

( 228 de la Serie)

***P*ALEOCLIMA DE LA REGION MAYA:  
SINTESIS DEL CONOCIMIENTO  
BASADO EN REGISTROS  
PALEOLIMNOLOGICOS**

**MARK BRENNER  
MICHAEL F. ROSENMEIER  
DAVID A. HODELL  
JASON H. CURTIS**  
*Universidad de Florida*

---

## PALEOCLIMA DE LA REGION MAYA: SINTESIS DEL CONOCIMIENTO BASADO EN REGISTROS PALEOLIMNOLOGICOS

---



MARK BRENNER, MICHAEL ROSENMEIER, DAVID HODELL, JASON CURTIS  
UNIVERSIDAD DE FLORIDA

### ABSTRACTO

Bajo ciertas condiciones, los sedimentos lacustres están en capacidad de preservar información sobre el medioambiente del pasado a la manera de un archivo paleoclimático. En la tarea compleja de inferir las condiciones climáticas en la región Maya, nuestro equipo de investigadores ha utilizado núcleos de sedimentos obtenidos en varios cuerpos de agua, no solo en la Península Yucatán, sino en otros lugares alrededor del Caribe. Estos resultados aportan datos importantes sobre lo que pudo haber sido el contexto climático en el cual la cultura Maya se desarrolló, persistió, y finalmente colapsó. Los registros paleoclimáticos alrededor del Caribe revelan resultados coherentes en cuanto a las oscilaciones climáticas regionales. Las tendencias climáticas de largo plazo parecen haber sido controlados por cambios estacionales en las tasas de insolación, como consecuencia de la precesión en la órbita del globo terráqueo (i.e. ciclos Milankovitch). Según nuestra línea de evidencia, el Pleistoceno tardío, >10,500 años antes del presente (10.5 ka AP), se caracterizó por un clima frío y seco. Durante la época glacial, la selva tropical parece no haber existido en la Península de Yucatán y los lagos someros no contenían agua. Por su parte, la proliferación de la vegetación tropical en la forma de selva perennifolia y subperennifolia, así como la aparición de agua en cuencas lacustres, solo se dio a partir del Holoceno, es decir entre 10-8 ka AP. Tales rasgos están asociados a condiciones climáticas más húmedas y a un incremento en la estacionalidad. Hace unos 3,000 años AP, el registro paleolimnológico muestra una tendencia hacia condiciones más secas y una reducción en el contraste estacional. Este cambio se asocia al establecimiento de poblaciones Mayas durante el período Preclásico Medio (1,000-300 AC). A grandes rasgos, el período Clásico (250-850 DC) puede catalogarse como un intervalo de clima seco. Durante los tres últimos milenios, la relación entre evaporación y precipitación fue bastante variable. Los resultados obtenidos para el Lago Chichancanab indican una serie de sequías durante los últimos 2,600 años que se sucedieron con una periodicidad aproximada de 208 años. Es bastante probable que estos ciclos hubieron sido el resultado de cambios en la intensidad solar. La más drástica sequía en la región ocurrió hacia el Siglo IX DC, y coincidió con el ocaso de la civilización Maya. Nosotros sugerimos que este cambio climático brusco y prolongado pudo haber afectado de manera sustancial la producción agrícola en la región, generando consecuencias graves para la sociedad allí establecida. En este trabajo explicamos los métodos paleolimnológicos que se aplican actualmente para la reconstrucción del clima en el pasado (paleoclima), revisamos nuestros resultados, y discutimos algunos de los problemas que requieren un abordaje más detallado en el futuro.

## INTRODUCCION

Las excavaciones arqueológicas realizadas en las tierras bajas de la región Maya han proporcionado un mayor discernimiento acerca del cambio climático en esta región durante los milenios recientes (por ejemplo Dahlin 1983; Folan et al. 1983). Estudios de paleolimnología sobre la misma región complementan esta información permitiendo un entendimiento más acertado del contexto ambiental dentro del cual la cultura Maya emergió, floreció, y colapsó. Los sedimentos lacustres se acumulan de manera ordenada y se depositan con relativa rapidez (1 mm y<sup>-1</sup> aprox.), y contienen, además, información valiosa acerca de la historia remota y reciente de las condiciones físicas, químicas y biológicas de los lagos y de sus vertientes. Los núcleos de sedimentos lacustres pueden, por lo tanto, ser usados para revelar registros de cambio ambiental continuos, de alta resolución y de largo plazo.

Los granos de polen en núcleos de sedimentos revelan cambios pasados en las comunidades de plantas terrestres, lo cual refleja impactos climáticos o humanos en la vegetación. Las diatomeas son usadas para inferir condiciones de paleo pH, salinidad, y productividad primaria. Análisis geoquímicos pueden emplearse para evaluar la carga de nutrientes que caracterizó un cuerpo de agua en el pasado, para identificar cambios en la concentración de iones disueltos, y para elucidar patrones históricos de la erosión del suelo en la cuenca. Las proporciones de isótopos estables de oxígeno (<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O) permiten así mismo reconstruir las condiciones climáticas imperantes en el pasado. Dataciones basadas en radiocarbono proveen la cronología de los núcleos de sedimentos permitiendo estimar el tiempo en el que se dieron cambios climáticos y ambientales. Las condiciones paleoambientales inferidas mediante las técnicas arriba mencionadas son tanto más confiables cuando se basan en historias coherentes generadas a partir de múltiples variables de los sedimentos (Frey 1969).

Desde los años 1950s, los paleolimnólogos han usado núcleos de sedimentos de algunos lagos en la Península de Yucatán (Figura 1) para explorar las interacciones complejas entre el clima, el ambiente, y la cultura Maya antigua. Los primeros estudios paleolimnológicos en la región asumieron el clima del Holoceno tardío como invariable. Por consiguiente, los cambios climáticos inferidos para los últimos 3,000 años, tales como pérdida del bosque y erosión del suelo, fueron atribuidos solamente al despeje de la tierra por parte de agentes humanos. Sin embargo, recientes "reconstrucciones" paleoclimáticas de alta resolución, llevadas a cabo para varios lugares del Mar Caribe, refutan esta idea de estabilidad climática del Holoceno tardío. Datos obtenidos de núcleos de sedimento muestran que patrones de sequía regional comenzaron alrededor del 1,000 AC y que la precipitación pluvial varió durante los últimos 3,000 años. En el presente artículo trataremos de sintetizar lo que se conoce hasta ahora acerca de los cambios pasados en el clima regional (Figura 2) y discutiremos porque se torna complicado distinguir con claridad las señales de perturbación climática de aquellas con origen antrópico en los perfiles de sedimentos del Holoceno tardío hasta ahora estudiados en la región Maya.

### IMPACTO HUMANO EN EL MEDIO AMBIENTE DE LAS TIERRAS BAJAS MAYAS

Cowgill et al. (1966) reportaron resultados acerca de núcleos cortos (2.2 y 2.5 m) extraídos del fondo del Lago Petenxil (N16°55', W28°50'), una cuenca pequeña y somera (0.55 km<sup>2</sup> de área y 4 m de profundidad máxima) localizada en Petén, Guatemala. Para el núcleo de mayor longitud se determinó una edad basal de 3,990±160 años AP <sup>14</sup>C. El registro de polen del mismo núcleo permitió la identificación de granos de maíz (*Zea*) a lo largo de todo el núcleo y reveló además cambios de la vegetación en el pasado. Los sedimentos más profundos presentaron grandes porcentajes de granos de polen de herbáceas, especialmente gramíneas, lo cual sugiere condiciones de paisaje abierto con poca vegetación de bosque. Los sedimentos de profundidad media exhiben un muy alto porcentaje de gramíneas, una abundancia relativamente alta de maleza de cultivo, y un número bajo de granos de polen de flora boscosa. A partir de estos datos, los autores interpretaron la secuencia para indicar que, bajo la influencia humana, una zona caracterizada por vegetación herbácea se habría convertido en un bosque alto.

Un núcleo corto (23 cm) extraído de Aguada Santa Ana Vieja (N16°42', W89°45') en las sabanas de Petén confirma los hallazgos del Lago Petenxil. Un registro de polen, aún sin datar, mostró que la aguada ha estado siempre rodeada por pastizales, aunque la expansión del bosque alto en la parte final del núcleo parece evidente (Cowgill y Hutchinson 1966). Correlaciones palinológicas con la secuencia datada de Petenxil sugieren que la expansión del bosque ocurrió tarde en el primer milenio DC.

Covich (1976) evaluó cambios pasados en la comunidad de moluscos del lago Peten-Itzá (N16°55', W89°50') usando conchas de caracoles preservadas en un núcleo de sedimento no datado. Dicho autor concluyó que las variaciones en la abundancia relativa de cinco géneros (*Pyrgophorus*, *Tryonia*, *Cochliopina*, *Biomphalaria*, *Stenophysa*) fueron provocadas por cambios en la concentración de nutrientes y de oxígeno en la columna de agua. Atribuyó las fluctuaciones en nutrientes y O<sub>2</sub> en el lago a impactos de la agricultura, aunque anotó también que la remoción de los

predadores naturales de moluscos por parte del hombre (por ejemplo las tortugas) podría también haber influenciado las abundancias relativas de taxones de caracoles. Covich (1978) sugirió que las comunidades modernas tanto terrestres como acuáticas en las tierras bajas Mayas son un fenómeno cultural, modificado por impactos asociados a prácticas agrícolas de larga duración. Estos estudios paleolimnológicos iniciales evidenciaron la riqueza en la información paleolimnológica que caracteriza los núcleos de sedimentos de la región Maya.

El proyecto Ecología Histórica de Petén Central (Central Petén Historical Ecology Project) comenzó a principios de los años 1970s con la idea de abordar los impactos ambientales causados por la sociedad Maya antigua (Rice 1978, 1986; Rice et al. 1983). Las densidades poblacionales de los Mayas durante la prehistoria fueron estimadas mediante el mapeo y apertura de fosas de sondeo en montículos residenciales a lo largo de transectos en seis cuencas diferentes (Rice y Rice 1990). Los resultados indicaron densidades poblacionales altas (entre 200-300 habitantes km<sup>-2</sup>) durante el período Clásico Tardío (550-850 DC).

Varios estudios paleolimnológicos se han llevado a cabo para explorar la historia de la vegetación en las tierras bajas de los Mayas. Un registro de polen que cubre cerca de 8,000 años, obtenido de una de las zonas de aguas someras en el Lago Quexil, Guatemala, mostró un dominio de la flora boscosa en esta área desde el Holoceno temprano (Deevey 1978; Deevey et al. 1979; Vaughan et al. 1985; Wiseman 1985). Las especies del bosque comenzaron a declinar antes de 3,000 años AP, coincidiendo con los albores de la actividad agrícola en la región (Rice et al. 1985; Rice y Rice 1990). Los registros de sedimentos del Lago Yojoa, Honduras, sugieren que el inicio de la tala del bosque comenzó hacia 4,500 <sup>14</sup>C años AP (Rue 1987). El registro del Lago Petén Itzá, Guatemala, también indicó que la remoción de la vegetación predata la evidencia arqueológica de asentamientos humanos (Islebe et al. 1996). Al contrario de las conclusiones de Cowgill et al. (1966), estos estudios mostraron que los Mayas transformaron el bosque tropical de las tierras bajas en tierras para la agricultura semejantes al paisaje de sabana. Los bosques modernos solo se recuperaron después de aproximadamente 950 DC debido, posiblemente, a una reducción sustancial en las prácticas de agricultura basadas en la tumba y quema.

La estratigrafía regional de polen del Holoceno se repite en distintos núcleos de varios lagos de Petén incluyendo Quexil (Vaughan et al. 1985), Salpetén (Leyden 1987), Sacnab (Deevey et al. 1979; Vaughan et al. 1985), Macanche (Vaughan et al. 1985), y Petén-Itzá (Islebe et al. 1996; Curtis et al. 1998). Patrones similares de vegetación en el Holoceno han sido registrados en diagramas de polen de la Laguna de Cocos, norte de Belize (Hansen 1990), y el Lago Cobá, noreste de la Península de Yucatán (Leyden et al. 1998). El registro de polen de la Laguna Tamarindito, cerca del Río de la Pasión, también sugiere que la deforestación comenzó en el Preclásico (> 3,000 años AP). La densidad de la población declinó suficientemente en el período Clásico temprano (250-550 DC) como para permitir el resurgimiento del bosque maduro (Dunning et al. 1997 a, 1997 b), sin embargo la deforestación se reinició en el Clásico tardío (550-850 DC).

La paleolimnología fue también usada para evaluar el impacto de la deforestación creciente de la cultura Maya en los suelos regionales. Secuencias sedimentarias del Holoceno extraídas de lagos pequeños en la región de Petén presentan litologías similares. Los depósitos del Holoceno reciente son ricos en materia orgánica (30-60 %), pero están suprayacidos por arcillas gruesas e inorgánicas que están, a su vez, cubiertas por lodo rico en materia orgánica. La depositación de arcillas comenzó hace unos 3,000 años AP (Brenner 1994; Rosenmeier et al. en imprenta), reflejando un aumento en la erosión del suelo, causadas en parte por deforestación antrópica (Deevey et al. 1979; Deevey y Rice 1980; Vaughan et al. 1985; Binford 1983; Binford et al. 1987; Brenner 1984).

Los procesos de erosión acelerada probablemente causaron disminución de nutrientes en el suelo. De esta manera, el fósforo (P), un nutriente esencial de las plantas que se encuentra concentrado en las capas superiores del suelo (Brenner 1983 a), puede ser transferido por la erosión de las laderas pendientes hacia depresiones del paisaje tales como rejolladas, bajos, y lagos (Deevey et al. 1979; Brenner 1983 a,b). El limo que acompañó los aportes de P a los lagos de Petén probablemente adsorbió nutrientes, inhibió la penetración de la luz a través de la columna de agua, y redujo la producción acuática primaria (Deevey 1985). La erosión del suelo de largo plazo impactó de manera negativa las poblaciones Mayas debido a una reducción sustancial no solo de la producción de cultivos sino también de la producción de proteína acuática.

El bosque de Petén resurgiría de nuevo después del colapso de la Cultura Maya en el período Clásico. Ni los factores que llevaron al restablecimiento de la vegetación, ni el tiempo exacto de la reforestación se conocen bien. Los registros de polen provenientes de Petén fueron datados mediante análisis de <sup>14</sup>C de materia orgánica presente en el sedimento, sin embargo, la exactitud de la medición puede estar comprometida por errores asociados al agua dura que caracteriza los lagos de esta región (Deevey y Stuiver 1964; Vaughan et al. 1985). Las dataciones obtenidas a partir de la materia orgánica en estos lagos pueden resultar más antiguas que la verdadera edad <sup>14</sup>C. Varios estudios, incluyendo el trabajo de Wiseman (1985), basado en un núcleo del Lago Quexil, sugieren que la deforestación coincidió con el colapso del Clásico en el siglo IX DC. Wiseman (1985) también señaló que los restos zooarqueológicos dentro de

contextos del período Postclásico estaban dominados por fauna del bosque. Un núcleo bien datado, tomado en 1993 en el Lago Petén-Itzá, también muestra que la reforestación comenzó inmediatamente después del siglo IX DC (Islebe et al. 1996; Curtis et al. 1998).

Los registros de polen provenientes de Aguada Chilonche sugieren que la reforestación comenzó hace tan solo unos 300 años (Brenner et al. 1990), lo cual implica que el bosque resurgió luego de la llegada de Europeos a Petén. Esto también permite suponer que las poblaciones Mayas del período Posclásico fueron suficientemente grandes en algunas localidades de Petén (Rice y Rice 1990) como para imposibilitar el desarrollo de vegetación. El registro de Chilonche también contiene evidencia de que la reciente expansión del bosque debe haber sido una respuesta a condiciones más húmedas. Un registro de polen de 4,000 años proveniente de la Laguna Las Pozas, cerca del Río de la Pasión, sugiere que las poblaciones del período Posclásico temprano colonizaron y deforestaron áreas remotas que permanecieron relativamente imperturbadas durante el período Clásico (Johnston et al. 2001). Después del colapso del siglo IX DC, el patrón de reforestación en la tierras bajas Mayas puede haber variado tanto en el espacio y como en el tiempo.

### CLIMA DEL PLEISTOCENO TARDIO EN LAS TIERRAS BAJAS MAYAS

En 1980, un registro de 19.6 m, que representa unos 36,000 años de sedimentación, fue recuperado del Lago Quexil (Leyden et al. 1993, 1994; Brenner 1994). El registro de polen indica que el bosque tropical no existió en la región durante el período Glacial tardío, que se caracterizó por un clima frío y seco. Las temperaturas entre 24,000 y 12,000 años AP fueron 6.5-8.0 °C más frías que en el presente (Leyden et al. 1993). La materia inorgánica (carbonatos, yeso, y arcillas silicatadas) dominó el sedimento lacustre del período Pleistoceno tardío. Hace cerca de 10,500 años, el nivel del lago se elevó, los sedimentos se hicieron más orgánicos, y el bosque tropical colonizó el área gracias al establecimiento de un clima más cálido y más húmedo (Deevey et al. 1983; Leyden 1984; Leyden et al. 1993, 1994; Brenner 1994; Huang et al. 2001). Los bosques del período Holoceno en Petén existieron solo por un lapso de 6,000 a 7,000 años, antes de que fueran removidos por primera vez para el establecimiento de prácticas agrícolas basadas en tumba y quema.

### VARIABILIDAD DEL CLIMA DURANTE EL HOLOCENO EN LAS TIERRAS BAJAS MAYAS

Análisis palinológicos han sido utilizados con frecuencia para inferir cambios climáticos en el pasado. El impacto humano sobre el bosque en las tierras bajas Mayas fue severo y de hecho "confundible" con los efectos sobre la vegetación ocasionados por el cambio en el clima (Vaughan et al. 1985; Bradbury et al. 1990). Es por ello difícil separar las señales antropogénicas de las climáticas usando los registros de polen de la región. Por fortuna, los isótopos estables ofrecen una aproximación alternativa para inferir cambios climáticos en el pasado. Covich y Stuiver (1974) llevaron a cabo el primer estudio paleoclimático en las tierras bajas Mayas apoyados en el análisis de las proporciones de los isótopos estables de oxígeno ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) obtenidos de conchas de caracoles extraídos de un núcleo en el Lago Chichancanab (N19°50', W88°45'). Estos dos isótopos tienen diferentes masas y por ello experimentan fraccionamiento cuando participan en procesos físicos, químicos, y biológicos. La abundancia relativa de los isótopos cambia cuando, por ejemplo, el agua se evapora de un lago o cuando el ion bicarbonato es incorporado en las conchas calcáreas. Las proporciones isotópicas se miden por espectrometría de masas. La razón isotópica se expresa en notación delta estándar ( $\delta^{18}\text{O}$ ) la cual representa la proporción  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en una muestra de material de concha con relación a la proporción  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en un estándar de la formación Vienna Peedee Belemnite (VPDB):

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}} \times 10^3 \text{‰}$$

Dos factores gobiernan el  $\delta^{18}\text{O}$  de conchas de agua dulce: 1) el  $\delta^{18}\text{O}$  del agua del lago durante el tiempo de vida del organismo, y 2) la temperatura a la cual las conchas precipitan el carbonato. Los cambios en la temperatura en las regiones tropicales durante el Holoceno fueron pequeños. Así, en los últimos 10,000 años, las variaciones en el  $\delta^{18}\text{O}$  del agua de los lagos determinaron en gran medida el  $\delta^{18}\text{O}$  de las conchas carbonatadas de agua dulce. Asimismo, factores de tipo hidrológico, gobernaron la proporción  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  del agua, particularmente en los lagos de "cuencas cerradas". Asumiendo que el  $\delta^{18}\text{O}$  de la precipitación pluvial permaneció constante a través del tiempo, podría decirse entonces que los cambios pasados en la proporción isotópica del oxígeno en el agua de los lagos estuvieron controlados

por "saltos" en la relación hidrológica entre aporte (precipitación/escorrentía) y salida (evaporación) (Fontes y Gonfiantini 1967; Gasse et al. 1990; Lister et al. 1991).

Durante los periodos de clima seco, cuando la proporción evaporación/precipitación (E/P) es alta, el  $^{18}\text{O}$  se concentra en el agua del lago ya que el  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  se evapora preferencialmente. Durante las épocas más húmedas (bajo E/P), el agua de los lagos muestra un  $\delta^{18}\text{O}$  relativamente bajo. Hoy, las aguas de los lagos en las tierras bajas Mayas son "más pesadas" (tienen un  $\delta^{18}\text{O}$  más positivo) que el agua lluvia, la escorrentía, y el agua subterránea, reflejando la concentración por evaporación de  $^{18}\text{O}$  en estos lagos (Covich y Stuiver 1974; Hodell et al. 1995; Brenner et al. en imprenta).

Organismos de agua dulce tales como caracoles, almejas y ostrácodos, forman sus conchas a partir de carbonato de calcio preservando así un registro isotópico ( $\delta^{18}\text{O}$ ) del agua del lago, y por lo tanto, de la relación E/P prevaeciente cuando dichos organismos estaban vivos. Así, las conchas sedimentadas representan un archivo en el cual los cambios en la disponibilidad de humedad (E/P) ocurridos en el pasado pueden ser determinados, gracias a mediciones espectrométricas de los valores  $\delta^{18}\text{O}$  obtenidos del análisis de dichas conchas.

Los lagos con el mejor potencial para estudios de  $\delta^{18}\text{O}$  en sedimentos con microfósiles calcáreos comparten cualidades comunes (Brenner et al. en imprenta): 1) por lo general carecen de flujos de evacuación superficiales y pierden agua principalmente por evaporación, 2) sus niveles de agua cambian de manera rápida en respuesta a cambios en la proporción E/P, producto de fluctuaciones en los regimenes hidrológicos, 3) en condiciones ideales, se espera que la cuenca no haya sido sujeto de perturbaciones humanas drásticas (por ejemplo deforestación), ya que estas podrían alterar la hidrología local, 4) las aguas deben presentar altas concentraciones de calcio y bicarbonato de manera que la formación de conchas sea factible, 5) deben tener restos de conchas de ostrácodos, caracoles, y almejas abundantes y bien preservados en los sedimentos, 6) el material detrítico debe contener suficientes restos de materia orgánica terrestre que permitan establecer una cronología confiable basada en dataciones de  $^{14}\text{C}$ .

Los primeros 9 de metros de un núcleo de 12 metros extraído por Covich y Stuiver (1974) en el Lago Chichancanab representan cerca de 8,000 años de depositación lacustre continua. Basándose en tan solo 17 mediciones de  $\delta^{18}\text{O}$  practicadas sobre conchas de caracoles (*Pyrgophorus* sp.), estos investigadores reconstruyeron los cambios en la disponibilidad de humedad durante el Holoceno, obteniendo así un patrón general del clima para los últimos ocho milenios. Condiciones relativamente secas (E/P alto) prevalecieron entre hace 8,000 y 5,500 años AP  $^{14}\text{C}$ . A partir de entonces el clima se tornó tanto más húmedo, pero retornó a condiciones de clima seco hace cerca de 2,000 años AP. Aunque este núcleo fue muestreado en intervalos amplios (500 años) y únicamente tres edades de radiocarbono se obtuvieron para la sección del Holoceno, este primer estudio mostró el potencial del uso de  $^{18}\text{O}$  como herramienta para discernir la variabilidad climática durante el Holoceno.

En 1985, un núcleo de 7.6 metros fue recuperado del Lago Miragoane, en el sur de Haití (N18°24', W73°05'), con el fin de explorar los posibles cambios ambientales ocurridos durante el Holoceno en un área insular del Caribe. El Lago Miragoane proporcionó un registro climático y de cambio en la vegetación de unos 10,500 años (Hodell et al. 1991; Curtis y Hodell 1993; Brenner et al. 1994; Higuera-Gundy et al. 1999; Curtis et al. 2001). El núcleo fue seccionado en intervalos de 1 cm para realizar análisis de  $\delta^{18}\text{O}$  en conchas de ostrácodos. Cada muestra de 1 cm representó, en promedio, 14 años de acumulación de sedimentos. El registro de  $^{18}\text{O}$  mostró evidencias de condiciones de clima seco en la porción más antigua de la sección, aunque la humedad experimentó un incremento entre 10,000 y 7,000 años AP  $^{14}\text{C}$ . Las condiciones húmedas persistieron hasta 3,200 años AP  $^{14}\text{C}$ , cuando un nuevo episodio de sequía comenzó. Los últimos 3,000 años del registro en Miragoane muestran cambios de alta frecuencia en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ . Las tendencias registradas en el caso de Haití son similares a las reportadas en el estudio de Covich y Stuiver (1974) en el Lago Chichancanab, aunque su primer estudio adoleció de la resolución necesaria para distinguir las fluctuaciones de corto plazo que pudieron ser discernidas, en cambio, para el perfil del Lago Miragoane.

Las tendencias climáticas de largo plazo en Haití fueron conducidas por variaciones en la insolación solar atribuibles a cambios en los parámetros de la órbita terrestre (Hodell et al. 1991. 2000). Los reportes de cambios en el ciclo de precesión de la Tierra, junto con estudios del clima actual de la región circum-Caribe (Hastenrath 1984), explican los patrones de disponibilidad de humedad para el Holoceno inferidos del núcleo de Miragoane. Hoy, durante los años muy húmedos en el Caribe, La Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) se mueve hacia el norte durante la estación lluviosa del verano, mientras que en el invierno seco del hemisferio norte se mueve hacia el sur. Las condiciones húmedas del Holoceno temprano fueron causadas por un ciclo anual de alta estacionalidad. Con base en el ciclo precesional de la tierra, la más alta estacionalidad ocurrió hace unos 8,000 años AP  $^{14}\text{C}$ , cuando la tierra pasó lo más cerca al sol durante el verano del hemisferio norte. La diferencia entre la insolación de verano e invierno permaneció

alta en el Holoceno medio, pero ha venido disminuyendo desde entonces. La intensidad reducida en el ciclo estacional anual causó la sequía que comenzó hace 3,000 años.

Los hallazgos de Miragoane (Hodell et al. 1991) reflejan dinámicas del clima regional en el Holoceno. Un núcleo marino de la cuenca Cariaco, norte de Venezuela, contiene un registro de cerca de 14,000 años  $^{14}\text{C}$  que refleja la precipitación y la descarga del río en el pasado (Haug et al. 2001). Las concentraciones de titanio (Ti) en los sedimentos reflejan la cantidad de material terrestre transportado desde el ambiente costero. En el Holoceno temprano, 10,400 a 5,400 años calendario AP, las concentraciones de Ti son altas, indicando abundante precipitación y escorrentía. El contenido de Ti declinó alrededor de 5,400 años calendario AP y hay alta variabilidad en los registros durante el intervalo entre 3,800 a 2,800 años AP. Los últimos 3,000 años del registro reflejan algunas de las condiciones más secas desde el Pleistoceno tardío.

Núcleos provenientes de los Lagos San José Chulchacá, Sayaucil, y Cobá, al norte de la Península de Yucatán, fueron examinados para obtener datos de geoquímica, polen, diatomeas, e isótopos estables (Whitmore et al. 1996; Leyden et al. 1996, Brenner et al. 2000). Aunque las secuencias no contienen microfósiles calcáreos en toda su extensión, el registro bastante completo del Lago Cobá (Whitmore et al. 1996) proporcionó una reconstrucción de E/P durante el Holoceno similar a la obtenida en los registros de Miragoane (Hodell et al. 1991; Curtis et al. 2001) y Chichancanab (Covich y Stuiver 1974). Datos de  $^{14}\text{C}$  obtenidos de la base de los núcleos de Cobá y San José Chulchacá también indican que los lagos se llenaron por primera vez con agua hace aproximadamente 8,000 años, dato consistente con el tiempo de llenado del lago Chichancanab (Covich y Stuiver 1974) y con la inundación de áreas someras en el Lago Quexil (Vaughan et al. 1985). Algunos lagos de aguas someras en la Florida (Watts 1969) y en la Península de Yucatán se llenaron por primera vez como respuesta al aumento de la precipitación y al incremento eustático del nivel del mar.

Un núcleo de 4.9 metros se obtuvo del Lago Chichancanab en 1993 (Hodell et al. 1995). Dicho núcleo presenta una secuencia de suelo terrestre en su parte basal, sin embargo, los 4.2 metros superiores contienen sedimentos lacustres. Tres dataciones sobre restos de hierba carbonizada ubicada a 4.21 m, realizadas en  $^{14}\text{C}$  con un espectrómetro acelerador de masas (AMS), aportaron edades similares ( $7,460 \pm 60$ ,  $7,560 \pm 35$ ,  $7,600 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  años AP). El núcleo fue seccionado en intervalos de 1 cm, cada uno representa 18 años de acumulación. Perfiles del  $\delta^{18}\text{O}$  se desarrollaron usando conchas de caracoles (*Pyrgophorus coronatus*) y conchas de ostrácodos (*Cyprina ophthalmica* y *Cyprinotus cf. salinus*). Los contenidos de azufre (yeso) en el sedimento también fueron medidos. El Lago Chichancanab se encuentra actualmente con niveles de saturación en yeso ( $\text{Ca SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) el cual se precipita a partir del agua del lago durante periodos de sequía cuando la relación E/P es alta, el nivel del lago es bajo, y la solubilidad del yeso es excedida. *Ammonia beccarii*, un foraminífero bentónico, también sirvió como indicador de las condiciones anteriormente descritas. Este organismo tolera un rango amplio de temperatura (10 a 35 °C) y de salinidad (7 a 67 g L<sup>-1</sup>), pero se reproduce solo en ambientes con concentraciones entre 13 y 40 g L<sup>-1</sup> (Bradshaw 1957).

En la parte inicial del registro de Chichancanab (7,600-7,000  $^{14}\text{C}$  años AP), los foraminíferos y las altas concentraciones de yeso indican bajo nivel del agua y alta salinidad (Hodell et al. 1995). El clima seco (alta E/P) se corroboró por los valores relativamente positivos de  $^{18}\text{O}$  en conchas de ostrácodos y gasterópodos. Hacia 7,000  $^{14}\text{C}$  años AP, los depósitos de yeso fueron reemplazados en gran parte por sedimentación de carbonatos. Al mismo tiempo, el fósil *Ammonia beccarii* desapareció del registro, y los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  disminuyeron un 3 ‰, indicando condiciones más húmedas que prevalecieron por 4,000 años. Alrededor de 3,000  $^{14}\text{C}$  años AP, el Lago Chichancanab comenzó a depositar yeso nuevamente, y los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  se incrementaron. La sequía climática continuó por cerca de dos milenios. Los valores más altos de  $\delta^{18}\text{O}$  y de las concentraciones de yeso registrados desde el Holoceno temprano aparecen hacia 1,140  $\pm 35$   $^{14}\text{C}$  años AP (65 cm de profundidad), de acuerdo con dataciones  $^{14}\text{C}$  AMS de una semilla terrestre. Esta fase árida del Holoceno tardío coincidió con el colapso de la civilización Maya durante el período Clásico. A continuación de este intervalo extremadamente seco, valores más reducidos de  $\delta^{18}\text{O}$  y concentraciones más bajas de sulfato indican un cambio hacia condiciones más húmedas.

Hallazgos paleoclimáticos como los de Chichancanab se corroboraron también en Punta Laguna, aproximadamente a 18 km al norte de Cobá. Un núcleo de 6.3 m obtenido en Punta Laguna representa 3,500 años de depositación sedimentaria. Cada intervalo de muestreo de 1 cm representa ~6 años de acumulación de sedimentos (Curtis et al. 1996). Los registros de  $\delta^{18}\text{O}$  tomados de una sección de Punta Laguna se basaron en análisis de conchas de ostrácodos (*Cytheridella ilosvayi*) y gasterópodos (*Pyrgophorus coronatus*). Dichos análisis indicaron que las condiciones promedio durante el Clásico y el Posclásico temprano (DC 250-1050) fueron más secas que aquellas de los periodos de tiempo anteriores y posteriores. Los periodos más secos culminaron alrededor de 590, 860, 990, y 1050 DC. Un episodio seco ocurrido en el Posclásico terminó hacia 1,390 DC. El período seco del siglo IX DC es contemporáneo con la sequía del Clásico tardío detectada en el núcleo de Chichancanab. Similar a la situación de

Chichancanab, las condiciones se tornaron más húmedas, al menos por un tiempo, después del episodio de extrema sequía en el Clásico tardío. El registro de alta resolución de Punta Laguna muestra que los valores de E/P fluctuaron en escalas de tiempo sub milenarias.

Varios intentos para aplicar el abordaje con isótopos estables ( $\delta^{18}\text{O}$ ) hacia la región central y más húmeda de Petén han resultado equívocos. El núcleo extraído del Lago Petén-Itzá en 1993 contiene un registro de 9,000 años  $^{14}\text{C}$  de acumulación continua de sedimentos (Curtis et al. 1998). Tres perfiles de alta resolución de  $\delta^{18}\text{O}$  fueron desarrollados con base en dos taxones de caracoles (*Cochliopina* sp. y *Pyrgophorus* sp.) y ostrácodos (un registro combinado usando *Cytheridella ilosvayi* y *Candona* sp). Los valores isotópicos se mantienen positivos entre 9,000 y 6,800  $^{14}\text{C}$  años AP, y disminuyen lentamente, alcanzando un nuevo equilibrio hacia 5,000  $^{14}\text{C}$  años AP. Los datos de polen del núcleo están en oposición con los valores isotópicos. El bosque húmedo dominó durante el Holoceno temprano cuando los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  sugieren condiciones secas. Esta discrepancia probablemente refleja cambios a largo plazo en la densidad de la vegetación en las vertientes, factor que finalmente es quien controla la hidrología de la cuenca de drenaje (Rosenmeier et al. en imprenta). La vegetación densa del Holoceno interceptó buena parte de la precipitación en la vertiente, y la alta proporción de evapo-transpiración, sumada al almacenamiento sustancial de agua en el suelo, probablemente limitaron la escorrentía hacia el lago.

Los registros isotópicos del Lago Petén-Itzá presentan poca variación (<1‰) y una tendencia no discernible para los últimos 5,000  $^{14}\text{C}$  años. Los valores constantes de  $\delta^{18}\text{O}$  pueden reflejar condiciones no cambiantes de E/P. Alternativamente, debido al gran volumen del lago,  $\delta^{18}\text{O}$  del agua del lago puede no haber variado apreciablemente incluso bajo la influencia de un cambio climático. Una vez el lago se llenó, la pérdida hidrológica anual debida a evaporación representó una pequeña fracción del volumen total del lago. Los cuerpos de agua de menores dimensiones representan mejores candidatos para estudios isotópicos, pues constituyen indicadores climáticos más sensibles ya que responden ganando o perdiendo una proporción mayor de su volumen como consecuencia de cambios en la relación E/P.

El Lago Salpetén fue perforado nuevamente en 1997 (Rosenmeier et al. en imprenta a,b) para generar un registro de alta resolución de la proporción E/P para la región de Petén. Los nuevos núcleos complementaron los datos de un núcleo colectado en 1980 en aguas profundas. Similar a los hallazgos del Lago Petén-Itzá, los análisis del  $\delta^{18}\text{O}$  y de polen arrojaron resultados contradictorios. Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  relativamente enriquecidos para el Holoceno temprano coinciden con evidencias de polen que indican bosque alto y húmedo. La pérdida de bosque palinológicamente documentada está asociada con valores bajos de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 3,550 y 1,800  $^{14}\text{C}$  años AP. La discrepancia se explica probablemente por el hecho de que la hidrología de la vertiente fue alterada por la deforestación propiciada por la civilización Maya. A pesar de las condiciones húmedas del Holoceno temprano, el bosque denso generó valores elevados de evapotranspiración y de almacenamiento de la humedad en el suelo. El flujo de agua hacia el lago, tanto superficial como subterráneo, fue mínimo. Cuando los humanos removieron la vegetación de la cuenca de drenaje, la evapotranspiración y el almacenamiento de agua declinaron, y hubo una escorrentía acentuada de agua isotópicamente "liviana" hacia el lago. Niveles altos del lago durante los tiempos Mayas fueron confirmados mediante dataciones de  $^{14}\text{C}$  practicadas en conchas de caracoles acuáticos provenientes de perfiles de suelo, es decir, sedimentos lacustres expuestos, que yacen entre 1.0 y 7.5 m sobre la superficie actual del lago. Las edades, que se encuentran en orden estratigráfico, corresponden principalmente al período comprendido entre 1000 AC y 1000 DC (Rosenmeier et al. en imprenta a,b).

Los procesos de deforestación mediados por el hombre alteraron la hidrología de la vertiente de Salpetén, confundiendo así la interpretación paleoclimática de los registros  $\delta^{18}\text{O}$ . Resulta improbable que los registros de  $\delta^{18}\text{O}$  de los lagos en el norte de la Península de Yucatán hubieran sido afectados por el asentamiento de comunidades humanas. Chichancanab y Punta Laguna yacen en terrenos más planos y secos y están rodeados por bosques de baja estatura. Además, no hay evidencias de urbanización ampliamente distribuida en sus vertientes. Un estudio futuro de los cambios climáticos en el Holoceno tardío de Petén debería idealmente realizarse en vertientes con perturbaciones humanas de pequeña escala. Esto puede parecer difícil ya que la mayoría de las áreas cercanas a fuentes de agua potable fueron probablemente objeto de densa ocupación.

### **POSIBLES AGENTES MODIFICADORES DEL CLIMA EN LAS TIERRAS BAJAS MAYAS**

Las variaciones climáticas de alta frecuencia ocurridas en los últimos 3,000 años constituyen un objeto de estudio interesante para los escolares Mayas. Fluctuaciones centenarias en la relación E/P pueden ser el resultado de varios factores impositivos. Una causa potencial la constituyen las variaciones cíclicas es la intensidad solar (Hodell et al. 2001). En Mayo del 2000 un núcleo de 1.9 m fue recolectado en aguas de 11 m de profundidad en el Lago Chichancanab. La sección representa aproximadamente 2,600 años de acumulación de sedimentos. Este perfil, similar al obtenido en 1993, contiene capas de yeso que reflejan períodos de bajo nivel del lago, y por lo tanto, clima seco. Doce



dataciones  $^{14}\text{C}$  AMS de materia orgánica terrestre sobre semillas, carbón, y madera proveen una cronología de alta resolución. La abundancia de yeso fue estimada mediante mediciones continuas de densidad, basadas de atenuación de rayos gama, realizadas a lo largo del núcleo. El espectro del registro de densidades mostró picos significativos (95% IC) en intervalos de 208, 100 y 50 años. El ciclo de 208 años domina el registro y es casi idéntico al ciclo de 206 años que caracteriza la producción cosmogénica de isótopos de  $^{14}\text{C}$  y  $^{10}\text{Be}$ . La alta producción de estos isótopos radioactivos de ocurrencia natural se asocia con períodos baja actividad solar. La precipitación de yeso en el Lago Chichancanab está fuera de fase con respecto a la producción de  $^{14}\text{C}$ , sugiriendo que ocurrieron sequías durante los períodos de alta actividad solar. Los datos de  $\delta^{18}\text{O}$  provenientes del núcleo de Punta Laguna 1993 también muestra la ocurrencia de sequías a intervalos de 208 años, de nuevo, fuera de fase con la producción de isótopos cosmogénicos y coincidente con los depósitos de yeso en Chichancanab. Algunos eventos de sequía probablemente tuvieron carácter regional, estos ciclos de 200 años aparecen también registrados en los parámetros magnéticos de minerales provenientes de núcleos marinos colectados cerca de Puerto Rico (Nyberg et al. 2001). No todas las sequías en la Península de Yucatán fueron de la misma magnitud. Tanto Chichancanab como Punta Laguna presentan evidencias de una sequía intensa durante el Clásico Terminal. Eventos secos adicionales pudieron haber estado asociados con otros períodos de la reorganización social Maya, tales como el Abandonamiento Preclásico. Ciclos de sequía en intervalos de tiempo corto sugieren que la intensidad solar fue probablemente solo uno de los múltiples factores que condujo a temporadas secas en la Península de Yucatán. En cualquier caso, los mecanismos que permiten cambios pequeños en la actividad solar, de la magnitud requerida para causar sequía climática regional en las tierras bajas Mayas, no son suficientemente entendidos. Las pequeñas diferencias en la intensidad solar tendrían que ser ampliadas por la vía de procesos atmosféricos y oceánicos (Hodell et al. 2001).

### RESUMEN Y METAS FUTURAS

Los diversos estudios paleolimnológicos realizados en las tierras bajas Mayas han arrojado luces importantes acerca de los cambios ambientales que ocurrieron en esta región desde el último glacial. Antes de 10,500 años  $^{14}\text{C}$  AP, el bosque tropical estaba ausente y las sabanas prevalecieron bajo condiciones de clima frío y seco (Figura 2). El bosque tropical invadió la región de Petén en el Holoceno temprano, como respuesta a condiciones cálidas y húmedas. Los sistemas lacustres de aguas someras en el norte de la Península de Yucatán fueron llenados con agua hace unos 8,000 años como resultado del incremento en la precipitación y la elevación del nivel del mar. El mejoramiento climático ocurrido durante el Holoceno temprano fue probablemente una consecuencia de fenómenos orbitales. La alta estacionalidad en el Holoceno temprano trajo consigo condiciones más húmedas para la península de Yucatán. Las variaciones climáticas constituyeron la principal fuerza motora de dichos cambios ambientales en la Península de Yucatán durante el Glacial tardío y el Holoceno temprano, cuando las densidades de población humana permanecieron extremadamente bajas.

Los perfiles de polen derivados de los núcleos de sedimentos lacustres de las tierras bajas Mayas, registraron el inicio de la desaparición del bosque tropical ocurrida hace más de 3,000 años. Esta pérdida del bosque coincidió con la expansión de la población Maya durante los períodos Pre-Clásico Temprano y Medio. La declinación del bosque del Holoceno tardío documentada palinológicamente, ha sido generalmente interpretada como resultado de la deforestación por parte de agentes humanos (Deevey et al. 1980). Algunas de las investigaciones recientes en la región circum-Caribe refutan esta conclusión. Estudios del paleoclima en lugares de poca altitud en la Península de Yucatán (Hodell et al. 1995, 2001), en Haití (Hodell et al. 1991; Curtis y Hodell 1993), en el norte de Venezuela (Bradbury et al. 1981; Curtis et al. 1999), y de núcleos de cuencas marinas en el norte de Venezuela (Haug et al. 2001), indican una sequía regional general y una variabilidad climática que comenzó hace 3,000 años.

Aunque, sin duda alguna, la civilización Maya antigua adoptó prácticas de deforestación intensiva, la sequía climática del Holoceno tardío puede haber influenciado los registros regionales de polen. Una señal climática puede aparecer sobre impuesta a la señal antropogénica en el registro de polen. De cualquier manera, la pérdida de bosque causó erosión rápida del suelo detectada en los sedimentos de lagos en Petén como una unidad gruesa de material rico en arcillas atrapada entre capas orgánicamente ricas de las edades Pre- y Pos-Maya. Los suelos superficiales, ricos en nutrientes, tuvieron alta propensión a ser denudados, y una de las consecuencias de la pérdida de estas capas de suelo en el largo plazo fue la reducción en fertilidad.

La cronología exacta y la causa de la reforestación que tuvo lugar en Petén durante el Holoceno tardío permanecen inexplicadas. Los registros de sedimento del Lago Chilonche (Brenner et al. 1990) sugieren que la reforestación constituye un fenómeno posterior al contacto con los Europeos. Otros registros indican que la vegetación creció nuevamente en Petén inmediatamente después del colapso del período Clásico (Wiseman 1985). La

determinación de las causas, la cronología, la proporción, y la heterogeneidad geográfica de la regeneración del bosque requiere futuros estudios.

Las sequías que aparecen en los registros paleoclimáticos de los Lagos Chichancanab (Hodell et al. 1985, 2001) y Punta Laguna (Curtis et al. 1996) podrían haber jugado un papel importante en el colapso de la civilización Maya, ocurrido en el período Clásico (Brenner et al. 2001). Gill (2000) ha discutido este caso a profundidad. De cualquier forma, la interpretación de los registros paleoclimáticos de los lagos de las tierras bajas de la región Maya presentan retos especiales. La obtención de dataciones exactas de los cambios climáticos u otros cambios ambientales mediante la utilización de radiocarbono ha probado ser dificultosa en algunas ocasiones. Dataciones de  $^{14}\text{C}$  en AMS de fracciones pequeñas de materia orgánica terrestre ayudaron a sortear dificultades asociadas con los errores derivados de las dataciones realizadas en materiales de lagos de aguas duras. La edad de los cambios ambientales del Holoceno tardío detectados en los núcleos se define a menudo mediante la interpolación entre dos profundidades datadas, especialmente en casos donde el material datable apropiado no existe a la misma profundidad en la que el cambio ambiental es percibido. La interpolación de la edad es generalmente realizada bajo la premisa de tasas constantes de sedimentación entre dos profundidades datadas, o mediante el uso de un modelo de profundidad-edad ajustado al núcleo completo, o a una sección del mismo. Ambas aproximaciones generan algún tipo de error en la estimación de la profundidad/edad. Aún cuando las edades de  $^{14}\text{C}$  de profundidades del sedimento que indican un cambio ambiental son obtenibles, algunas fuentes de error pueden afectar las fechas calibradas de radiocarbono. Los errores en las dataciones de  $^{14}\text{C}$  constituyen errores estadísticos asociados a mediciones, y las edades calibradas al 95% intervalo de confianza ( $2\sigma$ ) a menudo abarcan largos espacios de tiempo. Es prudente recordar que términos de fechas con errores reportados reflejan precisión mas no exactitud. La correlación temporal de los registros de sedimentos lacustres con los cambios culturales en la sociedad Maya se complica aún más por el hecho de que los artefactos arqueológicos también presentan errores en las dataciones con  $^{14}\text{C}$ .

Se requieren estudios paleolimnológicos adicionales para evaluar el rango geográfico de la sequía del Clásico tardío. No todos los lagos, sin embargo, se prestan para la realización de estudios paleoclimáticos usando isótopos estables de oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) en microfósiles calcáreos. La situación se presta para mayor confusión aún en Petén, Guatemala, donde los Mayas de la antigüedad alteraron la hidrología de los lagos mediante la deforestación de cuencas de drenaje locales.

Uno podría esperar entonces que los hallazgos arqueológica aportaran evidencia de sequías prehistóricas severas. Por ejemplo, durante periodos de baja pluviosidad, las poblaciones humanas probablemente se expandieron hacia las zonas bajas estacionalmente inundables que se habrían secado. Dunning (1992) señaló el uso extensivo de chultunes (cisternas subterráneas) en la región de Puuc. Tanto arqueólogos como científicos paleoambientales deben trabajar conjuntamente para lograr entender las interacciones complejas entre el clima, el ambiente, y la cultura Maya antigua.

## AGRADECIMIENTOS

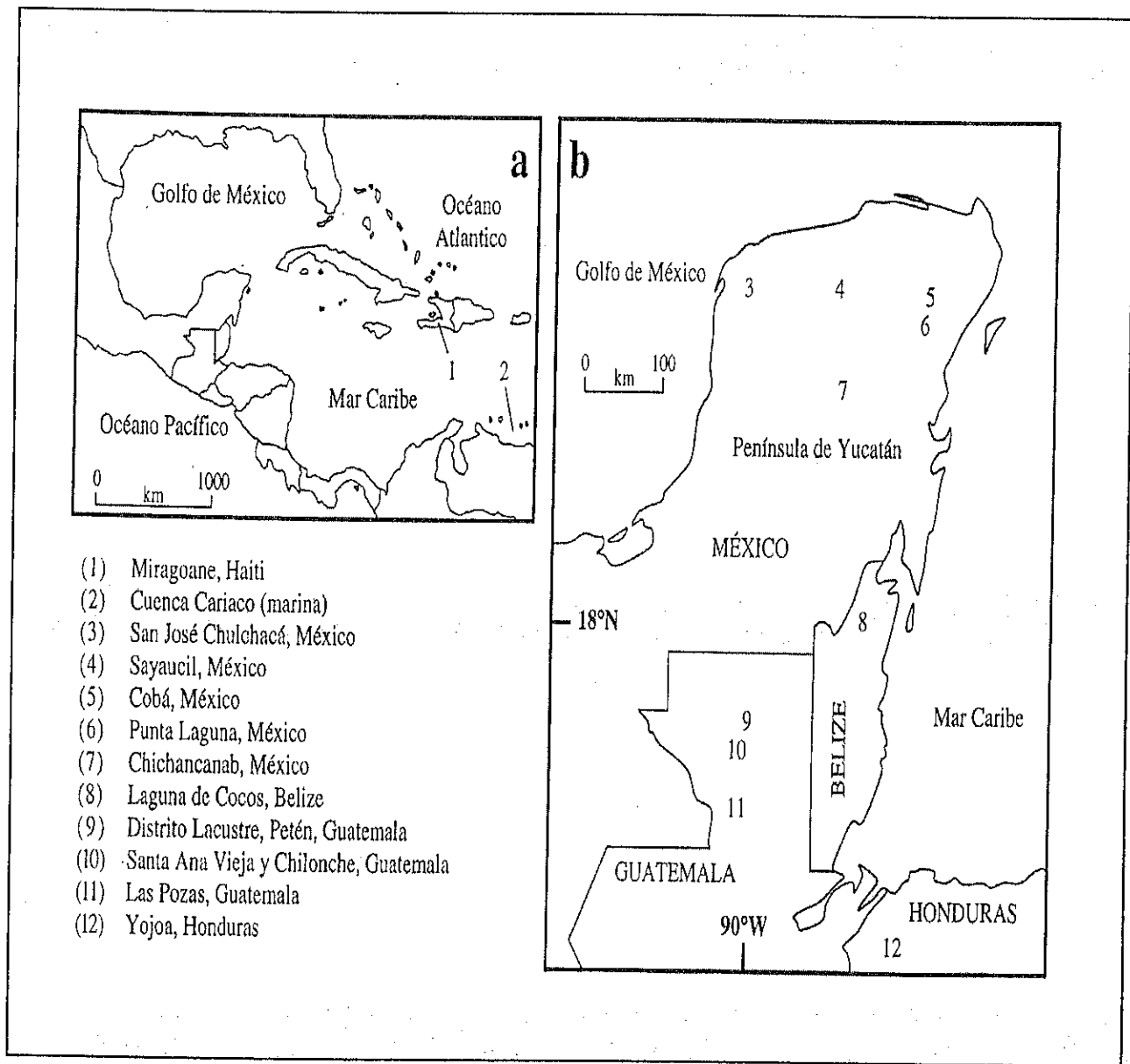
Esta es una publicación del Instituto de los Cambios Ambientales y del Uso de la Tierra, Universidad de la Florida (University of Florida Land Use and Environmental Change Institute, LUECI). Agradecemos a Sergio A. Restrepo Moreno la traducción de este manuscrito.

## REFERENCIAS

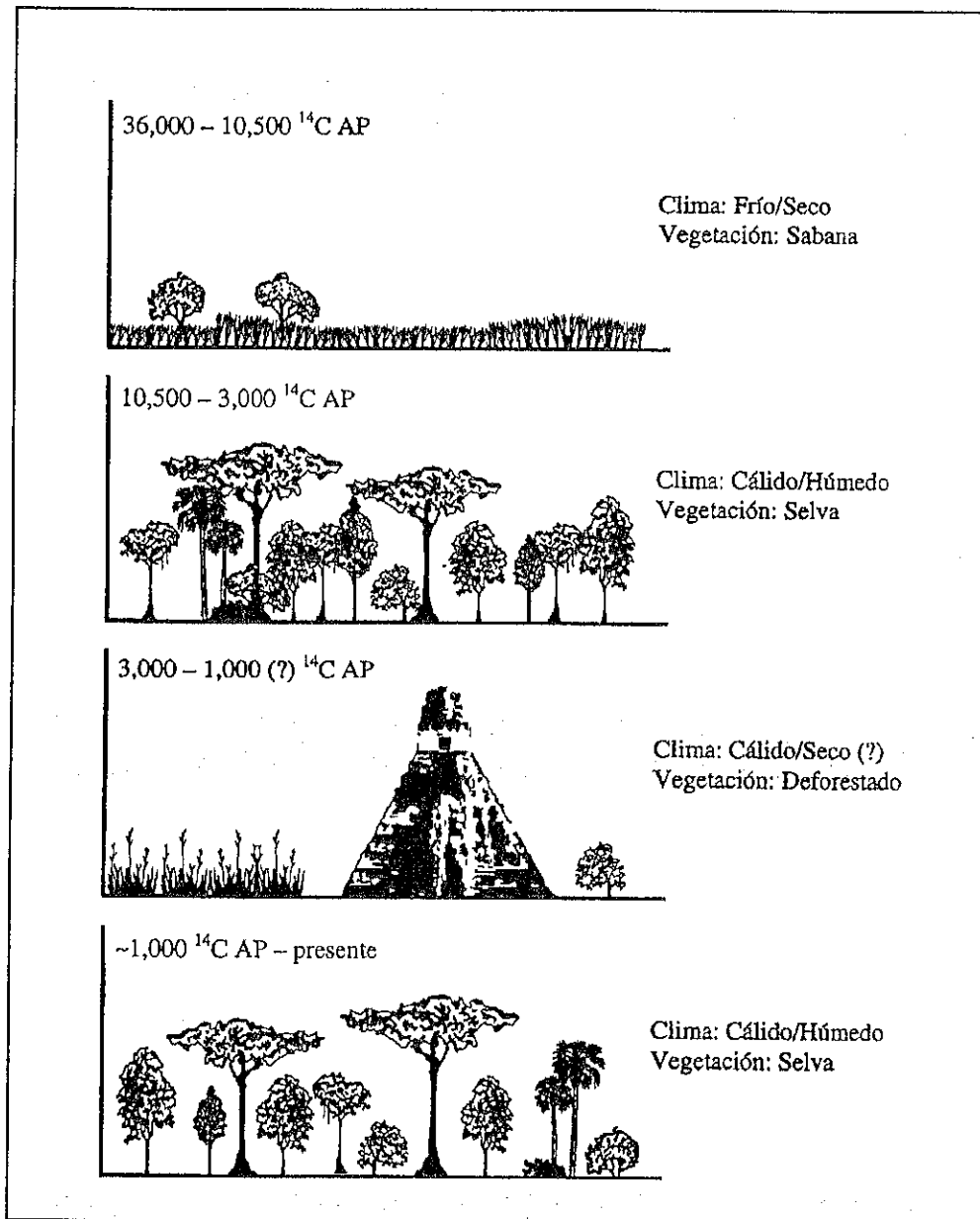
- Binford, M.W. 1983. Paleolimnology of the Peten Lake District, Guatemala, I. Erosion and deposition of inorganic sediment as inferred from granulometry. *Hydrobiologia* 103:199-203.
- Binford, M.W., M. Brenner, T.J. Whitmore, A. Higuera-Gundy, E.S. Deevey, and B.W. Leyden. 1987. Ecosystems, paleoecology, and human disturbance in subtropical and tropical America. *Quaternary Science Reviews* 6:115-128.
- Bradbury, J.P., B.W. Leyden, M. Salgado-Labouriau, W.M. Lewis, Jr., C. Schubert, M.W. Binford, D.G. Frey, D.R. Whitehead, and F.H. Weibezahn. 1981. Late Quaternary environmental history of Lake Valencia, Venezuela. *Science* 214:1299-1305.
- Bradbury, J.P., R.M. Forester, W. A. Bryant, and A.P. Covich. 1990. Paleolimnology of Laguna de Cocos, Albion Island, Río Hondo, Belize. In *Ancient Maya Wetland Agriculture: excavations on Albion Island, northern Belize*, edited by M.D. Pohl, pp. 119-154. Westview Press, Boulder.
- Bradshaw, J.S. 1957. Laboratory studies of the rate of growth of the foraminifer, "*Streblus beccarii* (Linné) var. *tepidi* (Cushman)." *Journal of Paleontology* 31:1138-1147.
- Brenner, M. 1983a. *Paleolimnology of the Maya region*. Ph.D. dissertation, University of Florida, Gainesville. 249 pp.
- Brenner, M. 1983b. Paleolimnology of the Peten Lake District, Guatemala, II. Mayan population density and sediment and nutrient loading of Lake Quexil. *Hydrobiologia* 103: 205-210.
- Brenner, M. 1994. Lakes Salpeten and Quexil, Peten, Guatemala, Central America. In *Global Geological Record of Lake Basins*, Vol. 1, edited by E. Gierlowski-Kordesch and K. Kelts, pp. 377-380. Cambridge University Press, Cambridge.

- Brenner, M., B.W. Leyden, and M.W. Binford. 1990. Recent sedimentary histories of shallow lakes in the Guatemalan savannas, *Journal of Paleolimnology* 4:239-251.
- Brenner, M., J.H. Curtis, A. Higuera-Gundy, D.A. Hodell, G.A. Jones, M.W. Binford, and K.T. Dorsey. 1994. Lake Miragoane, Haiti (Caribbean). In *Global Geological Record of Lake Basins*, Vol. 1, edited by E. Gierlowski-Kordesch and K. Kelts, pp. 403-405. Cambridge University Press, Cambridge.
- Brenner, M., B.W. Leyden, J.H. Curtis, R.M. Medina-Gonzalez, and B.H. Dahlin. 2000. Un registro de 8,000 años del paleoclima del noroeste de Yucatan, Mexico. *Revista de la Universidad Autónoma de Yucatan* 15:52-65.
- Brenner, M., D.A. Hodell, J.H. Curtis, M.F. Rosenmeier, M.W. Binford, and M.B. Abbott. 2001. Abrupt climate change and pre-Columbian cultural collapse. In *Interhemispheric Climate Linkages*, edited by V. Markraf, pp. 87-103, Academic Press.
- Brenner, M., D.A. Hodell, J.H. Curtis, M.F. Rosenmeier, F.S. Anselmetti, and D. Ariztegui. In press. Paleolimnological approaches for inferring past climate change in the Maya region: recent advances and methodological limitations. Haworth Press.
- Covich, A.P. 1976. Recent changes in molluscan diversity of a large tropical lake (Lago de Peten, Guatemala). *Limnology and Oceanography* 21:51-59.
- Covich, A.P. 1978. A reassessment of ecological stability in the Maya area: evidence from lake studies of early agricultural impacts on biotic communities. In *Pre-Hispanic Maya Agriculture*, edited by P.D. Harrison and B.L. Turner II, pp. 145-155. University of New Mexico Press, Albuquerque.
- Covich, A.P. and Minze Stuiver. 1974. Changes in oxygen 18 as a measure of long-term fluctuations in tropical lake levels and molluscan populations. *Limnology and Oceanography* 19:682-691.
- Cowgill, U.M., and G. E. Hutchinson. 1966. La Aguada de Santa Ana Vieja: the history of a pond in Guatemala. *Archiv für Hydrobiologie* 62:335-372.
- Cowgill, U.M., G.E. Hutchinson, A.A. Racek, C.E. Goulden, R. Patrick, and M. Tsukada. 1966. The history of Laguna de Petenxil, a small lake in northern Guatemala. *Memoirs of the Connecticut Academy of Arts and Sciences* 17:1-126.
- Curtis, J.H., and D.A. Hodell. 1993. An isotopic and trace element study of ostracods from Lake Miragoane, Haiti: a 10.5 kyr record of paleosalinity and paleotemperature changes in the Caribbean. In *Climate Change in Continental Isotopic Records*, edited by P.K. Swart, K.C. Lohmann, J.A. McKenzie, and S. Savin, pp. 135-152. *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 78.
- Curtis, J.H., D.A. Hodell, and M. Brenner. 1996. Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution. *Quaternary Research* 46:37-47.
- Curtis, J.H., M. Brenner, D.A. Hodell, R.A. Balsler, G.A. Islebé, and H. Hooghiemstra. 1998. A multi-proxy study of Holocene environmental change in the Maya Lowlands of Peten, Guatemala. *Journal of Paleolimnology* 19:139-159.
- Curtis, J.H., M. Brenner, and D.A. Hodell. 1999. Climate change in the Lake Valencia Basin, Venezuela, ~12,600 yr BP to present. *The Holocene* 9:609-619.
- Curtis, J.H., M. Brenner, and D.A. Hodell. 2001. Climate change in the circum-Caribbean (late Pleistocene-to-Present) and implications for regional biogeography. In *Biogeography of the West Indies: Patterns and Perspectives*, 2nd Edition, edited by C.A. Woods and F.E. Sergile, pp. 35-54. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Dahlin, B.H. 1983. Climate and prehistory on the Yucatan Peninsula. *Climate Change* 5:245-263.
- Deevey, E.S. 1978. Holocene forests and Maya disturbance near Quexil Lake, Peten, Guatemala, *Polish Archives of Hydrobiology* 25:117-129.
- Deevey, E.S. 1985. Stress, strain, and stability of lacustrine ecosystems. In *Lake Sediments and Environmental History*, edited by E.Y. Haworth and J.W.G. Lund, pp. 203-229. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Deevey, E.S., and M. Stuiver. 1964. Distribution of natural isotopes of carbon in Linsley Pond and other New England lakes, *Limnology and Oceanography* 9:1-11.
- Deevey, E.S., and D.S. Rice. 1980. Coluviación y retención de nutrientes en el distrito lacustre del Peten central, Guatemala. *Biotica* 5:129-144.
- Deevey, E.S., D.S. Rice, P.M. Rice, H.H. Vaughan, M. Brenner, and M.S. Flannery. 1979. Mayan urbanism: impact on a tropical karst environment. *Science* 206, 298-306.
- Deevey, E.S., M. Brenner, M.S. Flannery, and G.H. Yezdani. 1980. Lakes Yaxha and Sacnab, Peten, Guatemala: limnology and hydrology. *Archiv für Hydrobiologie Supplement* 57:419-460.
- Deevey, E.S., M. Brenner, and M.W. Binford. 1983. Paleolimnology of the Peten Lake District, Guatemala, III. Late Pleistocene and Gamblian environments of the Maya area, *Hydrobiologia* 103:211-216.
- Dunning, N.P., D. Rue, T. Beach, A. Covich, and A. Traverse. 1997a. Human-environment interactions in a tropical watershed: the paleoecology of Laguna Tamarindito, El Petén, Guatemala. *Journal of Field Archaeology* 25:139-151.
- Dunning, N.P., T. Beach, and D. Rue. 1997b. The paleoecology and ancient settlement of the Petexbatun region, Guatemala. *Ancient Mesoamerica* 8:255-266.
- Folan, W.J., E.R. Kintz, and L.A. Fletcher. 1983. *Coba: a Classic Maya metropolis*. Academic Press, New York. 253 p.
- Fontes, J.-C., and R. Gonfiantini. 1967. Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. *Earth and Planetary Science Letters* 3:258-266.
- Frey, D.G. 1969. The rationale of paleolimnology. *Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie Mitteilungen* 17:7-18.
- Gasse, F., R. Téhét, A. Durand, E. Gilbert, and J.-C. Fontes. 1990. The arid-humid transition in the Sahara and Sahel during the last glaciation. *Nature* 346:141-146.
- Gill, R.B. 2000. *The Great Maya Droughts: Water, Life, and Death*. University of New Mexico Press, Albuquerque.
- Hansen, B.C.S. 1990. Pollen stratigraphy of Laguna de Cocos. In *Ancient Maya Wetland Agriculture: excavations on Albion Island, northern Belize*, edited by M.D. Pohl, pp. 155-186. Westview Press, Boulder.
- Hastenrath, S. 1984. Interannual variability and the annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. *Monthly Weather Review* 112:1097-1107.
- Haug, G.H., K.A. Hughen, D.M. Sigman, L.C. Peterson, and U. Röhl. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* 293: 1304-1308.
- Higuera-Gundy, A., M. Brenner, D.A. Hodell, J.H. Curtis, B.W. Leyden, and M.W. Binford. 1999. A 10,300<sup>14</sup> C-year record of climate and vegetation change from Haiti. *Quaternary Research* 52:159-170.

- Hodell, D.A., J.H. Curtis, G.A. Jones, A. Higuera-Gundy, M. Brenner, M.W. Binford, and K.T. Dorsey. 1991. Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years. *Nature* 352:790-793.
- Hodell, D.A., J.H. Curtis, and M. Brenner. 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature* 375:391-394.
- Hodell, D.A., M. Brenner, and J.H. Curtis. 2000. Climate change in the northern American tropics since the last ice age: implications for environment and culture. In *Imperfect Balance: Landscape transformations in the Precolumbian Americas*, edited by D.L. Lentz, pp. 13-38. Columbia University Press, NY.
- Hodell, D.A., M. Brenner, J. H. Curtis, and T.P. Guilderson. 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science* 292:1367-1370.
- Huang, Y., F.A. Street-Perrott, S.E. Metcalfe, M. Brenner, M. Moreland, and K.H. Freeman. 2001. Climate change as the dominant control on glacial-interglacial variations in C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plant abundance. *Science* 293:1647-1651.
- Islebe, G.A., H. Hooghiemstra, M. Brenner, J.H. Curtis, and D.A. Hodell. 1996. A Holocene vegetation history from lowland Guatemala. *The Holocene* 6: 265-271.
- Johnston, K.J., A.J. Breckenridge, and B.C. Hansen. 2001. Paleocological evidence of an early Postclassic occupation in the southwestern Maya Lowlands: Laguna Las Pozas, Guatemala. *Latin American Antiquity* 12:149-166.
- Leyden, B.W. 1984. Guatemalan forest synthesis after Pleistocene aridity. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 81:4856-4859.
- Leyden, B.W. 1987. Man and climate in the Maya lowlands. *Quaternary Research* 28:407-414.
- Leyden, B.W., M. Brenner, and B.H. Dahlin. 1998. Cultural and climatic history of Cobá, a lowland Maya City in Quintana Roo, Mexico. *Quaternary Research* 49:111-122.
- Leyden, B.W., M. Brenner, T.J. Whitmore, J.H. Curtis, D.R. Piperno, and B.H. Dahlin. 1996. A record of long- and short-term climatic variation from northwest Yucatan: Cenote San José Chulchacá. In *The Managed Mosaic: Ancient Maya Agriculture and Resource Use*, edited by S.L. Fedick, pp. 30-50. University of Utah Press, Salt Lake City.
- Leyden, B.W., M. Brenner, D.A. Hodell, and J.H. Curtis. 1993. Late Pleistocene climate in the Central American lowlands. In *Climate Change in Continental Isotopic Records*, edited by P.K. Swart, K.C. Lohmann, J.A. McKenzie, and S. Savin, pp. 165-178. *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 78.
- Leyden, B.W., M. Brenner, D.A. Hodell, and J.H. Curtis. 1994. Orbital and internal forcing of climate on the Yucatan Peninsula for the past ca. 36 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109:193-210.
- Lister, G.S., K. Kelts, C.K. Zao, J. Yu, and F. Niessen. 1991. Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and the oxygen isotope record of ostracoda since the latest Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 84:141-162.
- Nyberg, J., A. Kuijpers, B.A. Malmgren, and H. Kunzendorf. 2001. Late Holocene changes in precipitation and hydrography recorded in marine sediments from the northeastern Caribbean Sea. *Quaternary Research* 56:87-102.
- Rice, D.S. 1978. Population growth and subsistence alternatives in a tropical lacustrine environment. In *Pre-Hispanic Maya Agriculture*, edited by P.D. Harrison and B.L. Turner II, pp. 35-61. University of New Mexico Press, Albuquerque.
- Rice, D.S. 1996. Paleolimnological analysis in the central Petén, Guatemala. In *The Managed Mosaic: Ancient Maya Agriculture and Resource Use*, edited by S.L. Fedick, pp. 193-206. University of Utah Press, Salt Lake City.
- Rice, D.S., and P.M. Rice. 1990. Population size and population change in the Central Peten Lake Region, Guatemala. In *Precolumbian Population History in the Maya Lowlands*, edited by T.P. Culbert and D.S. Rice, pp. 123-148. University of New Mexico Press, Albuquerque.
- Rice, D.S., P.M. Rice, and E.S. Deevey. 1983. El impacto de los Mayas en el ambiente tropical de la cuenca de los lagos Yaxha y Sacnab, El Peten, Guatemala. *American Indígena* 43:261-297.
- Rice, D.S., P.M. Rice, and E.S. Deevey. 1985. Paradise lost: Classic Maya impact on a lacustrine environment. In *Prehistoric Lowland Maya Environment and Subsistence Economy*, edited by M.D. Pohl, pp. 91-105. Peabody Museum Papers 77, Harvard University Press, Cambridge, MA.
- Rosenmeier, M.F., D.A. Hodell, M. Brenner, J.H. Curtis, J.B. Martin, F. Anselmetti, D. Ariztegui, and T.P. Guilderson. in press a. Influence of vegetation change on watershed hydrology: implications for paleoclimatic interpretation of lacustrine O records. *Journal of Paleolimnology*.
- Rosenmeier, M.F., D.A. Hodell, M. Brenner, J.H. Curtis, and T.P. Guilderson. in press b. A 3500 year record of environmental change from the southern Maya lowlands, Peten, Guatemala. *Quaternary Research*.
- Rue, D.J. 1987. Early agriculture and early Postclassic Maya occupation in western Honduras. *Nature* 326:285-286.
- Vaughan, H.H., E.S. Deevey, and S.E. Garrett-Jones. 1985. Pollen stratigraphy of two cores from the Peten Lake District. In *Prehistoric Lowland Maya Environment and Subsistence Economy*, edited by M.D. Pohl, pp. 73-89. Peabody Museum Papers 77, Harvard University Press, Cambridge, MA.
- Watts, W.A. 1969. A pollen diagram from Mud Lake, Marion County, north-central Florida. *Geological Society of America Bulletin* 80: 631-642.
- Whitmore, T.J., M. Brenner, J.H. Curtis, B.H. Dahlin, and B.W. Leyden. 1996. Holocene climatic and human influences on lakes of the Yucatan Peninsula, Mexico. *The Holocene* 6: 273-287.
- Wiseman, F.M. 1985. Agricultural and vegetation dynamics of the Maya collapse in central Petén, Guatemala. In *Prehistoric Lowland Maya Environment and Subsistence Economy*, edited by M.D. Pohl, pp. 63-71. Peabody Museum Papers 77, Harvard University Press, Cambridge, MA.



*Fig. 1ª) Mapa de la región circum-Caribe indicando sitios de estudios paleoclimáticos discutidos en el texto, b) Mapa de la Península de Yucatán indicando los lagos empleados para investigaciones paleoambientales. Los lagos en el Distrito Lacustre, Petén, Guatemala, incluyen Petenxil, Quexil, Salpeten, Macanche, Sacnab y Petén-Itzá.*



*Fig. 2. Tendencias paleoclimáticas y paleoambientales a través de los últimos 36,000 años. Durante el Pleistoceno tardío (36,000-10,500  $^{14}\text{C}$  AP), el clima imperante era mucho más frío y seco que el actual. Las condiciones climáticas promovieron la existencia de sabanas. Durante el Holoceno temprano (10,500-3,000  $^{14}\text{C}$  AP) el clima se hizo suficientemente cálido y húmedo como para sustentar una selva tropical. Las interpretaciones paleoclimáticas, especialmente en la región de Petén, aparecen complicadas por las modificaciones humanas sobre el paisaje tales deforestación, erosión y cambios hidrológicos, que caracterizaron el período Maya (3,000-1,000(?)  $^{14}\text{C}$  AP). En la porción central del norte de la Península, hay evidencias paleolimnológicas que confirman una serie de sequías. Entre ~1,000  $^{14}\text{C}$  AP y el presente, la selva recolonizó el paisaje maya, en parte como consecuencia de la reducción del impacto antrópico. Es difícil precisar aún la cronología y los detalles de los procesos de reforestación.*