen un poco de precipitación invernal (actualmente, menos de 10% anual) al interactuar con las elevaciones del Cinturón Volcánico Transmexicano. El oeste de Yucatán y la cuenca de Cariaco no son sensibles a la influencia húmeda de los Nortes. En el caso de Yucatán porque su topografía tan plana no favorece la precipitación, y en la cuenca de Cariaco porque su latitud más sureña se encuentra en el límite de la influencia de los frentes fríos.

Los registros paleoambientales de la sierra de Los Tlaxtlas permiten evaluar el papel de la variabilidad geográfica y el efecto de la estacionalidad en diferentes regiones. Mientras que en la planicie costera del golfo, donde predominan climas relativamente húmedos, la influencia de los Nortes modifica el clima volviéndolo más uniforme en humedad disponible durante todo el año, en zonas con un delicado balance de precipitación y donde no hay compensación por otros mecanismos, una moderada disminución en la humedad de verano se manifiesta como una señal de verdadera sequía. Estas variables regionales deben considerarse no sólo en las interpretaciones paleoecológicas y paleoclimáticas, sino también en la construcción de escenarios futuros ante los efectos de la variabilidad climática observada en las últimas décadas.

Por otro lado, parece existir una relación entre el clima de la región y la actividad solar. Por ejemplo, durante la sequía del Clásico, los ciclos de aproximadamente 50 años encontrados en los registros de la cuenca de Cariaco y en el lago Chichancanab en Yucatán, pueden ser explicados por las variaciones en la actividad solar (Hodell *et al.*, 2001). Asimismo, los climas fríos de la pequeña edad de hielo con frecuencia han sido asociados con los dos mínimos de actividad solar: Spörer (1416-1534) y Mounder (1645-1715). En Lago Verde estos fenómenos estuvieron claramente asociados con los dos momentos de mayor profundidad del lago; mientras que el máximo relativo de actividad solar que separa ambos mínimos (ca. 1540-1645) se caracterizó por una leve reducción en el nivel lacustre. Este intervalo de mayor actividad solar entre los dos mínimos se manifestó como una de las sequías más

importantes registradas en las zonas áridas y semiáridas del noroeste de México (Cleaveland *et al.*, 2003), y como una etapa de severas epidemias en el centro del país (Acuña *et al.*, 2002; Mendoza *et al.*, 2005). El registro de lago Verde permite confirmar la relación

entre el clima y la actividad solar, lo cual parece ser un factor importante del control climático, no sólo en esta región sino en toda la cuenca del Atlántico del Norte (DeMenocal *et al.*, 2000; Poore *et al.*, 2003).

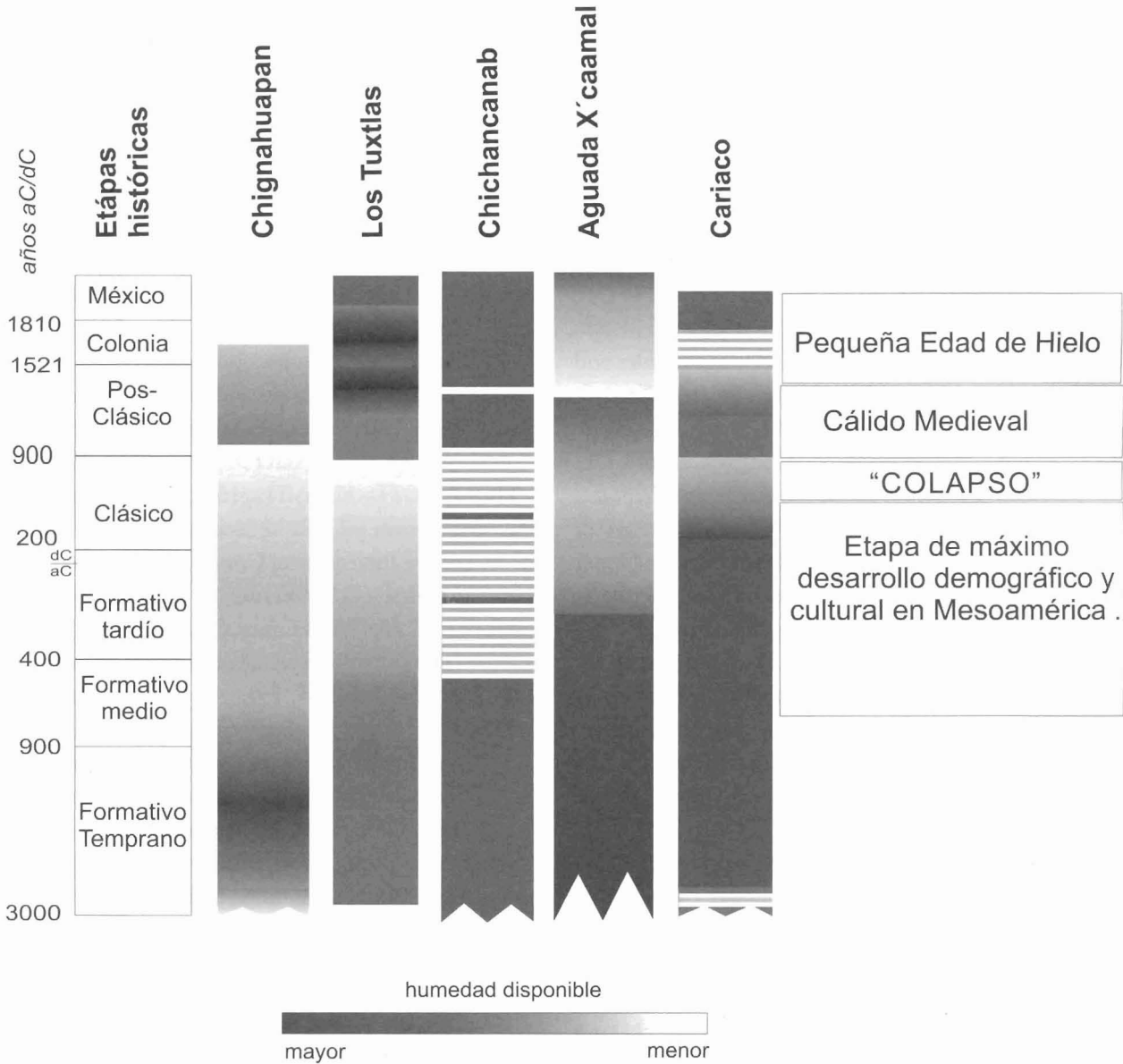


FIGURA 3. Correlación de los datos paleoambientales en la región de Los Tuxtlas con otros registros paleoambientales representativos de otras regiones de Mesoamérica.

BIBLIOGRAFÍA

- ABBOTT, M. B., M. W. Binford, M. Brenner y K. Kelts (1997) "A 3500 14-C high-resolution record of water-level changes in Lake Titicaca, Bolivia, Peru", *Quaternary Research*, 47, pp. 169-180.
- ACUÑA, R., D. W. Stahle, M. K. Cleaveland y M. D. Therrell (2002) "Megadrought and megadeath in 16th century Mexico", *Emergent Infectious Diseases*, 8, pp. 360-362.
- ÁLVAREZ DEL CASTILLO, C. (1977) "Estudio ecológico y florístico del cráter del volcán San Martín Tuxtla, Veracruz", *Biótica*, 2, pp. 3-54.
- BAKER, P. A. (2001) "The history of south american tropical precipitation for the past 25 000 years", *Science*, 291, pp. 640-644.
- BYRNE, R. y S. Horn (1989) "Prehistoric agriculture and forest clearance in the sierra de Los Tuxtlas, Veracruz, Mexico", *Palynology*, 13, pp. 181-193.
- CABALLERO, M., B. Ortega, F. Valadez, S. Metcalfe, J. L. Macías y Y. Sugiura (2002) "Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186, pp. 217-235.
- CABALLERO, M., G. Vázquez, M. S. Lozano, A. Rodríguez, S. Sosa, C. Ruiz y B. Ortega (2006) "Present limnological conditions and recent (ca. 340 yr) palaeolimnology of a tropical lake in the Sierra de Los Tuxtlas, eastern Mexico", *Journal of Paleolimnology*, 35, pp. 83-97.
- CASTILLO, G. y J. Laborde (2004) "La vegetación", en S. Guevara, J. Laborde y G. Sánchez (comp.), *Los Tuxtlas, El Paisaje de la Sierra*. Instituto de Ecología, A. C. y Unión Europea, Xalapa, pp. 231-270.
- CLEAVELAND M. K., D. W. Stahle, M. D. Therrell, J. Villanueva y B. T. Burns (2003) "Tree-ring reconstructed winter precipitation and tropical teleconnections in Durango, Mexico", *Climatic Change*, 59, pp. 369-388.
- DEMENOCA P., J. Ortiz, T. Guilderson y M. Sarnthein (2000) "Coherent high-and low-latitude variability during the Holocene warm period", *Science*, 288, pp. 2198-2202.
- DIRZO, R. y M. C. García (1992) "Rates of deforestation in Los Tuxtlas, a neotropical area in Southeast Mexico", *Conservation Biology*, 6, pp. 84-90.
- FAGAN, B. (2000) *The little ice age, how climate made history 1300-1850*, Basic Books, New York, 246 pp.
- GOMAN, M., y R. Byrne (1998) "A 5000-year record of agricultural and tropical forest clearance in the Tuxtlas, Veracruz, Mexico", *The Holocene*, 8, pp. 83-89.
- GONZÁLEZ, E., R. Dirzo y R. Vogt (1997) *Historia Natural de Los Tuxtlas*, UNAM, México.
- GUEVARA S., G. Sánchez, R. Landgrave (2004) "La deforestación", en S. Guevara, J. Laborde y G. Sánchez (comp.), *Los Tuxtlas, El Paisaje de la Sierra*, Instituto de Ecología, A. C. y Unión Europea, Xalapa, pp. 85-110.
- GILL, R. B. (2000) *The great maya droughts: water, life and death*, University of New Mexico Press, Albuquerque, 464 pp.
- HAUG, G. H., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson y U. Röhl (2001) "Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene", *Science*, 293, pp. 1304-1308.
- HODELL D. A., M. Brenner, J. H. Curtis y T. Guilderson (2001) "Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands", *Science*, 292, pp. 1367-1370.
- HODELL D. A., M. Brenner y J. H. Curtis (2005a) "Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chinchancanab (México)", *Quaternary Science Reviews*, 24, pp. 1413-1427.
- HODELL D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, R. G. Medina, E. Ildefonso, A. Albornaz, T. P. Guilderson (2005b) "Climate change in the Yucatan peninsula during the Little Ice Age", *Quaternary Research*, 63, pp. 109-121.
- IBARRA, G. y S. Sinaca (1995) "Lista florística de la Estación de Biología Tropical Los Tuxtlas, Veracruz, México", *Revista de Biología Tropical*, 43, pp. 75-115.
- IBARRA, G., M. Martínez, R. Dirzo y J. Nuñez (1997) "La Vegetación", en E. González, R. Dirzo y R. Vogt (comp.), *Historia natural de Los Tuxtlas*, UNAM, pp. 61-85.

- KOMÁRKOVÁ, K. y R. L. Tavera (1996) "Cyanoprokariota (Cyanobacteria) in the phytoplankton of Lake Catemaco (Veracruz, Mexico)", *Archive für Hydrobiologie/Algological Studies*, 83, pp. 403-422.
- KOMÁRKOVÁ, K. y R. L. Tavera (2003) "Steady state of phytoplankton assemblage in the tropical Lake Catemaco (Mexico)", *Hydrobiologia*, 502, pp. 187-196.
- LOZANO S., M. Caballero, B. Ortega, A. Rodríguez y S. Sosa (2007) "Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica", *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104 (41), pp. 16 200-16 203.
- MCCLUNG DE TAPIA, E., E. Solleiro, J. Gama, J. L. Villalpando y S. Sedov (2003) "Paleosols in the Teotihuacan Valley, Mexico: evidence for paleoenvironment and human impact", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, pp. 270-282.
- METCALFE, S. E. (1995) "Holocene environmental change in the Zacapu Basin, Mexico: a diatom-based record", *The Holocene*, 5, pp. 196-208.
- MENDOZA, B., E. Jáuregui, R. Díaz, V. García, V. Velasco, G. Cordero (2005) "Historical droughts in central Mexico and their relation with El Niño", *Journal of applied meteorology*, 44, pp. 709-716.
- MOZIÑO, J. (1870) "La erupción del volcán de San Martín Tuxtla (Veracruz), ocurrida en el año de 1793", *Bol. Soc. Geogr. Estad. Rep. México*, 2, pp. 62-70.
- NELSON, S. A. y E. González (1992) "Geology and K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico", *Bulletin of Volcanology*, 55, pp. 85-96.
- NYBERG J., B. A. Malmgren, A. Kuijpers y A. Winter (2002) "A centennial-scale variability of tropical North Atlantic surface hydrography during the late Holocene", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183, pp. 25-41.
- O'HARA S. L. y S. E. Metcalfe (1999) "The climate of Mexico since the Aztec period", *Quaternary International*, 43/44, pp. 25-31.
- ORTEGA, B., M. Caballero, S. Lozano, G. Vilaclara y A. Rodríguez (2006) "Rock magnetic and geochemical proxies for iron mineral diagenesis in a tropical lake: Lago Verde, Los Tuxtlas, East-Central Mexico", *Earth and Planetary Science Letters*, 250, pp. 444-458.
- POOL, C. A. y M. A. Ohnersongen (2003) "Archaeological survey and settlement at Tres Zapotes", en Pool, C. A. (comp.), *Settlement Archaeology and Political Economy at Tres Zapotes*, Veracruz, México, The Cotsen Institute of Archaeology, University of California, Los Ángeles, pp. 7-31.
- POORE, R. Z., H. J. Dowsett y S. Verardo (2003) "Millennial-to century-scales variability in Gulf of Mexico Holocene climate records", *Paleoceanography*, 18, 1048.
- POPE K. O., M. E. D. Pohl, J. G. Jones, D. L. Lentz, C. von Nagy, F. J. Vega y I. R. Quitmyer (2001) "Origin and environmental setting of ancient agriculture in the lowlands of Mesoamerica", *Science*, 292, pp. 1370-1372.
- SLUYTER, A. (1997) "Regional, Holocene records of the human dimension of global change: sea-level and land-use change in prehistoric Mexico", *Global and Planetary Change*, 14, pp. 127-146.
- SOTO, M. y L. Gama (1997) "Climas", en R. Dirzo, E. González y R. Vogt (comp.) *Historia Natural de Los Tuxtlas*, UNAM, México DF, pp. 7-23.
- SOUSA, M. (1968), "Ecología de las leguminosas de Los Tuxtlas, Veracruz", *Anales Instituto de Biología*, UNAM, México, Serie Botánica, 1, pp. 121-160.
- SANTLEY R. R. y P. J. Arnold III (1996) "Prehispanic settlement patterns in the Tuxtla mountains, southern Veracruz, Mexico", *Journal of Field Archaeology*, 23, pp. 225-249.
- SANTLEY, R. R., A. Nelson, B. K. Reinhardt, A. C. Pool y P. J. Arnold III (2000) "When the day turned to night", en Bawden, G., M. R. Reyecraft (comp.), *Environmental disaster and the archaeology of human response*, Anthropological Papers No. 7, Maxwell Museum of Anthropology, University of New Mexico, Albuquerque, pp. 143-162.
- TORRES, R. B., C. Jiménez y A. Pérez (1996) "Some limnological features of three lakes from Mexican neotropics", *Hydrobiologia*, 341, pp. 91-99.
- VÁZQUEZ, G., M. E. Favila, R. Madrigal, C. Montes del Olmo, A. Baltanás, y M. A. Bravo (2004) "Limnology of crater lakes in Los Tuxtlas, Mexico", *Hydrobiologia*, 523, pp. 59-70.
- WATANABE T., A. Winter y T. Oba (2001) "Seasonal changes in sea surface temperature and salinity during the Little Ice Age in the Caribbean Sea deduced from Mg/Ca and ¹⁸O/¹⁶O ratios in corals", *Marine Geology*, 173, pp. 21-35.