

Reconstrucción paleoambiental del Holoceno tardío de la reserva Los Petenes, Península de Yucatán, México

**Luz Verónica Gutiérrez-Ayala, Nuria Torrescano-Valle*
y Gerald Alexander Islebe**

*El Colegio de la Frontera Sur (ECOSUR), Unidad Chetumal, Av. del Centenario Km. 5.5,
A.P. 424, 77014 Chetumal, Quintana Roo, México.*

**ntorresca@ecosur.mx*

RESUMEN

Cambios en la dinámica climática y ecológica de la Reserva de la Biosfera de Los Petenes (RBLP), ubicada en el noroeste de la Península de Yucatán, fueron identificados por medio de análisis polínico de alta resolución de un núcleo con una base 2.2 m de profundidad. La reconstrucción de la historia de la vegetación, la hidrología y el clima ocurridos durante los últimos 4000 años, fue elaborada a partir del análisis de polen fósil, carbono orgánico total (COT) y carbonato de calcio (CaCO₃). Los resultados muestran cambios en la composición del sedimento y en el porcentaje de elementos de manglar, que son interpretados como incremento en el nivel del mar durante la transición Holoceno medio a tardío (4095 – 3100 cal AP). A partir de 3000 cal AP, disminuye considerablemente el manglar y se presentan cambios en COT, lo que sugiere una fuerte variabilidad hidrológica. El incremento de elementos de selva y de disturbio muestra cambios en la distribución de la vegetación, el paisaje se ve dominado por selvas y vegetación secundaria. La acumulación de Gasterópodos y foraminíferos, revela transgresiones marinas, así como periodos de disminución en la precipitación y el nivel del mar. Altos porcentajes de carbonatos (12, 20 y 40%), disminución de elementos de manglar, esporas de hongos, así como el incremento en los elementos de disturbio y Cyperaceae, indican que a partir del año 600 cal dC, la disminución en la precipitación y el deterioro climático es significativo. Estos cambios que muestra la señal, coinciden con los cambios registrados en otras señales de la región circumcaribe, asociados al Calentamiento Medieval y a los mínimos de actividad solar registrados durante la pequeña edad de Hielo. El registro paleoambiental permite conocer la historia ambiental de la RBLP, estableciendo bases para la comprensión de los procesos ecológicos que en ella ocurren, así como las implicaciones que estos pueden tener para su conservación.

Palabras clave: variabilidad climática, Holoceno Tardío, Los Petenes, Península de Yucatán, polen fósil, nivel del mar.

ABSTRACT

Changes in climate and ecological dynamics of the Biosphere Reserve of Los Petenes, located in northwestern Yucatan Peninsula, were identified through high-resolution pollen analysis of a core of 2.2 m depth. The reconstruction of the history of vegetation, hydrology and climate that occurred during the last 4000 years was based on fossil pollen analysis, total organic carbon (TOC) and calcium carbonate (CaCO₃). The results show changes in the stratigraphy and the percentage of mangrove elements, which are interpreted as rapid increases in sea level during the middle to late Holocene transition (4095 - 3100 cal BP). From 3000 cal year BP, considerably decreases of mangroves and changes in COT, suggest a strong hydrological variability. Increase of the tropical forest and disturbance elements shows changes in

the distribution of vegetation. The landscape is dominated by tropical forest and secondary vegetation. The accumulation of gastropods and foraminifera, reveals marine transgressions, and periods of decreased precipitation and sea level. High percentages in the carbonate signal (12, 20 and 40%), mangrove elements and fungal spores decrease, disturbance elements and Cyperaceae increase, indicating around 600 cal dC, the decrease in precipitation and climatic deterioration is significant. The changes, coincide with changes in other circumcaribbean signals, associated with the Medieval Warming and the minimum of solar activity, recorded during the Little Ice Age. The paleoenvironmental record provides information about the environmental history of RBLP, establishing bases for understanding ecological processes and the implications they may have for conservation.

Key words: climate variability, Late Holocene, Los Petenes, Yucatan Peninsula, fossil pollen, sea level.

INTRODUCCIÓN

La Península de Yucatán ha sido objeto de diversos estudios paleoecológicos en los últimos 60 años, los registros sedimentarios obtenidos en distintos lagos muestran alta variabilidad climática durante el Holoceno, así como fluctuaciones en el nivel del mar, cambios en la vegetación y el impacto de varias sequías, incluyendo la asociada al colapso de la cultura Maya. Sin embargo, gran cantidad de estos estudios se han enfocado al sur en el Peten guatemalteco (Hodell *et al.*, 1995, 2001, 2007, Curtis *et al.*, 1996, Brenner *et al.*, 2002). Para la porción mexicana se cuenta con la reconstrucción climática del Lago Cobá (Leyden *et al.*, 1998), Lago Chichancanab (Hodell *et al.*, 2001, 2005), el Lago Tzib (Carrillo-Bastos *et al.*, 2010) y el Lago Punta Laguna (Curtis *et al.*, 1996, Hodell *et al.*, 2007). Los cuales aportan evidencia de cambios ambientales de la zona Este de la Península, al igual que los registros de Puerto Morelos (Islebe y Sánchez, 2002) y el Palmar (Torrescano e Islebe, 2006), que revelan la dinámica costera del Caribe. Para la región Norte y Oeste existen pocas referencias, un estudio paleoecológico en la reserva de la Biosfera Ría Lagartos (Aragón-Moreno *et al.*, 2012), la reconstrucción multiproxy del Cenote San José Chulchacá (Leyden *et al.*, 1996) y el estudio tefrocronológico en la región del Usumacinta-Grijalva (Nooren *et al.*, 2009).

La evidencia obtenida de dichos estudios se basa en el uso de diferentes indicadores climáticos y presentan múltiples resoluciones temporales, lo cual dificulta el establecimiento de correspondencias entre los eventos identificados. No obstante, revelan la variabilidad climática de la región, cambios en la distribución de la vegetación, fluctuaciones de temperatura, así como diversos periodos de sequía, que han afectado de forma heterogénea las distintas regiones de la península de Yucatán durante el Holoceno tardío (Mayewski *et al.*, 2004, Hodell *et al.*, 2007).

La historia climática y ambiental de la Península de Yucatán requiere de un registro paleo que integre la evidencia (proxies) de sus distintas regiones, las cuales tienen su origen en el gradiente climático, geomorfológico, edáfico y en los distintos ecosistemas que la conforman. Por lo tanto, se requiere de estudios de alta resolución temporal e histórica, que permitan establecer eventos a escalas decadales y centenales. Además existe la necesidad de contar con registros con poca

o nula interferencia humana, que permitan diferenciar las señales climáticas con mejor claridad. En este contexto, las reservas naturales constituyen una excelente fuente de evidencia. Adicionalmente, la investigación histórica de estos sitios permite generar información básica del área, la cual es necesaria para establecer los programas de conservación biológica. En este sentido, la contribución de la paleoecología ha sido ampliamente reconocida (Davies y Buting, 2010).

Los Petenes representan una región de gran importancia, debido a que integra ecosistemas de humedales de alto valor biológico y genera una serie de servicios ambientales importantes. Se encuentra en diversas categorías internacionales de conservación, tales como reserva de la Biosfera y sitio Ramsar. Los estudios que se han realizado en la RBLP están relacionados con la diversidad florística (Durán, 1987, 1995), fragmentación y pérdida de hábitat (Mas y Correa, 2000), e hidrología (Rico y Palacios, 1996). La información generada ha sido utilizada principalmente para su conservación (Barrera, 1982, Barrios *et al.*, 1992).

Para entender la dinámica de la sucesión, conocer la integridad ecológica, identificar la fragilidad de los ecosistemas y reconocer el valor potencial de la región, es fundamental tener una perspectiva histórica, que permita entender los patrones y procesos ecológicos de largo plazo que la han llevado a su conformación actual (Elías *et al.* 2007). Además, es necesario explicar las consecuencias ambientales de los procesos naturales y de las actividades antrópicas (Brenner *et al.*, 2002). En este sentido, los estudios paleoecológicos son fundamentales para entender la historia ambiental de una región, ya que aportan información histórica básica para establecer estrategias de manejo y conservación. Birks y Birks (2006) y Rull (2010) mencionan que el ambiente actual es el resultado de la acción combinada de factores tanto históricos como ecológicos.

La importancia de realizar estudios paleoambientales en sitios con poca o nula historia de ocupación y disturbio humano, permite identificar con mayor claridad la magnitud de cambio ambiental provocado por eventos naturales (Brenner *et al.*, 2002). Las zonas costeras con grandes extensiones de humedales han sido objeto de poca perturbación humana, debido principalmente a la dificultad del control hidrológico, especialmente para el establecimiento de asentamientos humanos y actividades productivas como agricultura y ganadería. La reserva de Los Petenes alberga

una extensa franja de manglar, zonas pantanosas y petenes (de manglar y selva), de tal forma que ha sido un lugar inhóspito para el establecimiento de asentamientos humanos a través del tiempo. El único establecimiento que se ha registrado es el de isla Jaina, la cual fue ocupada durante el periodo Clásico Maya (Prager, 2006).

El objetivo del presente estudio fue realizar una reconstrucción de alta resolución temporal, de la historia ambiental de la región noroeste de la Península de Yucatán, para identificar los cambios en la dinámica hidrológica, ecológica, costera y climática ocurridos durante el Holoceno tardío. A partir del análisis de polen, carbón orgánico total (COT) y carbonatos, se generó información relevante sobre los procesos ecológicos que determinan la conformación actual de la reserva, cambios en el nivel del mar y la línea de costa, así como evidencia relacionada a la historia de uso.

Área de estudio

La Reserva de la Biosfera Los Petenes se localiza en el noroeste de la península de Yucatán al norte de Campeche (Figura 1). Representa una larga y estrecha franja

costera que cubre una superficie de 282,857 ha (CONANP-SEMARNAT, 2006, Rivera-Arriaga *et al.*, 2004), se caracteriza por planicies por debajo de los 50 metros sobre el nivel del mar (msnm) formadas durante el periodo cuaternario (Lugo-Hubp *et al.*, 1992).

De acuerdo con Bautista y Palacio (2005), la región de los Petenes corresponde a una planicie costera palustre con blanquizales y petenes. Constituye un karst cubierto de ciénegas donde la hidrología es controlada por el régimen de lluvias, aguas subterráneas y la dinámica intermareal. Durante la época seca los blanquizales presentan altas temperaturas y altas concentraciones de sales. El mayor aporte de carbonatos es de origen marino, por lo cual el manglar de franja presenta los mayores valores de alcalinidad y dureza. La parte terrestre presenta un mosaico de comunidades vegetales, desde la costa hacia el interior, inicia con mangle rojo (*Rhizophora mangle*) seguido de mangle mixto (*Rhizophora mangle* y *Avicennia germinans*) y mangle negro (*Avicennia germinans*). En la parte intermedia se extiende una zona de pantanos sin vegetación denominados blanquizales, después se presenta la zona de formaciones llamadas petenes, los cuales son parches en forma circular que incluyen vegetación de selva o manglar

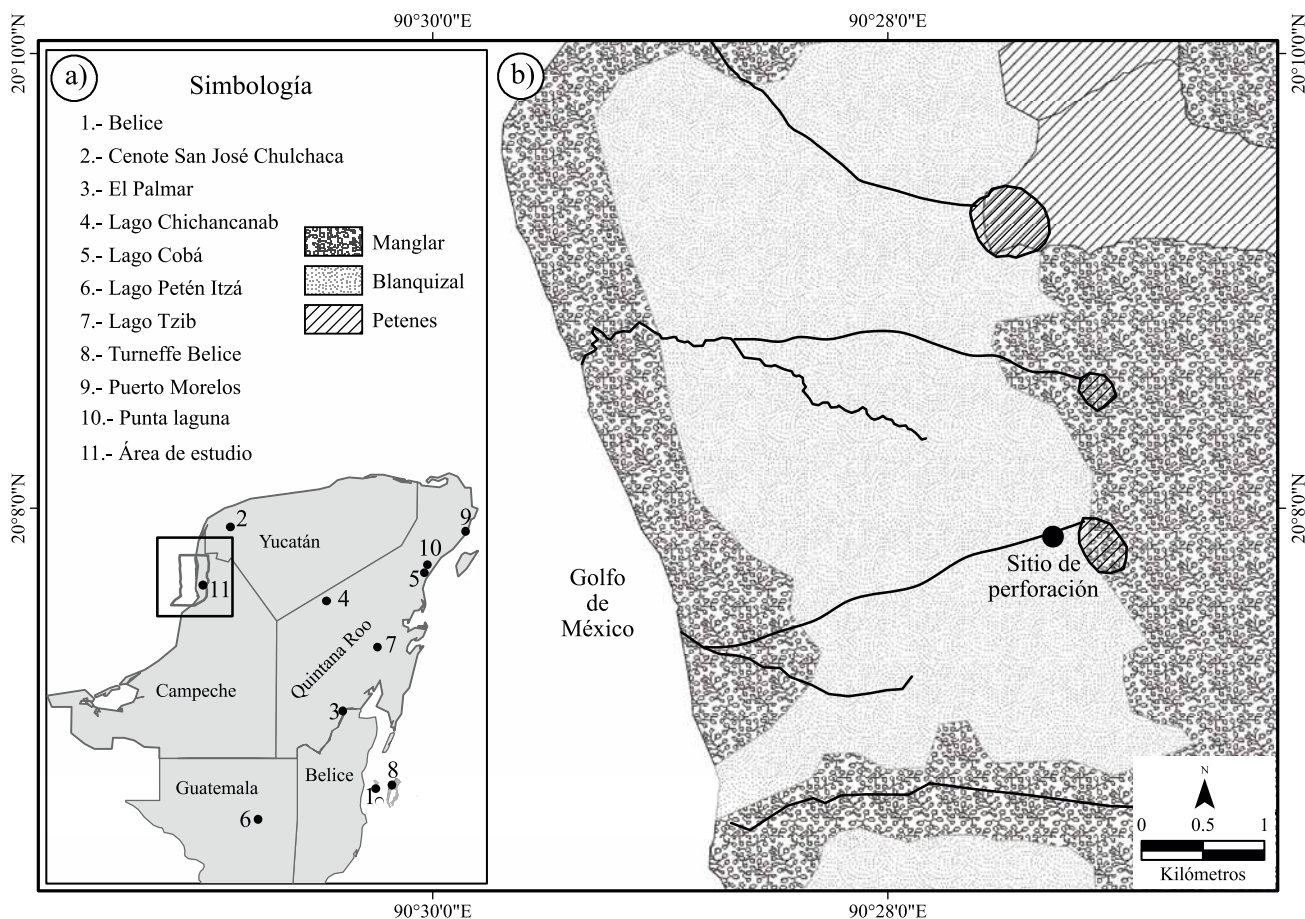


Figura 1. Localización del área de estudio. a) Península de Yucatán con la ubicación de los cuerpos de agua donde se realizaron los estudios previos citados en este trabajo. b) Detalle de la zona de estudio donde se muestran los tipos de vegetación y los canales cercanos al sitio de perforación.

(principalmente manglar mixto, selva baja o selva mediana) inmersos en una matriz inundable de vegetación herbácea (cyperaceas), generalmente asociados a afloramientos de agua dulce. Entre más grande es un peten más aumenta la diversidad de sus especies vegetales, por lo tanto presentan comunidades en distintas etapas sucesionales (Durán, 1995, Correa-Sandoval, 1992, Rico y Palacios, 1996).

A lo largo de su franja costera, la reserva presenta varios canales que permiten el acceso a petenes de selva y manglar (Figura 1). De acuerdo con registros históricos, algunos canales son naturales y otros fueron transformados durante la época colonial para la extracción de varios recursos naturales (Contreras-Sánchez, 1987). Los canales son estrechos, albergan una gran cantidad de especies de animales acuáticos y se encuentran delimitados por mangle rojo. En la mayoría de los casos es posible acceder sólo con embarcaciones pequeñas de remo.

A lo largo del año se identifican tres épocas climáticas (secas, lluvias y nortes), además de la sequía intraestival llamada canícula (CONANP-SEMARNAT, 2006). En la zona centro-sur de la Reserva, el clima predominante es de tipo Aw (cálido subhúmedo con lluvias en verano) con una temperatura media anual de 26.4 °C y una precipitación media de 1,049.7 mm; mientras que en su extremo norte es del tipo BS'h'w (semiseco y seco cálido) con una temperatura media anual de 27.8 °C y una precipitación de 725.5 mm (García, 1987). El gradiente hidrológico (inundación) es determinado por el régimen de lluvias, las aguas subterráneas, cambios en la marea y el nivel del mar. La RBLP es una planicie de baja elevación (<50 msnm) y es además una vertiente, que experimenta cambios en el nivel del mar y el paso de huracanes, los cuales afectan tanto a la franja terrestre como costera. Estos eventos provocan cambios en la hidrología y pueden a su vez transformar el margen costero.

El núcleo fue colectado a un costado de un canal en la cercanía del Peten X-puk (Figura 1), se consideró una distancia de 3 km a la línea de costa para evitar la influencia de las mareas en el registro. La vegetación circundante corresponde a manglares chaparros de *Avicennia germinans*, y *Laguncularia racemosa*. Los petenes cercanos incluyen principalmente *Rhizophora mangle*, *Manilkara zapota*, *Gymnanthes lucida*, *Metopium brownei*, *Sabal yapa*, *Hampea trilobata*, *Jacquinia macrocarpa*, *Bravaisia berlanderiana*, *Acrosichum danaeifolium*, *Conocarpus erectus* y elementos de la familia Cyperaceae.

MÉTODOS

En mayo del 2009 se realizaron recorridos a lo largo de la línea de costa de la reserva Los Petenes, se llevaron a cabo diversas perforaciones, de las cuales se eligió un núcleo de sedimento a 3 km de la costa (20°07'52.5"N y 90°27'16.4"E) a 200 m de un peten (Figura 1). Se utilizó una sonda de interface agua-sedimento tipo ruso, diseñada para perforar el sedimento y extraer núcleos semicilindri-

cos de 50 cm de largo sin comprimir (Glew et al., 2001), el núcleo alcanzó una base de 2.2 m de profundidad. Cada submuestra de 50 cm fue cuidadosamente empaquetada y etiquetada en campo para ser transportada al laboratorio de palinología de ECOSUR.

La cronología (Figura 2) se estableció por medio de la datación radiocarbono AMS de tres muestras (sedimento y material orgánico), las muestras fueron procesadas en el laboratorio BETA-ANALITYC en Miami, Florida. Las fechas obtenidas fueron calibradas con el programa CALIB versión 6.1.1 (Stuiver et al., 2005), por medio de la curva de calibración IntCal09 (Reimer et al., 2002).

Para el análisis polínico se procesaron 51 muestras obtenidas a intervalos de 4 cm. La extracción de polen se realizó mediante técnicas de extracción estándar, KOH, HCL y Acetólisis (Erdtman, 1969, Faegri e Iversen 1989). Como marcador se adicionaron esporas exóticas de *Lycopodium* (Roberts, 1998). El montaje se realizó en laminillas con ultra-kit al 100%. Se llevó a cabo un conteo mínimo de 300 granos de polen para cada profundidad bajo microscopía óptica con el objetivo de 400X y 1000X (Moore et al., 1991). Los taxa acuáticos y esporas no fueron incluidos en la suma de polen. La identificación se realizó con ayuda de las claves desarrolladas por Palacios-Chávez et al. (1991), Sánchez-Dzib et al. (2009) y la colección palinológica del herbario de ECOSUR.

Los datos se integraron en diagramas de polen mediante el programa TILIA versión 1.7.16 (Grimm, 2011). Las zonas polínicas se definieron con un análisis de similitud, mediante la suma total de cuadrados, que mide la variabilidad total de los datos, para ello se utilizó la herramienta CONISS, incluida en el mismo software (Figura 3).

El análisis de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT), se llevó a cabo en 37 muestras obtenidas a intervalos de 6 cm. Las muestras fueron secadas a 50 °C durante 24 hrs y maceradas finamente. La medición se realizó en 5mg de cada muestra en el equipo Thermo Scientific Hiper TOC S.A. La medida de COT resulta de la diferencia del Carbono Total (CT) y el CIT. El equipo calcula el CT por medio del CO₂ liberado como resultado de la combustión total de la muestra a 950 °C. El CIT se calcula por medio del CO₂ liberado a partir de la acidificación de la muestra con H₃PO₄ al 10%, el cual reacciona con el carbono inorgánico. El contenido de carbonato de calcio fue obtenido a partir del Carbono inorgánico total (CIT) mediante la siguiente fórmula: %CaCO₃= %TIC X 8.33 (Knies et al., 2003). Los resultados se integraron en un gráfico y son expresados en porcentajes (Figura 4).

RESULTADOS

Cronología

Con los resultados de la datación se realizó la calibración (indicada como cal en cada fecha) en años antes del

presente (AP) y años calendario aC/dC (antes de Cristo/ después de Cristo), adicionalmente se empleó la herramienta age-depth model de CALIB (Stuiver *et al.*, 2005) para construir el modelo edad/profundidad y obtener las edades modeladas (Tabla 1). Por medio de las edades calibradas y las modeladas se realizó una regresión lineal y se estimó la edad para cada profundidad (Figura 2). Así la edad basal se estimó en 4095 años cal AP. Finalmente se calcularon las tasas de sedimentación cuyo promedio fue de 0.54 mm/año (Tabla 1).

Estratigrafía y litología

El sedimento a lo largo de la columna es predominantemente de origen orgánico tipo *peat* (turba), material típico encontrado en humedales costeros (Whelan *et al.*, 2005). Algunas capas presentaron notable disminución de materia orgánica, así como carbonatos, arenas y arcillas calcáreas tipo *limestone* (roca caliza y dolomita). La base del sondeo (Figuras 3 y 4), entre 220 a 214 cm, presentó mayor proporción de arenas y arcillas carbonatadas. Entre 214 y 150 cm se presentó un sedimento orgánico tipo *peat*, compuesto de pequeñas raíces y restos vegetales. De 150-125 cm se registró una capa de *peat*, con pocas arenas y material de origen biogénico compuesto principalmente por foraminíferos y gasterópodos. Entre 125-38 cm se presentó nuevamente una capa de *peat* oscuro. Hacia el techo del núcleo entre 38 y 15 cm se presentó una capa rica en carbonatos con mezcla de material orgánico, las muestras microscópicas obtenidas, presentan abundantes fitolitos. Finalmente, el techo del núcleo, entre 14-2 cm, está conformado por *peat* rico en raíces y restos vegetales.

Polen y litología

La preservación de polen en el núcleo fue buena en las capas orgánicas y pobre en las capas ricas en carbonatos. Se realizó un conteo mínimo de 300 granos de polen en cada muestra, sin incluir esporas de hongos, esporas de

helecho y acuáticas. Se identificaron 50 taxa distribuidos en 37 familias, los porcentajes para cada taxón se representan en el diagrama polínico, así como los tipos de vegetación (Figura 3). Se identificaron tres zonas polínicas por medio del análisis cluster de CONISS. Información adicional sobre la afinidad ecológica de los taxa es incluida en la Tabla 2. A continuación se describen los cambios identificados en cada zona polínica.

Zona -I (220 - 160 cm; 4095 – 2940 cal AP)

La presencia de polen en la base del núcleo fue baja y la preservación fue pobre. En la base de la zona se observó un sedimento gris claro, que coincidió con proporciones bajas de componentes de manglar (*Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa*, *Avicennia germinans* y *Conocarpus erectus*). Los taxa de selva son dominantes y están representados principalmente por *Ficus sp.* (43%), Fabaceae (14-18%), Moraceae y Euphorbiaceae (5-8%); en menor proporción *Bursera simaruba*, *Brosimum ali-castrum*, Sapotaceae, Rubiaceae y Combretaceae (<4%). Posteriormente a los 213 cm hacia el tope de la zona, predomina un sedimento orgánico negro con presencia de foraminíferos e incremento de elementos de manglar (40% *R. mangle*), mientras los taxa de selva disminuyen. Al final de la zona hay un aumento de *C. erectus* (30%), que no se vuelve a observar en ninguna de las zonas superiores. *R. Mangle* disminuye considerablemente (<10%), mientras los elementos de selva como *Ficus sp.* y Fabaceae presentan porcentajes mayores a 20%. Los taxa de disturbio representados por Chenopodioidae, Poaceae, *Croton sp.* y Asteraceae, presentan bajos porcentajes (1-5%) en toda la zona, Cyperaceae se mantiene (6-8%).

Zona -II (160 - 100 cm; 2940 – 1855 cal AP)

R. mangle se presenta constante con valores no mayores a 20%, *L. racemosa* y *A. germinans* presentan sus valores más altos de todo el registro (10%) su incremento coincide con los picos de Foraminifera (4%). *C. erectus* disminuye considerablemente en comparación a la zona I (5%). Entre 150-125 cm se registró una fase con presencia de arenas, arcillas y restos de gasterópodos y foraminíferos. Los ele-

Tabla 1. Cronología del núcleo Xpuk chico, las fechas calibradas y las edades obtenidas en la modelación se expresan en años cal AP y cal aC/dC.

Código de laboratorio	Prof. (cm)	Edad ¹⁴ C AP	Rango de Edad calibrada 2σ (cal AP)	Rango de Edad calibrada 2σ (cal aC/dC)	Tasa de sedimentación (mm/año)
Beta - 299885	40	760 +/- 30	667-730	1220-1283 dC	0.544
Model_65.0	65	-----	1070-1153	793-877 dC	0.541
Model_90.0	90	-----	1464-1585	361-483 dC	0.539
Model_115.0	115	-----	1855-2020	74-91 dC	0.539
Beta - 299886	134	2280 +/- 50	2152-2280	331-203 aC	0.538
Model_140.0	140	-----	2285-2406	460-339 aC	0.538
Model_165.0	165	-----	2835-3002	1056-888 aC	0.538
Model_190.0	190	-----	3371-3534	1588-1425 aC	0.538
Beta - 299887	215	3650 +/- 30	3888-4013	2064-1939 aC	0.537

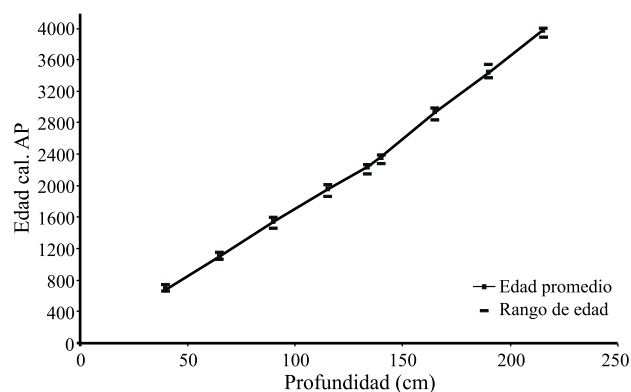


Figura 2. Modelo edad profundidad, edades calibradas a años calendario antes del presente (cal AP).

mentos de selva presentan mayor porcentaje con respecto a la zona I, principalmente elementos de Moraceae, Rubiaceae y Sapotaceae. Hacia el final de la zona Poaceae incrementa notablemente (20%), al igual que *Pinus sp.* (5%), *Zea mays* se registra por primera y única vez en el núcleo a los 112 cm (2079 cal AP).

Zona -III (100 - 2 cm; 1855 – 25 cal AP)

Esta zona presenta tres subzonas, las cuales fueron definidas por la separación de grupos que proporcionó el análisis de cluster (CONISS). En general, la mayor parte de la zona se caracteriza por la presencia de sedimentos orgánicos. El incremento de *Ficus* es notable en toda la zona, principalmente en la subzona a y b, donde alcanza valores de 60%. *R. mangle* presenta valores >10% en la subzona IIIa, posteriormente disminuye a lo largo de la IIIb y finalmente incrementa hasta un 40% en la subzona IIIc. Una transición de sedimentos orgánicos combinados con arcillas y arenas muestra un cambio entre la subzona IIIb y IIIc. Durante esta fase, elementos de disturbio como Poaceae, Chenopodioideae/Amaranthaceae, Asteraceae y *Croton sp.* incrementan notablemente 5-20%. Elementos como Moraceae, Fabaceae y Sapotaceae, disminuyen. Las esporas de hongo inician con valores >30% y presentan fases de disminución al 5%, posteriormente entre la subzona IIIb y IIIc incrementan a 40%; triletes y monoletes presentan altos valores durante la disminución de las esporas de hongos.

Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico total (CIT)

Los porcentajes de COT fluctúan entre 25% y 15% a lo largo del registro (Figura 4). CIT es interpretado como precipitación de CaCO_3 , sus porcentajes fueron obtenidos a partir del carbono inorgánico total (CIT) mediante la fórmula: $\% \text{CaCO}_3 = \% \text{TIC} \times 8.33$ (Knies et al., 2003). El gráfico de CaCO_3 (Figura 4), muestra 4 incrementos en este indicador: el primero en la zona II con 18% (2508 cal AP),

coincide con la presencia de gasterópodos y foraminíferos. Después en la zona IIIb se registran tres picos de precipitación de carbonatos, uno de 12% (940 cal AP), el segundo con 25% (585 cal AP) y tercero con 40% (360 cal AP). En la subzona IIIa y IIIb los porcentajes de COT disminuyen considerablemente de 25 a 15%.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

COT y CaCO_3 : Las zonas costeras son sensibles a cambios climáticos principalmente por su hidrología. Son sitios donde convergen las aguas de escorrentía (lluvia) y las aguas marinas (marea). Además, juegan un importante papel en el ciclo del carbono, el cual es poco conocido en estas zonas (Choi y Wang, 2004). La inundación está regulada estacionalmente e influye en la respuesta de distintos indicadores ambientales, tales como COT y CaCO_3 , no sólo por la relación precipitación/evaporación, sino también por el aporte marino y cambios en la línea de costa. El porcentaje de COT es indicador del contenido de materia orgánica y de la productividad del sistema (Ortega et al., 2010; Vázquez-Castro et al., 2008).

La precipitación de carbonato de calcio (CaCO_3) puede ser inducida por factores bióticos y abióticos como cambios en la temperatura, el metabolismo bacteriano, y el estado trófico del cuerpo de agua (Sosa-Nájera et al., 2010). La acumulación de carbonatos se debe a procesos químicos y bioquímicos asociados directamente con la evaporación del agua, lo cual controla la composición química y la salinidad (Xiao et al., 2006). Cuando la temperatura sube y la evaporación aumenta, se produce una supersaturación de Ca^{2+} lo que promueve la precipitación de carbonatos (Xiao et al., 2006; Sosa-Nájera et al. 2010). Por lo tanto, altas concentraciones de CaCO_3 indican una disminución en el balance de precipitación/evaporación, lo que puede interpretarse como condiciones de sequía (Ortega et al., 2010; Vázquez-Castro et al., 2008).

Otra de las fuentes de acumulación de carbonatos es la asociada a organismos calcáreos, como bivalvos, gasterópodos, entre otros, que forman parte importante de la fauna asociada a los manglares (Whitmore et al., 2005). La acumulación de restos esqueléticos (bioclastos) de estos organismos está relacionada con la sucesión de organismos, cambios en la marea, así como eventos de transgresión marina (Perry et al. 2008). Autores como Xiao et al (2006), relacionan directamente los porcentajes de TIC y TOC como indicadores de temperatura y precipitación respectivamente.

Pollen: La distribución de la vegetación depende principalmente de cambios en la precipitación y la temperatura. De esta forma, se asume que el clima ha influido en la distribución de la vegetación a través del tiempo y estos cambios quedan registrados en los sedimentos a través del polen fósil (Brewer et al., 2007). El análisis de polen permite reconstruir la historia de la vegetación por medio de las preferencias ecológicas de los taxa. Así como cambios

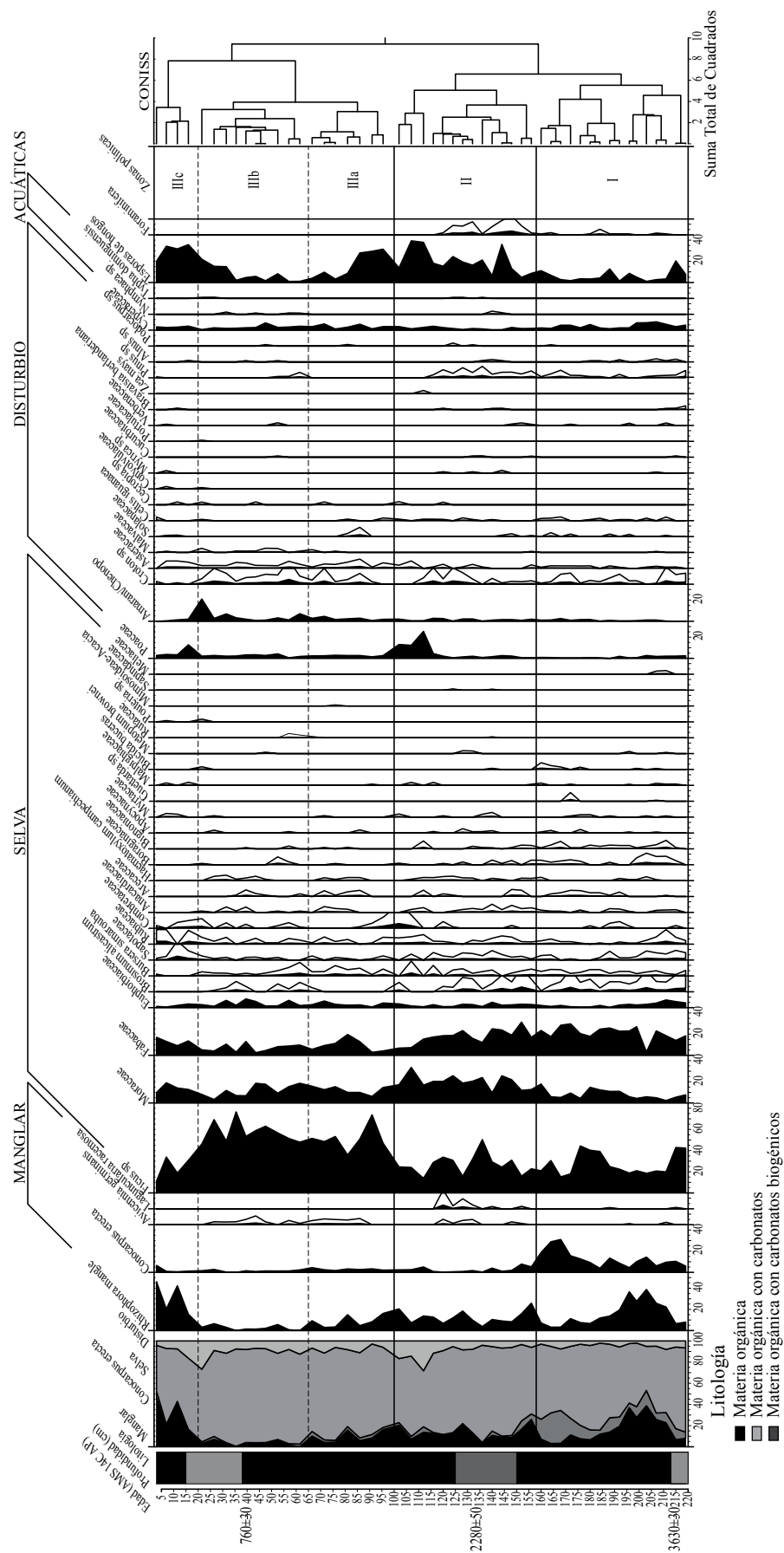


Figura 3. Diagrama de polen expresado en porcentajes, los grupos se encuentran ordenados por afinidad ecológica.

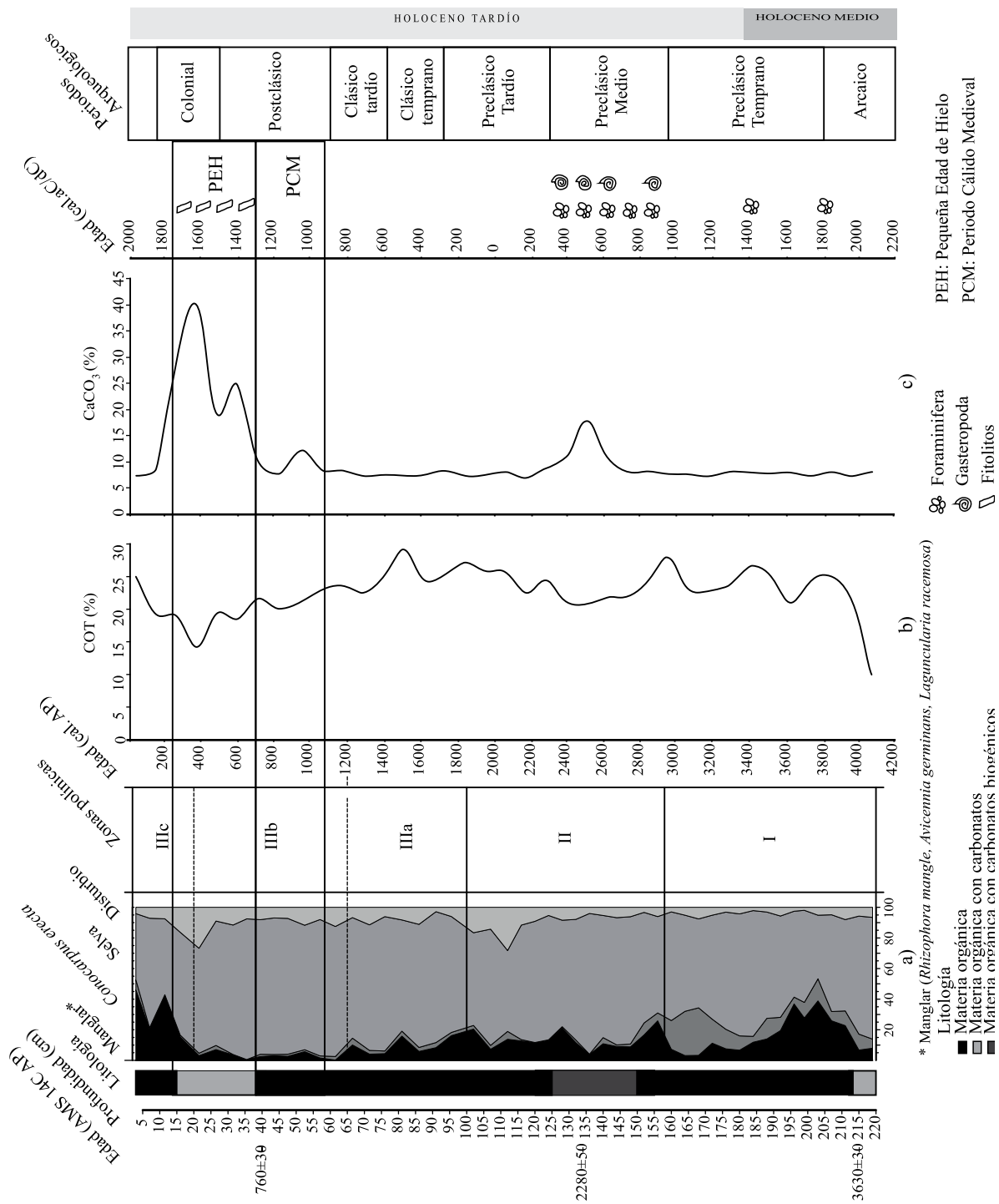


Figura 4. Diagrama que incluye los porcentajes de a) Suma Orgánico Total (COT) y c) Contenido de Carbono de calcio (CaCO₃). Se incluyen las edades AMS ¹⁴C AP, las edades calibradas antes del presente (cal AP), así como las edades en años calendario (Cal aC/dC); estas últimas fueron obtenidas por interpolación lineal a partir de las fechas AMS. Además se muestra la Escala cronológica de los periodos arqueológicos, y se incluyen el Periodo Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo.

en el clima a través de la abundancia de taxa indicadores de condiciones ambientales. Estudios de lluvia de polen y vegetación, además de estudios paleo, muestran que altos porcentajes de *Rhizophora mangle* (>30%), están relacionados con el incremento en el nivel del mar (Muller, 1959, en Ellison, 2008; Cohen y Spackman, 1977, en Ellison, 2008), ambos en Ellison (2008). Incrementos en la proporción de *Avicenia germinans* muestran condiciones de hipersalinidad y cambios en la hidrología local, mientras que la abundancia de *Conocarpus erectus* está relacionada con menor inundación (Tomlinson, 1994). En general los elementos de manglar muestran las variaciones en el nivel del mar, las mareas y los niveles de inundación, así como los avances y retrocesos de comunidades selváticas contiguas. Elementos de selva como Moraceae, *Brosimum alicastrum*, Meliaceae, Sapotaceae, Fabaceae y Rubiaceae están asociados a condiciones de mayor régimen de precipitación y humedad (Sánchez e Islebe, 2002). Taxa de disturbio como Poaceae, Asteraceae, Cheno-Amarant, entre otras (Figura 3), son elementos típicos de sucesión temprana asociados a disturbios, cambios en la precipitación (reducción del ciclo anual) y actividades agrícolas (Torrescano e Islebe, 2006; Carrillo-Bastos *et al.*, 2010). Incremento en esporas de helechos y hongos puede ser una respuesta de la transición después de un disturbio (Carrión y Navarro, 2002). Los foraminíferos indican transgresión marina u oscilaciones en el nivel del mar, están presentes en ambientes con elevada salinidad. La presencia de fitolitos está relacionada con ambientes donde predominan taxa como Poaceae, Cyperaceae, Arecaceae y Amaranthaceae entre otros, y raramente se encuentran en muestras muy cercanas a la playa (Piperno 1988, Medeanic *et al.*, 2008).

Transición Holoceno Medio-Tardío (4095 – 3480 cal AP, 2085-1470 cal aC)

Entre 4095 – 3930 cal AP se registró una capa de arenas y arcillas, que coincide con bajos valores de TOC (<10%) y una disminución en la tasa de acreción (menor producción de materia orgánica). Hay baja representación de *R. mangle* (<10%), *C. erectus* (10%) elemento de manglar tolerante a suelos salinos y secos está bien representado (Figura 3). Altas proporciones de *Ficus sp* y Fabaceae (>20%), elementos tolerantes a perturbación y condiciones de menor humedad, sugieren disminución en el régimen de precipitación. De acuerdo con Xiao *et al* (2006), valores bajos de COT y aumento en la depositación de CaCO₃ están asociados a disminución de la precipitación.

Entre 3930 y 3400 cal AP (1910 - 1390 cal aC), *R. mangle* domina el espectro polínico (>30%) y *C. erectus* se mantiene bien representado. Los valores de CaCO₃ son constantes (~8%), mientras los valores de COT incrementan (8 a 25%). El núcleo presenta abundante materia orgánica en esta fase, relacionada con una mayor tasa de acreción y productividad (Mckee *et al.*, 2007). La dominancia en elementos de

manglar y la presencia de foraminíferos, sugiere incrementos en el nivel del mar y posible ocurrencia de transgresiones marinas. La presencia de Cyperaceae y Poaceae sugieren que el paisaje hacia el interior de la costa incluía algunas zonas fangosas y arcillosas. Las proporciones de elementos como Fabaceae, Sapotaceae, *Bursera simaruba*, Rubiaceae, Moraceae y *Brosimum alicastrum*, muestran la presencia de selvas subcaducifolias y subperennifolias (Sánchez e Islebe, 2002). Elementos tolerantes a inundación como *Haematoxylum campechianum*, y Combretaceae revelan además la presencia de selva baja inundable. La variación en las proporciones de taxa de manglar sugiere que la línea de costa era inestable.

Monacci *et al.*, (2009) y Anderson *et al.*, (2007), mencionan que la respuesta local del manglar ante un cambio regional, puede ser diferente en las distintas zonas del trópico, debido a que los cambios en el nivel del mar pueden afectar en diferente grado las costas del mundo. Sin embargo, estos cambios también pueden estar asociados a variabilidad climática regional. Diversos estudios de la Península de Yucatán reconstruyen el término del Holoceno Medio, Hodell *et al.* (1995) en el Lago Chichancanab, Carrillo-Bastos *et al.* (2010) para la laguna Tzib, y Mueller *et al.* (2009) en el lago Peten Itzá en Guatemala (4000 - 3500 cal AP). Todos sugieren como condición predominante un clima húmedo y un ciclo anual de precipitación estable, pero sugieren algunas fases de disminución en la precipitación. Leyden *et al.* (1996) en el cenote San José Chulchacá, en el noroeste de la Península de Yucatán, sitio cercano a la zona de estudio, reconstruyen condiciones de mayor humedad para 2500 aC, y condiciones de sequía a partir de 1800 aC. Por otro lado, las señales provenientes de sedimentos de manglar en la región, sugieren un clima húmedo e incrementos en el nivel del mar que propician inestabilidad en la línea de costa (Wooller *et al.*, 2007, Torrescano e Islebe 2006, Aragón-Moreno *et al.*, 2012). Mayewski *et al.*, (2004) menciona que la variabilidad climática del Holoceno medio está asociada a los periodos de rápido cambio climático (RCC siglas en inglés). Haug *et al.*, (2001) sugiere que estos cambios pueden estar relacionados a un incremento en la variabilidad de la oscilación del pacífico sur.

Holoceno tardío (3400 cal AP – actual, 1390 cal aC - actual)

Entre 3400 y 2900 cal AP (1390 - 900 cal aC) *R. mangle* disminuye considerablemente (<10%), *C. erectus* incrementa alcanzando su valor máximo de todo el registro (>30%). Un pico de COT ocurre a los 1000 cal aC (Figura 3). Los taxa de selva indicadores de condiciones húmedas disminuyen. Fabaceae, *Bursera simaruba*, Euphorbiaceae y *Croton*; tolerantes a disturbios y condiciones de disminución en la precipitación, mantienen sus proporciones e incrementan ligeramente. La dominancia de *C. erectus* y la disminución de *R. mangle* son evidencia de la dinámica

Tabla 2. Afinidad ecológica de las familias y especies de plantas identificadas en el conteo de polen.

Familia	Especie clave	Nombre común	Asociación vegetal	Requerimientos ecológicos (hábitat)
Rhizophoraceae	<i>Rhizophora mangle</i> (L.)	Mangle rojo	Manglar	Se desarrolla en ambientes de continuo movimiento de agua con salinidad variable, principalmente en zonas intermareales de lagunas costeras, esteros y costas con poco oleaje. Especie muy sensible a la perturbación.
Combretaceae	<i>Conocarpus erectus</i> (L.)	Botoncillo	Manglar	Crece en sabanas, petenes y manglares. Es la última especie de mangle en la sucesión desde la costa hasta tierra adentro. Se desarrolla mejor en terrenos secos con buen drenaje y salinidad estable, lejos de la influencia de la marea.
Acanthaceae	<i>Avicenia germinans</i>	Mangle negro	Manglar	Crece en zonas tropicales y subtropicales secas y húmedas. Es el mangle más tolerante a bajas temperaturas, pero es sensible a heladas. Puede ser dominante en zonas áridas donde la salinidad es alta.
Combretaceae	<i>Laguncularia racemosa</i> (L.)	Mangle blanco	Manglar	Crece en zonas tropicales secas y húmedas, en una gran variedad de condiciones. Se puede desarrollar en suelos elevados donde las inundaciones por mareas son menos frecuentes e intensas, se asocia con mangle negro pero, cuando la salinidad es baja es la especie dominante.
Moraceae	<i>Ficus</i> sp		Selva	Se desarrollan en zonas tropicales, en una amplia variedad de hábitats, de muy secos a muy húmedos, pueden encontrarse en selvas perturbadas o formar parte de vegetación secundaria.
Moraceae			Selva	Son árboles o arbustos en su mayoría tropicales y subtropicales. Se desarrollan en selvas y son sensibles a perturbación.
Fabaceae		Leguminosas	Selva	Principalmente arbóreas, se desarrollan en selvas lluviosas y secas, tolerantes a periodos con escasez de lluvia. Pueden formar parte de vegetación secundaria.
Moraceae	<i>Brosimum alicastrum</i> (Sw).	Ramón	Selva	Especie dominante en selva alta y mediana. Prospera en llanos fértiles o laderas con suelos calizos someros, pedregosos con buen drenaje.
Euphorbiaceae				Árboles o arbustos en su mayoría tropicales, que se desarrollan en selva mediana, baja y baja inundable.
Burseraceae	<i>Bursera simaruba</i> (L.)	Chaká	Selva	Árbol tropical, se desarrolla en diversidad de condiciones ecológicas desde selvas bien conservadas hasta vegetación secundaria. Se establece en claros de selva y prospera tanto en terrenos llanos como en laderas escarpadas sobre suelos derivados de rocas sedimentarias marinas y suelos calcáreos.
Rubiaceae				Árboles, arbustos o hierbas en su mayoría tropicales, se desarrollan en selvas.
Sapotaceae			Selva	Árboles o arbustos tropicales. Se desarrollan principalmente en selvas húmedas.
Combretaceae			Selva	Árboles, arbustos o bejucos en su mayoría tropicales.
Anacardiaceae			Selva	Árboles, arbustos o herbáceas en su mayoría tropicales
Arecaceae		Palmas	Selva	Se desarrollan en su mayoría en zonas tropicales. Presentes en selva mediana, baja, manglares y dunas costeras. Algunas en vegetación secundaria.
Fabaceae	<i>Haematoxylum campechianum</i> (L.)	Palo de tinte	Selva	Crece en selvas altas, medianas y petenes habitualmente sobre suelos planos profundos y arcillosos que se inundan en época de lluvias, pero pueden crecer bien en suelos calizos.
Boraginaceae			Selva	Arbustos, hierbas y raramente árboles. Se desarrollan en un amplio rango de condiciones ecológicas, principalmente en climas cálidos húmedos, necesitan suelos bien drenados.
Bignoniaceae			Selva	Árboles, arbustos, lianas y algunas hierbas, generalmente tropicales y subtropicales. Prospera en selvas.
Apocynaceae			Selva	Hierbas, lianas y rara vez árboles o arbustos. Son plantas tropicales y subtropicales. Sus grandes árboles se desarrollan en la selva tropical y zonas pantanosas.
Myrtaceae			Selva	Árboles o arbustos perennifolios de regiones tropicales y subtropicales.
Rubiaceae	<i>Guettarda</i> sp.	Manzanillo	Selva	Se desarrolla en zonas con selva mediana y selva baja.
Malpighiaceae			Selva	Árboles, arbustos o bejucos perennes, tropicales y subtropicales. Se desarrollan en selva mediana, baja, baja inundable y sabana.

Tabla 2 (continuación). Afinidad ecológica de las familias y especies de plantas identificadas en el conteo de polen.

Familia	Especie clave	Nombre común	Asociación vegetal	Requerimientos ecológicos (hábitat)
Combretaceae	<i>Bucida buceras L.</i>	Pukté	Selva	Árbol dominante en rodales forestales secos y húmedos. Crece mejor en suelos profundos ricos en nutrimentos y bien drenados, sin embargo puede encontrarse en suelos salinos en zonas costeras y suelos calizos en áreas con una precipitación mediana. Puede crecer asociado a manglares.
Anacardiaceae	<i>Metopium brownei (Jacq)</i>	Cheechem	Selva	Presente en selva alta, mediana, baja y baja inundable, así como en manglares y tintales. También forma agrupaciones puras (Chechenales). Es resistente al fuego, se desarrolla en terrenos planos con suelos someros de buen drenaje superficial, así como en suelos profundos arcillosos de drenaje deficiente que se inundan con alguna frecuencia, como sabanas y bajos.
Rutaceae	<i>Pouteria sp.</i>		Selva	Árboles o arbustos, raramente herbáceas.
Sapotaceae			Selva	Árbol tropical que puede prosperar en amplia variedad de suelos, con buen drenaje. No toleran suelos con mal drenaje ni bajas temperaturas. Crece comúnmente en zonas semisecas.
Sapotaceae	<i>Manilkara zapota (L.)</i>	Chicozapote, sapote	Selva	Árbol perennifolio presente en selvas tropicales cálidas, húmedas y subhúmedas. Prospera en terrenos planos o ligeramente inclinados con buen drenaje.
Mimosoideae			Selva	Árboles o arbustos que abundan en las selvas tropicales y subtropicales.
Meliaceae			Selva	Árboles o arbustos tropicales y subtropicales que se desarrollan desde selvas húmedas hasta zonas semiáridas.
Sapindaceae			Selva	Árboles, arbustos, lianas y hierbas o bejucos de regiones tropicales y subtropicales.
Chenopodioideae			Disturbio	Herbáceas, con algunos arbustos y trepadoras. Se desarrolla en terrenos salinos como zonas costeras, marismas, pantanos salobres o como hierbas secundarias.
Poaceae		Pastos	Disturbio	En su mayoría son herbáceas perennes asociadas a zonas abiertas con fuerte desecación. Son componentes importantes de sabanas, estepas, prados y pastizales.
Euphorbiaceae	<i>Croton sp.</i>		Disturbio	Herbáceas, arbustos o árboles que se desarrollan en el trópico como vegetación secundaria.
Asteraceae		Compuestas	Disturbio	En su mayoría son herbáceas, pueden ser hidrofílicas, helofíticas, mesofíticas y xerofíticas. Frecuentes en zonas áridas, semiáridas o como vegetación secundaria.
Malvaceae			Disturbio	Herbáceas, raramente arbustos o árboles principalmente de regiones tropicales y subtropicales de clima cálido. En general se desarrollan como vegetación secundaria en selvas mediana y baja.
Solanaceae			Disturbio	Herbáceas o leñosas cosmopolitas, principalmente de centro y sur de América, la mayoría se comportan como malezas.
Cannabaceae	<i>Celtis iguanaea</i>		Disturbio	Árbol caducifolio endémico de región tropical de América. Común en selvas tropicales perturbadas.
Urticaceae	<i>Cecropia sp.</i>		Disturbio	Árboles nativos de centro y sur América. Comunes en climas cálidos, se comportan como especies invasoras.
Convolvulaceae		Campánulas	Disturbio	Árboles, arbustos y hierbas, la mayoría son trepadoras herbáceas. Se comportan como malezas.
Myricaceae	<i>Myrica sp.</i>		Disturbio	Se desarrollan en humedales, dunas de arena y selvas como árbol pequeño, pero se adapta fácil a zonas perturbadas en forma de arbusto.
Cucurbitaceae			Disturbio	Comúnmente herbáceas. Son principalmente hierbas rastreras o trepadoras.
Portulacaceae			Disturbio	Herbáceas y arbustos cosmopolitas. Se desarrolla principalmente en zonas semiáridas. Pueden comportarse como malezas.
Verbenaceae			Disturbio	Árboles, arbustos y herbáceas, principalmente tropicales. Se desarrollan en selva mediana y vegetación secundaria.
Acanthaceae	<i>Bravaisia berlandieriana (Nees).</i>	Julub	Disturbio	Arbusto de vegetación secundaria. Se presenta en selva mediana, baja, baja inundable y manglar.
Poaceae	<i>Zea mays</i>	Maíz	Disturbio	Especie domesticada adaptable a una amplia gama de condiciones ecológicas.
Pinaceae	<i>Pinus sp.</i>	Pinos	Disturbio	Árboles de climas templados.

Tabla 2 (continuación). Afinidad ecológica de las familias y especies de plantas identificadas en el conteo de polen.

Familia	Especie clave	Nombre común	Asociación vegetal	Requerimientos ecológicos (hábitat)
Betulaceae	<i>Alnus</i> sp.	Alisos	Disturbio	Árboles de climas templados.
Podocarpaceae	<i>Podocarpus</i> sp.	Mañíos	Disturbio	Árboles de climas templados.
Cyperaceae		ciperáceas	Acuáticas	Especies herbáceas cosmopolitas que se desarrollan en ambientes húmedos y terrenos encharcados.
Nymphaeaceae	<i>Nymphaea</i> sp.		Acuáticas	Hierbas perennes, acuáticas.
Typhaceae	<i>Typha domingensis</i>	Españaña	Acuáticas	Hierba perenne acuática, se desarrolla en zonas pantanosas.

Heywood (1985); Hickey y King (1997); Banfi y Quattrocchi (1997); Vázquez-Castro et al. (2008); Furnari et al. (2012).

en la línea de costa. También es posible que el nivel de inundación, producto de las descargas provenientes de tierra adentro, disminuya durante esta fase. Posterior a 1000 cal aC, *C. erectus* no alcanza proporciones mayores al 10%, este comportamiento sugiere que es durante este periodo que se estabiliza la línea de costa. Wooller et al. (2009) también reporta para la costa de Belice una variación entre *R. mangle* y *C. erectus* durante 3900 y 3300 cal, lo que sugiere una variación regional en el nivel de mar.

La presencia de foraminíferos y gasterópodos entre 2900 y 2300 cal AP (900 - 300 cal aC) revela una acumulación de origen biogénico, que incrementa la proporción de carbonatos de ~8 a ~18%. Esta acumulación coincide con disminución en COT (5%) y *R. mangle* (<20%). La productividad del sistema puede estar relacionada con un incremento en las poblaciones de organismos calcáreos, o bien por transporte promovido por intrusión de agua marina en la zona (Vedel et al., 2006, Hallock, 2001). Durante esta fase la preservación del polen es pobre y disminuye la tasa de sedimentación (0.042 cm/año) y acreción. Hay correspondencia entre la disminución de *R. mangle* y un menor aporte de materia orgánica, lo cual resalta la importancia de este taxa en la construcción y mantenimiento de la línea de costa (McKee et al., 2007).

Durante el periodo 2200 y 1500 cal AP (200 cal aC-500 cal dC) se observa una reducción considerable de elementos de selva y un ligero aumento de *C. erectus* (Figura 3). Un significativo aumento de Poaceae (>20%) y otros taxa de condiciones abiertas ocurre entre 2150 y 1750 cal AP (115 cal aC y 200 cal dC), acompañado del primer y único registro de polen de maíz (*Zea mays*), lo que podría interpretarse como el inicio de la actividad humana cerca de la región (Figura 3). Burry et al., (2001) menciona que en el caso de Poaceae se puede registrar hasta un 10% de polen en ausencia de la vegetación de estos taxa, además el porcentaje de polen de esta familia no está fuertemente asociado a la cobertura vegetal, por lo tanto, la depositación de maíz se trata de un aporte regional y no local como resultado de los vientos predominantes del Este sobre la región. El incremento de elementos de disturbio tolerantes a sequías, puede estar relacionado con la sequía pre-abandono ocurrida en ~200 dC (Haug et al., 2003). Un marcado aumento de *Ficus* sp en 1900 cal AP (100 dC), asociado a una mayor

proporción de taxa como Chenopodioideae, Poaceae, *Croton* sp, Asteraceae, Malvaceae, Cypeaceae y esporas de hongo, elementos típicos de disturbio humano, sugiere deforestación en la región (Figura 3). Islebe y Sánchez (2002), así como Torrescano (2007), mencionan que *Ficus* puede ser abundante durante un disturbio, ya que es oportunista y tolerante a actividades antropogénicas.

Entre 500 cal dC y 1650 cal dC se presenta una disminución de los porcentajes de COT (de 25% hasta 15%) y tres incrementos en la precipitación de CaCO₃, uno de 12% (940 cal AP), el segundo de 25% (585 cal AP) y tercero con hasta 40% (360 cal AP) relacionados a un aumento en la evapotranspiración del área. *R. mangle* y *C. erectus* disminuyen a sus niveles más bajos (>10%), mientras los elementos de disturbio incrementan coincidiendo con una importante presencia de fitolitos (Figura 3 y 4), lo cual sugiere fuerte deforestación en la región. Elementos de selva asociados a condiciones de clima húmedo y alta precipitación disminuyen a porcentajes menores de 5 y 10%. Carrillo-Bastos et al. (2010) reportan disminución en elementos de selva, incremento en elementos de disturbio y altos valores de δ¹⁸O, sugiriendo condiciones secas a partir de ~1900 cal AP en la laguna Tzib (Figura 1). Haug et al., (2003) y Hodell et al., (2005) registran por medio de proxies biogeoquímicos diversas sequías a partir de 600 a 1100 dC, algunas de ellas de 27 a 213 años de duración. Las sequías del Clásico Tardío han sido identificadas en registros, como Punta Laguna (Curtis et al., 1996; Hodell et al., 2007) y El Lago Chichancanab (Hodell et al., 1995), apoyando la evidencia de eventos de sequías regionales asociados al colapso de la cultura Maya.

Entre 1100 y 700 AP, Curtis et al., (1996), Haug et al., (2001) y Haug et al., (2003), identifican en sus registros una fase de incremento en la temperatura y disminución de la precipitación. Esta fase denominada como el Calentamiento Medieval, ha sido ampliamente registrada en Europa, se distingue por un aumento en la temperatura y cambios en la actividad solar. Jones y Mann (2004), Mann (2007) mencionan que a pesar del desplazamiento de la Zona de Interconvergencia Tropical y el comportamiento de las anomalías en la Oscilación del Atlántico Norte y Pacífico Sur, la temperatura es más estable en el Ecuador y por ello se genera una respuesta de menor magnitud en los trópicos

en comparación con latitudes mayores.

De acuerdo con los registros históricos del Chilam Balam, entre 1450 y 1780 dC ocurrieron fuertes sequías y frío, condiciones que causaron una fuerte disminución en la población Maya (Gill, 2008). Los registros de la cuenca de Cariaco (Haug *et al.*, 2003), el lago Chichancanab, el cenote de San José Chulchacá y el agua X'caamal (Hodell *et al.*, 2005), muestran una fase de fuertes sequías, que corresponden con la llamada Pequeña Edad de Hielo, evento relacionado con mínimos en la actividad solar (mínimo de Maunder), producidos por disminución en el número de manchas solares, cambios en la luminosidad solar y en los vientos solares (Feulner y Rahmstorf, 2010).

Los cambios en la vegetación durante los últimos 300 años podrían explicarse por eventos locales ocurridos durante la colonia, en la cual se realizó una fuerte extracción de recursos (Madera principalmente) de los Petenes. Para poder realizar la extracción y transporte, modificaron los canales de acceso a la reserva (Figura 1). A partir de 250 cal AP (1795 cal dC) se observa una mejoría en el clima con condiciones más húmedas interpretadas por incrementos en los valores de COT, la recuperación de *Rhizophora mangle* y elementos de selva. Monacci *et al.* (2009) reportan una abundancia significativa de mangle rojo para este mismo periodo (300 cal AP al presente). El incremento de elementos de disturbio y esporas de hongos revelan actividad humana cercana a la RBLP, actualmente existen un gran número de poblaciones humanas en colindancia con la reserva.

CONCLUSIONES

El presente estudio es un registro de alta resolución temporal que aporta nueva evidencia sobre los cambios en la vegetación y clima ocurridos durante los últimos 4000 años, en el noroeste de la Península de Yucatán; zona que ha sido poco estudiada desde el punto de vista paleoambiental.

Los cambios en la vegetación durante el Holoceno medio y tardío, muestran una respuesta a la dinámica hidrológica de la zona. Elementos de manglar como *R. mangle* y *C. erectus*, así como la presencia de Foraminífera, son indicadores de cambios en el nivel de inundación, el cual está relacionado con el nivel del mar, variaciones en la marea y el drenaje al interior de la costa, que a su vez se relaciona con el nivel de precipitación. Durante la transición Holoceno medio-tardío (4095 – 3450 cal AP) cambios en la abundancia de los elementos de selva permiten interpretar retrocesos en su distribución, el paisaje muestra dominancia de manglar. En diversos registros que abarcan el Holoceno medio, los distintos proxies permiten interpretar fases de mayor precipitación que la actual, así como acelerado aumento del nivel del mar.

Cambios en las proporciones de manglar y selva durante el Holoceno tardío pueden estar relacionados con la influencia de incursiones marinas en la región, relacionadas a cambios en el Golfo de México, como las grandes inun-

daciones observadas entre 3000 y 2000 AP por Montero-Serrano *et al.* (2010). Sin embargo, el Holoceno tardío se distingue en el registro por una fuerte disminución de *R. mangle* y *C. erectus*. Los elementos de selva dominan esta fase sugiriendo un avance en la línea arbórea de selva. No obstante se presentan eventos de reducción en la precipitación regional, interpretados por disminución en taxa de selva indicadores de condiciones húmedas, además del incremento de elementos de disturbio. Este deterioro climático del Holoceno tardío está asociado a cambios en la actividad solar. Los patrones climáticos regionales han sido registrados en otros puntos de la Península de Yucatán por medio de diferentes proxies, los cuales permiten interpretar diversos eventos de sequía regional, algunos asociados al colapso de la cultura Maya. El incremento de elementos de disturbio y de la precipitación de CaCO₃, permite interpretar un aumento en la evapotranspiración, durante el calentamiento medieval y la pequeña edad de hielo.

Posterior a 300 cal AP se observa una recuperación en los porcentajes de *R. mangle* y elementos de selva. La recuperación del sistema climático se expresa con un aumento en la precipitación. La fuerte recuperación de *R. mangle* también puede estar relacionada con la transformación de canales (Figura 1) durante la Colonia debido a la fuerte extracción de recursos forestales en los petenes. Esto favoreció la entrada de agua marina hacia el interior, permitiendo el establecimiento y dominancia en el sitio de *R. mangle*.

Los estudios paleoecológicos realizados en ecosistemas de manglar permiten obtener señales con baja interferencia humana local, permiten establecer líneas base en el conocimiento y comprensión de los procesos ecológicos que ocurren en un sitio a través del tiempo; así como la respuesta de estos ecosistemas a los cambios ambientales. La presente reconstrucción paleoambiental de la RBLP permite identificar la respuesta de los ecosistemas a la dinámica costera y climática regional durante los últimos 5000 años. No obstante, es necesario generar datos que permitan ampliar el entendimiento de la variabilidad climática y ecológica de la región.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue posible gracias al proyecto Patrones y Dinámica Espacio-Temporal de los Petenes del Noroeste de la Península de Yucatán, No: 082598 (CONACyT). Agradecemos a Priyadarsi D. Roy del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, por el apoyo en análisis de sedimentos, a Alejandro A. Vela por la cartografía y a María Isabel Velez, University of Regina, por la revisión del manuscrito.

REFERENCIAS

Anderson, D.E., Goudie, A.S., Parker, A.G., 2007, Global Environments through the Quaternary: New York, Oxford University Press,

- 359 pp.
- Aragón-Moreno, A.A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N., 2012, A~3800-yr, high-resolution record of vegetation and climate change on the north coast of the Yucatan Peninsula: Review of Palaeobotany and Palynology, 178, 35–42.
- Banfi, E., Quattrocchi, U., 1997, Guía de plantas tropicales silvestres: Barcelona, Ed. Grijalbo, 256 pp.
- Barrera, A., 1982, Los Petenes del noroeste de Yucatán. Su exploración ecológica en perspectiva: *Biótica*, 2, 163-169.
- Barrios, R., Contreras, F., Correa, J., 1992, Estudio ecológico y protección de aves acuáticas en los humedales de la Laguna de Términos y Los Petenes del Estado de Campeche: México, Secretaría de Desarrollo Urbano y Ecología. Delegación Campeche, 9 pp.
- Bautista, F., Palacio G., 2005, Caracterización y Manejo de los Suelos de la Península de Yucatán; Implicaciones Agropecuarias, Forestales y Ambientales: Universidad Autónoma de Campeche, Universidad Autónoma de Yucatán, Instituto Nacional de Ecología, 282 pp.
- Birks, H., 1996, Contributions of Quaternary paleoecology to nature conservation: *Journal of Vegetation Science*, 7, 89-98.
- Birks, H.H., Birks, H.J.B., 2006, Multi-proxy studies in palaeolimnology: *Vegetation History and Archaeobotany*, 15, 235-251.
- Brenner, M., Rosenmeier, M.F., Hodell, D.A., Curtis, J.H., 2002, Paleolimnology of the Maya lowlands: *Ancient Mesoamerica*, 13, 141-157.
- Brewer, S., Guiot, J., Barboni, D., 2007, Pollen methods and studies; Use of pollen as climate proxies: Elsevier, *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2497–2508.
- Burru, L.S., Trivi de Mandri, M.E., Palacio, P.I., Lombardo, M.C., 2001, Relaciones polen-vegetación de algunos taxa de la estepa patagónica (Argentina): *Revista Chilena de Historia Natural*, 74, 419-427.
- Carrillo-Bastos, A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N., González, N., 2010, Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Peninsula, Mexico: Review of Palaeobotany and Palynology, 160, 189–196.
- Carrión, J.S., Navarro, C., 2002, Cryptogam spores and other non-pollen microfossils as sources of palaeoecological information: case-studies from Spain: *Annales Botanici Fennici*, 39, 1-14.
- Choi, Y., Wang, Y., 2004, Dynamics of carbon sequestration in a coastal wetland using radiocarbon measurements: Florida, USA, *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB4016.
- Comisión Natural de Áreas Naturales Protegidas (CONANP) y Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT), 2006, Programa de conservación y manejo Reserva de la Biosfera Los Petenes, México, 203 pp.
- Correa-Sandoval, J., 1992, Status of Aquatic Birds in the Coastal Wetlands of the Yucatan Peninsula: University of Newcastle upon Tyne, Master Thesis, 110 pp.
- Curtis, J.H., Hodell, D., 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, A.L., Bunting, M.J., 2010, Applications of Palaeoecology in Conservation: *The Open Ecology Journal*, 3, 54-67.
- Durán, G.R., 1995, Diversidad florística de Los Petenes de Campeche: *Acta Botánica Mexicana*, 31, 73-84.
- Durán, R., 1987, Descripción de la estructura y composición de la vegetación de los petenes del noroeste de Campeche, México: *Biótica*, 12, 181-198.
- Ellison, J.C., 2008, Long-term retrospection on mangrove development using sediment cores and pollen analysis: *Aquatic Botany*, 89, 93-104.
- Erdtman, G., 1969, *Handbook of palynology. An Introduction to the study of Pollen grains and spores*: New York, Hafner Publishing Co., 486 pp.
- Feulner, G., Rahmstorf, S., 2010, On the effect of a new grand minimum of solar activity on the future climate on Earth: *Geophysical Research Letters*, 37, 1-5.
- Furnari, G., Guglielmo, A., Longhitano, N., Pavone, P., Salmeri, C., Scelsi, F., 2012, Tabla de Botánica Sistemática: Universidad de Catania, Departamento de Botánica, Consultada el 26/ febrero/2012, <http://www.dipbot.unict.it/sistematica_es/Dico_ind.html>.
- García, M.E., 1987, Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 217 pp.
- Gill, R.B., 2008, *Las Grandes Sequías Mayas; Agua, vida y muerte*: Fondo de Cultura Económica, 561 pp.
- Glew, J.R., Smol, J.P., Last, W.M., 2001, Sediment core collection and extrusion, *en* Last, W.M., Smol, J.P. (eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*: Dordrecht, Holanda, Kluwer Academic Publishers, 73-105.
- Grimm, E.C., 2011, TILIA software version 1.7.16: Springfield, USA, Illinois State Museum, Research and Collection Center, <<http://intra.museum.state.il.us/pub/grimm/tilia/>>
- Hallock, P., 2001, Coral reefs, carbonate sediments, nutrients, and global change, *en* Stanley, G.D. Jr (ed.), *The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems*: New York, Kluwer Academic/Plenum Publishers, *Topics in Geobiology*, 17, 387-427
- Haug, G.H., Günther, D., Peterson, L.C., Sigman, D.M., Hughen, K.A., Aeschlimann, B., 2003, Climate and the collapse of Maya civilization: *Science*, 299, 1731-1735.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001, Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene: *Science*, 293, 1304-1308.
- Heywood, V.H., 1985, *Las plantas con flores*: Barcelona, España, Reverté, S.A., 332 pp.
- Hickey, M., King, C., 1997, *Common families of flowering plants*: Cambridge University Press, 213 pp.
- Hodell, D., Brenner, M., Curtis, J., 2007, Climate and cultural history of the Northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, México: *Climate Change*, 83, 215-240
- Hodell, D., Brenner, M., Curtis, J., Guilderson, T., 2001, Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands: *Science*, 292, 1367-1370.
- Hodell, D., Brenner, M., Curtis, J., Medina-González, R., Ildefonso-Chan, C.E., Albornaz-Pat, A., Guilderson, T.P., 2005, Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age: *Quaternary Research*, 63, 109-121.
- Hodell, D., Curtis, J., Brenner, M., 1995, Possible role of climate in the collapse of classic Maya civilization: *Nature*, 375, 391-94.
- Islebe, G., Sánchez, O., 2002, History of late Holocene vegetation at Quintana Roo, Caribbean coast of Mexico: *Plant Ecology*, 160, 187-192.
- Jones, P.D., Mann, M.E., 2004, Climate over past millennia: *Reviews of Geophysics*, 42 pp.
- Knies, J., Hald, M., Ebbesen, H., Mann, U., Vogt, C., 2003, A deglacial–middle Holocene record of biogenic sedimentation and paleoproductivity changes from the northern Norwegian continental shelf: *Paleoceanography*, 18(4), 1096.
- Leyden, B.W., Brenner, M.A., Dahlin, B.H., 1998, Cultural and climatic history of Cobá, a lowland Maya city in Quintana Roo, México: *Quaternary Research*, 49, 111-112.
- Leyden, B.W., Brenner, M.A., Whitmore, T., Curtis, J.H., Piperno, D., Dahlin, B., 1996, A record of long and short-term climatic variation from northwest Yucatan: Cenote San Jose Chulucacá, *en* Fedick, S.L. (ed.), *The Managed Mosaic: Ancient Maya agriculture and resource use*: Utah, University of Utah Press, 30-50.
- Lugo-Hubp, J., Aceves-Quesada, J.F., Espinasa-Pereña, R., 1992, Rasgos geomorfológicos mayores de la península de Yucatán: UNAM, Instituto de Geología, *Revista*, 10(2), 143-150.
- Mann, M.E., 2007, Climate over the past two millennia: *Annual Reviews Earth and Planetary Sciences*, 35, 111-136.
- Mas, J.F., Correa, S.J., 2000, Análisis de la fragmentación del paisaje en el área protegida “Los Petenes”, Campeche, México: UNAM, *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 43, 42-59.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Van Kreveld, S.,

- Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004, Holocene climate variability: *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- McKee, K.L., Cahoon, D.R., Feller, I.C., 2007, Caribbean mangroves adjust to rising sea level through biotic controls on change in soil elevation: *Global Ecology and Biogeography*, 1-12.
- Medeanic, S., Zamora, N., Correa, I.C.S., 2008, Non-pollen palynomorphs as environmental indicators in the surface samples from mangrove in Costa Rica: *Revista Geológica de América Central*, 39, 27-51.
- Monacci, N.M., Meier-Grünhagen, U., Finney, B.P., Behling, H., Wooller, M.J., 2009, Mangrove ecosystem changes during the Holocene at Spanish Lookout Cay, Belize: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280, 37-46.
- Montero-Serrano, J.C., Bout-Roumazielles, V., Sionneau, T., Tribouillard, N., Bory, A., Flower, B.P., Riboulleau, A., Martinez, P., Billy, I., 2010, Changes in precipitation regimes over North America during the Holocene as recorded by mineralogy and geochemistry of Gulf of Mexico sediments: *Global and Planetary Change*, 74, 132-143.
- Moore, P.D., Webb, J.A., Collinson, M.E., 1991, *Pollen Analysis*: Blackwell Scientific Publications, 216 pp.
- Mueller, A.D., Islebe, G.A., Hillesheim, M.B., Grzesik, D., Flavio, S., Anselmetti, E., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J., Hodell, D., Venz, K., 2009, Climate drying and associated forest decline in the lowlands of northern Guatemala during the late Holocene: *Quaternary Research*, 71, 133-141.
- Nooren, C.A.M., Hoek, W.Z., Tebbens, L.A., Del Pozzo, M., 2009, Tephrochronological evidence for the late Holocene eruption history of El Chichón Volcan, Mexico: *Geofísica Internacional*, 48(1), 97-112.
- Ortega, B., Vázquez, G., Caballero, M., Israde, I., Lozano-García, S., Schaaf, P., Torres, E., 2010, Late Pleistocene; Holocene record of environmental changes in Lake Zirahuén, Central Mexico: *Journal Paleolimnology*, 44(3), 745-760.
- Palacios-Chávez, R., Ludlow-Wiechers, B., Villanueva-Gutierrez, R., 1991, Flora palinológica de Reserva de la Biosfera de Sian Ka'an, Quintana Roo, México: Quintana Roo, México, Centro de Investigaciones de Quintana Roo (CICRO), 321 pp.
- Perry, C.T., Berkeley, A., Smithers, S.G., 2008, Microfacies characteristics of a tropical, mangrove-fringed shoreline, Cleveland Bay, Queensland, Australia; sedimentary and taphonomic controls on mangrove facies development: *Journal of Sedimentary Research*, 78, 77-97.
- Piperno, D.R., 1988, *Phytolith analysis an archeological and geological perspective*: Academic Press, 280 pp.
- Prager, C., 2006, Jaina: The Island Necropolis, en Grube N., Eggebrecht, E., Seidel, M. (eds.), *Maya Divine Kings of the Rain Forest*: Colonia, Alemania, Könemann, 308-309.
- Reimer, P.J., Hughen, K.A., Guilderson, T. P., McCormac, F.G., Baillie, M.G.L., Bard, E., Barratt, P., Beck, J.W., Brown, D.M., Buck, C.E., Damon, P.E., Friedrich, M., Kromer, B., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., van der Plicht, J., 2002, Preliminary Report of the first workshop of the IntCal04 Radiocarbon Calibration/Comparison Working Group: *Radiocarbon*, 44, 653-61.
- Rico, G.V., Palacios, R.M., 1996, Salinidad y el nivel del agua como factores en la distribución de la vegetación en la ciénaga del NW de Campeche, México: *Acta Botánica Mexicana*, 34, 53-61.
- Rivera-Arriaga, E., Villalobos, Z.G., Azuz, A., Rosado, M., 2004, *El Manejo Costero en México*: Universidad Autónoma de Campeche, Centro EPOMEX, SEMARNAT, Capítulo 27 "Reservas de la Biosfera Costeras: Los Petenes y Ría Celestún", 654 pp.
- Roberts, N., 1998, *The Holocene. An environmental history*: USA, Wiley-Blackwell, 328 pp.
- Rull, V., 2010, Ecology and Palaeoecology: Two approaches, one objective: *The Open Ecology Journal*, 3, 1-5.
- Sánchez-Dzib, Y.A., Sosa-Nájera, S.Y., Lozano-García, M.S., 2009, Morfología polínica de especies de la selva mediana subperennifolia en la cuenca del río Candelaria, Campeche: *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, 84, 83-104.
- Sánchez, S.O., Islebe G.A., 2002, Tropical forest communities in southeastern Mexico: *Plant Ecology*, 158, 183-200.
- Sosa-Nájera, S., Lozano-García, S., Roy, P. D., Caballero, M., 2010, Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 437-451.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2005, CALIB 5.0: <<http://calib.qub.ac.uk/calib/>>
- Tomlinson, P.B., 1994, *The Botany of Mangroves*: Cambridge University Press, 419 pp.
- Torrescano, V.N., 2007, Reconstrucción paleoambiental del Holoceno medio-tardío en la parte centro-sur de la Península de Yucatán, México: Chetumal, Quintana Roo, México, El Colegio de la Frontera Sur, Tesis doctoral, 94 pp.
- Torrescano, N., Islebe, G.A., 2006, Tropical forest and mangrove history from southeastern Mexico: a 5000 yr pollen record and implications for sea level rise: *Vegetation History Archaeobotanic*, 15, 191-195.
- Vázquez-Castro, G., Ortega-Guerrero, B., Rodríguez, A., Caballero, M., Lozano-García, S., 2008, 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: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 21-38.
- Vedel, V., Behling, H., Cohen, M., Lara, R., 2006, Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the taperebal core in northeastern Pará State: *Vegetation History Archaeobotanic*, 15, 115-123.
- Whelan, K.R.T., Smith, III T.J., Cahoon, D.R., Lynch, J.C., Anderson, G.H., 2005, Groundwater control of mangrove surface elevation: Shrink and Swell Varies with soil depth: *Estuaries*, 28(6), 833-843.
- Whitmore, J., Gajewski, K., Sawada M., Williams, J.W., Shuman, B., Bartlein, P.J., Minckley, T., Viau, A.E., Webb, T., Shafer, S., Anderson, P., Brubaker L., 2005, Modern pollen data from North America and Greenland for multi-scale paleoenvironmental applications: *Quaternary Science Reviews*, 24, 1828-1848.
- Wooller, M.J., Behling, H., Guerrero, J.L., Jantz, N., Zweigert, M. E., 2009, Late Holocene hydrologic and vegetation changes at Turneffe Atoll, Belize, compared with records from mainland Central America and México: *Palaeos*, 24, 1-7.
- Wooller, M.J., Morgan, R., Fowell, S., Behling, H., Fogel, M., 2007, A multiproxy peat record of Holocene mangrove palaeoecology from Twin Cays, Belize: *The Holocene*, 17(8), 1129-1139.
- Xiao, J., Wu, J., Si, B., Liang, W., Nakamura, T., Liu, B., Inouchi, Y., 2006, Holocene climate changes in the monsoon/arid transition reflected by carbon concentration in Daihai Lake of Inner Mongolia: *The Holocene*, 16(4), 551-560.

Manuscrito recibido: Noviembre 14, 2011

Manuscrito corregido recibido: Agosto 17, 2012

Manuscrito aceptado: Agosto 21, 2012