

PALEOAMBIENTES EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN: HISTORIA CLIMÁTICA Y PALEOECOLÓGICA

■ ARAGÓN-MORENO, ALEJANDRO ANTONIO^{1*} &
ISLEBE, GERALD ALEXANDER¹

¹El Colegio de la Frontera Sur, Unidad Chetumal, Avenida Centenario km 5.5, Chetumal, Quintana Roo CP 77014, Mexico
Correspondencia: alejandro.aragon@ecosur.mx



Palabras clave: Cambio climático, Holoceno, Cultura Maya, Sequías extremas, ENSO, Interacción humano-ambiente.

RESUMEN

La Península de Yucatán ha experimentado transformaciones climáticas y ecológicas significativas a lo largo de su historia geológica. Durante el Pleistoceno, los ciclos orbitales, variaciones en la temperatura, el nivel del mar y la disponibilidad de agua. Tipos de vegetación adaptada a condiciones áridas, como sabanas y matorrales, predominaron el paisaje hasta el inicio del Holoceno, donde el aumento de la temperatura global permitió la reexpansión de las selvas tropicales y el desarrollo de ecosistemas acuáticos. A lo largo del Holoceno, la dinámica climática estuvo influenciada por forzamientos globales como la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y la Oscilación del Sur de El Niño (ENSO), que afectaron los patrones de precipitación y disponibilidad de agua. Durante el Holoceno temprano, condiciones óptimas favorecieron la estabilidad ecológica, mientras que el Holoceno medio estuvo marcado por una tendencia hacia la aridificación y la fragmentación de las selvas. En el Holoceno tardío, la variabilidad climática se intensificó, con eventos alternados de sequías y precipitaciones extremas que impactaron tanto los ecosistemas como las sociedades humanas, incluyendo la civilización maya. Eventos climáticos recientes, como el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo, también influyeron en la hidrología y biodiversidad de la región. El estudio de estos cambios a través del registro fósil permite comprender mejor la relación entre el clima, la vegetación y la actividad humana, proporcionando información clave para la gestión de los ecosistemas en un contexto de cambio climático actual.





Figura 1. Sabanas de *Pinus caribaea* al Norte de Belice, relictos de vegetación y análogo moderno de vegetación durante el Pleistoceno tardío. Dominada por matorrales y pastos, baja productividad y suelos pobres. Tomada por los Autores

INTRODUCCIÓN

La península de Yucatán, localizada en el sureste de México, se caracteriza por un paisaje geológico y ecológico único, moldeado por su naturaleza kárstica y su hidrología particular. A diferencia de otras regiones del país, donde predominan los ríos y lagos superficiales, esta región destaca por la ausencia casi total de éstos. Esto se debe a que su subsuelo se compone predominantemente de roca caliza, altamente permeable, que permite la infiltración rápida del agua y da lugar a un complejo sistema de acuíferos, cenotes y ríos subterráneos (Bauer-Gottwein et al. 2011). Estos sistemas hídricos desempeñan un papel crucial en el establecimiento, desarrollo y mantenimiento de los ecosistemas circundantes, incluyendo los manglares, selvas, humedales y arrecifes de coral (Hernández-Arana et al. 2015). A lo largo de las siguientes páginas, abordaremos algunos aspectos climáticos y ecológicos que durante los últimos miles de años han moldeado los ecosistemas presentes actualmente en la Península, mediante el estudio del registro fósil obtenidos a lo largo del territorio que permiten reconstruir las variaciones climáticas a través del tiempo, así como el efecto de los cambios ambientales y las actividades humanas sobre los ecosistemas.

CONTEXTO GEOLÓGICO: PLEISTOCENO

Si nos remontamos a la historia de la evolución del clima y los ecosistemas que conocemos en la actualidad, debemos referirnos al desarrollo de la última era geológica. Es decir,

durante los últimos 2.6 Millones de años que comprenden el Cuaternario. Dentro de esta era se encuentra el Pleistoceno, que abarca la primera parte del Cuaternario hasta hace 11,700 años antes del presente (AP). Durante esta época, las variaciones en la órbita terrestre descritas por los ciclos de Milankovitch marcaron profundos cambios climáticos sobre la vida en la Tierra a través de la alternancia de períodos glaciares (Berger and Loutre 2007). La temperatura media global durante los períodos glaciares fue más baja y la cobertura de los casquetes polares fue mucho más extensa que en la actualidad. En consecuencia, el nivel del mar era alrededor de 120 metros por debajo del nivel actual, exponiendo amplias extensiones de plataforma continental y modificando los hábitats costeros (Peltier and Fairbanks 2006). Estas fluctuaciones también afectaron la disponibilidad de agua dulce en la Península de Yucatán, afectando los sistemas de cenotes y acuíferos debido a la reducción del nivel del mar (Bauer-Gottwein et al. 2011) y tiempos de condiciones sumamente áridas (Metcalfe et al. 2000). Este periodo fue un motor clave para la evolución de la vida, donde los cambios ambientales promovieron los procesos evolutivos y de adaptación a nuevos ambientes. La vegetación estuvo profundamente influenciada por el clima glacial, promoviendo la expansión de vegetación adaptada a condiciones áridas como matorrales y sabanas, acompañadas de algunas especies de gramíneas y otras herbáceas (Lozano-García et al. 2013) (Figura 1). Durante el Pleistoceno medio y tardío aparecen los primeros homínidos del género *Homo*, así como el inicio de las primeras migraciones, adaptaciones culturales, desarrollo de herramientas y estrategias de caza como respuesta a los cambios ambientales (Klein 2009).

Hace aproximadamente 19,000 años, inició el último proceso de deglaciación con un calentamiento progresivo del clima global debido a los cambios en la radiación solar y un aumento en la concentración de gases de efecto invernadero. Se caracterizó por la desaparición progresiva de las capas de hielo continentales y un aumento rápido del nivel del mar (Clark et al. 2002). Ecosistemas como los manglares y las marismas costeras comenzaron a desarrollarse en las nuevas llanuras inundadas desde distintos refugios ecológicos a lo largo del Pleistoceno (Aburto-Oropeza et al. 2021). Entre 12,900 y 11,700 AP, un evento de enfriamiento global, conocido como Younger Dryas, interrumpió el calentamiento progresivo y estuvo asociado a cambios en la circulación oceánica por las descargas masivas de agua dulce derivada del retroceso de los casquetes polares (Broecker 2006). En la península de Yucatán se observa una reducción en la precipitación y un aumento en la aridez durante este periodo (Hodell et al. 2008). Estos cambios climáticos afectaron la vegetación, favoreciendo una transición temporal hacia comunidades más xerofíticas y reduciendo la disponibilidad de agua dulce en los acuíferos kársticos.

HISTORIA PALEOECOLÓGICA Y PALEOCLIMÁTICA EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN DURANTE EL HOLOCENO

El término del Younger Dryas marcó el inicio de la era posglacial conocido como Holoceno, un periodo caracterizado por un rápido aumento en las temperaturas globales, estabilización climática relativa, expansión de selvas y establecimiento de los ecosistemas acuáticos y costeros (Rull 2007; Khan et al. 2017). Este cambio aceleró la desaparición de los remanentes de hielo continental, aumento continuo del nivel del mar y la configuración de las costas modernas (Khan et al. 2017). En la península de Yucatán, los registros polínicos y geoquímicos de cenotes y lagos muestran una transición hacia un clima más cálido y húmedo, favoreciendo la re-expansión de selvas tropicales y el establecimiento de ecosistemas acuáticos en la región (Hodell et al. 2008), como la cuenca del Río Hondo, Laguna Chichancanab y Laguna Bacalar.

Este periodo estuvo marcado por un aumento en la disponibilidad de recursos hídricos, lo que facilitó el desarrollo de civilizaciones tempranas en Mesoamérica (González et al. 2013). Los estudios paleoecológicos en la península de Yucatán han proporcionado una ventana clave para comprender la dinámica climática y ecológica del pasado, así como su impacto en los ecosistemas y las sociedades humanas, ya que esta región, debido a su ubicación entre la zona subtropical y tropical, muestra

una alta sensibilidad a los cambios en los forzamientos climáticos globales y regionales (Haug et al. 2001). La importancia de estos forzamientos climáticos radica en su capacidad para generar fluctuaciones climáticas a escalas temporales que abarcan desde décadas hasta milenios, dejando huellas tangibles en los sedimentos lacustres, los registros polínicos y la química de los cuerpos de agua. En sitios emblemáticos como la Laguna de Bacalar, la Laguna Chichancanab y el Río Hondo, los registros paleoecológicos han revelado cómo los cambios en la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) y la intensidad de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) han influido en la disponibilidad de agua, la estructura de los ecosistemas y la biodiversidad regional. Estos registros no solo documentan períodos de sequía severa asociados con eventos de El Niño (Oster et al. 2019), sino también momentos de alta recarga hídrica vinculados a variaciones en la actividad ENSO, evidenciando la interacción entre estos forzamientos y su impacto combinado en la región. Sin embargo, dada la complejidad de la interacción entre forzamientos climáticos, las variaciones espacio-temporales de respuesta ecológica y la baja disponibilidad de sitios con potencial de registros paleoecológicos en la península de Yucatán, hacen que el desarrollo de una historia climática y paleoecológica integral sea, hasta el momento, una tarea sumamente compleja.

HOLOCENO TEMPRANO: GREENLANDIENSE (11,700 - 8,200 AÑOS AP)

El Holoceno comenzó con un cambio drástico del clima frío y seco del Pleistoceno tardío a condiciones más cálidas y húmedas hacia hace alrededor de 11,700 años. Se caracteriza por el calentamiento global y el consiguiente retroceso de las grandes capas de hielo que trajo consigo un aumento significativo en los niveles del mar, cambios en los patrones de precipitación y una transformación en la distribución de la vegetación (Walker et al. 2009). En la península de Yucatán, estos procesos globales se manifestaron de manera única, moldeando el desarrollo de ecosistemas tropicales y la disponibilidad de recursos hídricos en un entorno dominado por sistemas kársticos (Hodell et al. 1995). Este cambio marcó el inicio de un periodo de estabilidad climática relativa conocido como el Óptimo Climático del Holoceno, caracterizado por temperaturas elevadas y una mayor disponibilidad de agua en la región (Metcalfe et al. 2000). Durante este tiempo, entre 9,000 y 5,000 años antes del presente (AP), los niveles del mar Caribe se elevaron rápidamente, inundando sistemas kársticos y creando nuevos ecosistemas acuáticos, como cenotes y lagunas costeras (Perry et al. 2009). El desarrollo y expansión de las selvas también ocurrió durante este

mismo periodo por las condiciones hídricas y térmicas favorables (Islebe et al. 2015). Sin embargo, la relativa estabilidad climática presentó diversos episodios de cambios ambientales dirigidos por dos factores climáticos como la variación de la ITCZ (Haug et al. 2001; Aragón-Moreno et al. 2018a) y el ENSO (Aragón-Moreno et al. 2018a; Warken et al. 2021). Estos sistemas han influido en la distribución de las precipitaciones, la intensidad de las sequías y la disponibilidad de agua, factores que han afectado tanto los ecosistemas como las sociedades humanas (Islebe et al. 2022).

La ITCZ es una banda de convergencia atmosférica que se forma cerca del ecuador debido al encuentro de los vientos alisios del hemisferio norte y sur. Esta zona se caracteriza por una alta actividad convectiva y precipitaciones intensas, siendo un determinante clave del clima tropical. Durante el Holoceno, la posición de la ITCZ varió significativamente en respuesta a factores como la precesión orbital y cambios en la radiación solar (Curtis et al. 1998; Haug et al. 2001). Por otra parte, el fenómeno de ENSO ha sido un modulador clave del clima global. Es un fenómeno océano-atmosférico que se desarrolla en la porción oeste del Océano Pacífico y que influye sobre los patrones de precipitación, temperatura y dinámica ecológica en distintas escalas espacio-temporales (Clement et al. 2000) (Figura 2).

Durante el Holoceno temprano (entre 11,700 a 8,200 AP), la ITCZ estaba desplazada hacia el norte debido a una mayor radiación solar en el hemisferio norte (Haug et al. 2001). Este desplazamiento generó un

clima más húmedo en la Península de Yucatán, promoviendo la expansión de las selvas y el desarrollo de cuerpos de agua permanentes (Curtis et al. 1998). En la Península de Yucatán, sus efectos han sido particularmente complejos debido a su interacción con otros forzamientos climáticos regionales como el ENSO y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), aunque la influencia de estos últimos, durante la mayor parte del Holoceno temprano fue menor por la mayor influencia de la ITCZ en la región, disminuyendo la sensibilidad de los ecosistemas a las variaciones de otros forzamientos climáticos regionales (Koutavas and Joanides 2012).

El aumento de la temperatura global a lo largo del Holoceno temprano, asociada a la posición de la Tierra y la incidencia de la radicación solar en el Hemisferio norte, ocasionaron un evento climático en escala global con fuertes repercusiones ambientales. Hacia 8,200 AP la liberación masiva de agua dulce al Atlántico Norte derivada del derretimiento continuo de los casquetes polares, alteró significativamente las corrientes oceánicas reguladoras de la temperatura oceánica. Esto resultó en un enfriamiento global de entre 1 y 3 °C y en patrones de precipitación modificados en diversas partes del mundo (Alley et al. 1997). Los cambios climáticos provocaron un desplazamiento de la ITCZ hacia el sur (Haug et al. 2001), lo que resultó en una disminución significativa de las precipitaciones en la Península de Yucatán. Los niveles de agua de los cuerpos permanentes como la Laguna Chichancanab se redujeron abruptamente (Hodell et al. 1995).

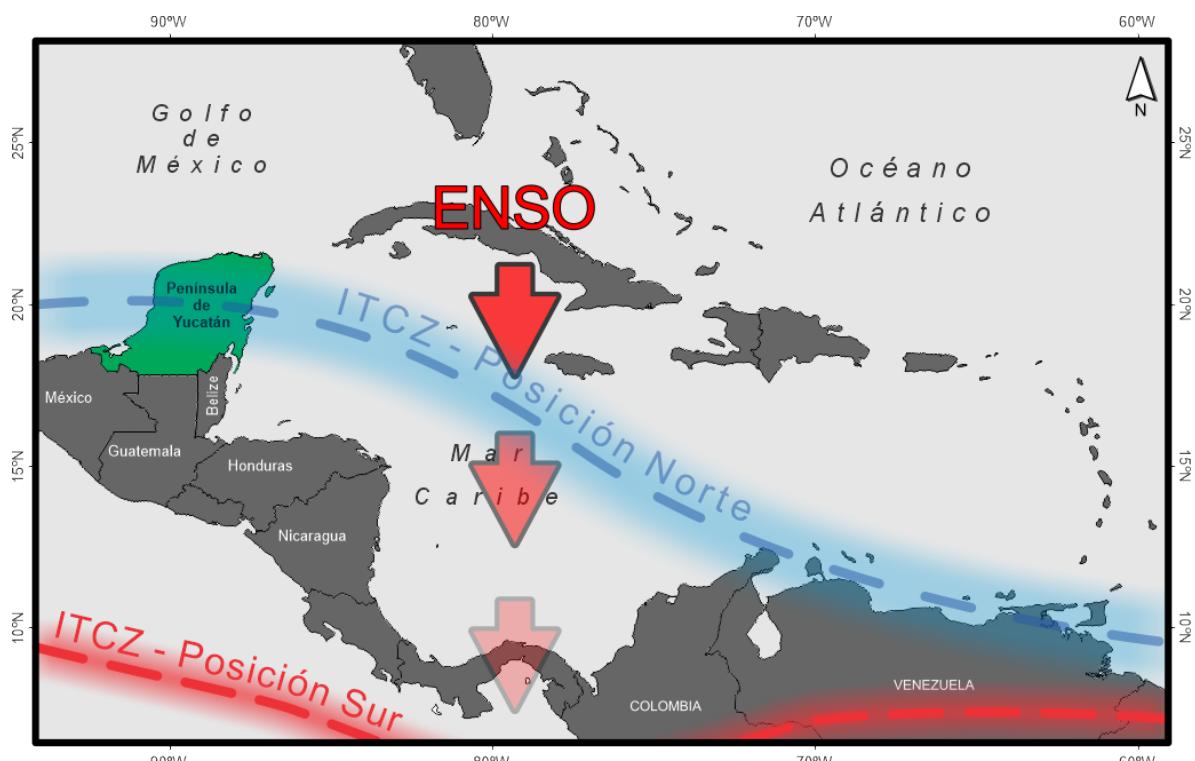


Figura 2.
Representación de la posición media de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y el efecto ENSO en la península de Yucatán.

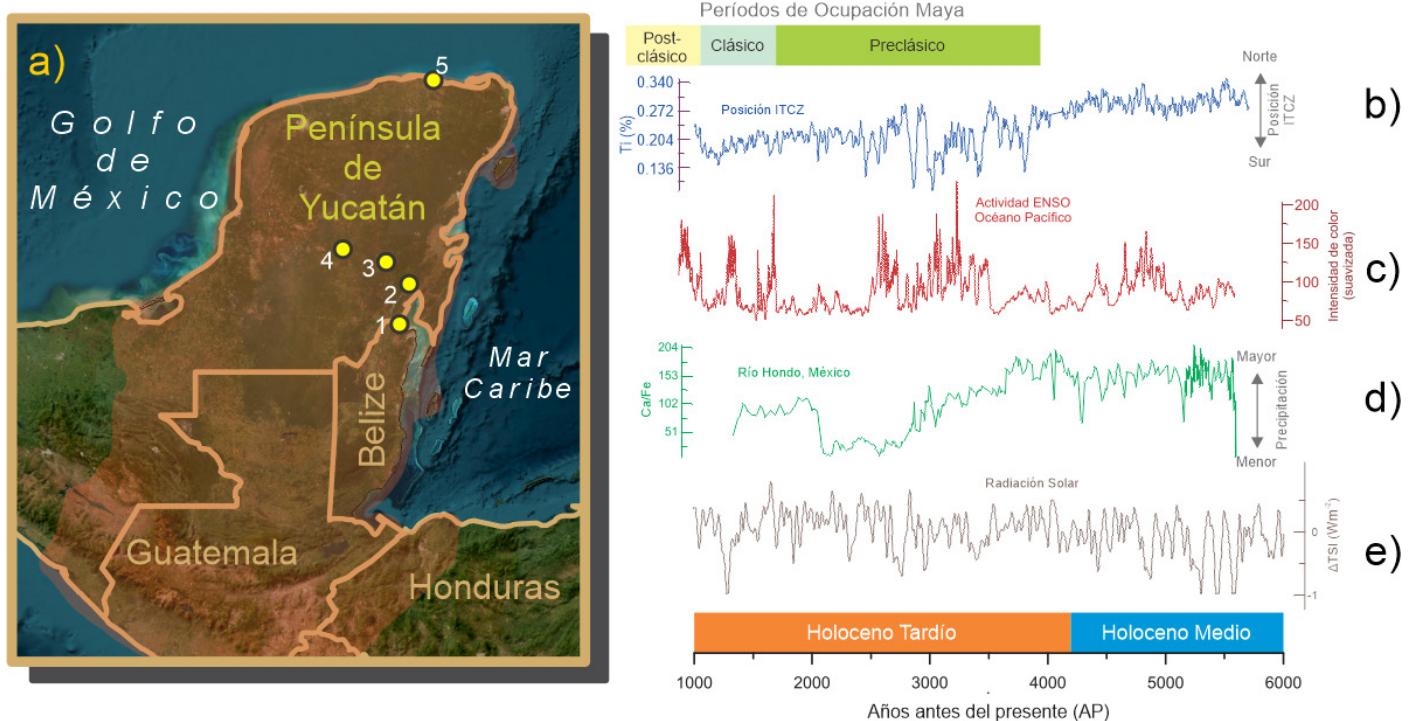


Figura 3. a) Localización de algunos estudios paleoecológicos y paleocíclicos realizados en la península (1. Río Hondo, 2. Laguna de Bacalar, 3. Laguna Dzib, 4. Laguna Chichancanab, 5) Ría Lagartos); b) Indicador de la posición de la ITCZ; c) Actividad ENSO; d) Escorrentía Río Hondo; e) Actividad Solar. Barras que muestran los Periodos de ocupación Maya (arriba) y Periodos de mayor cambio paleoclimático y paleoecológico durante el Holoceno (abajo)

HOLOCENO MEDIO: NORTHGRIPIENSE (8,200 - 4,200 AÑOS AP)

El evento de 8,200 AP marcó el final del Holoceno temprano e inicio del Holoceno medio. A partir de este periodo se observa una tendencia general hacia una mayor aridificación, atribuida a la reducción de la insolación en el hemisferio norte y la disminución progresiva del monzón mesoamericano, afectando la estructura y composición de los ecosistemas. La ITCZ continuó su desplazamiento hacia el sur (Haug et al. 2001), lo que restringió aún más la influencia de las precipitaciones monzónicas sobre la península. Paralelamente, el ENSO, que había permanecido relativamente débil durante el Holoceno temprano, comenzó a intensificarse (Moy et al. 2002), aumentando la variabilidad climática, generando períodos alternos de sequías y lluvias intensas (Aragón-Moreno et al. 2018a) y exacerbando la aridez en ciertos momentos del Holoceno medio (Carrillo-Bastos et al. 2010) (Figura 3). La variabilidad climática afectó los niveles de agua y salinidad en lagos y cenotes (Hodell et al. 1995; Aragón-Moreno et al. 2024), y con cambios en la vegetación detectados mediante el aumento de especies tolerantes a la sequía y una disminución en la cobertura de selvas tropicales (Aragón-Moreno et al. 2018a). Se observa una transición progresiva desde un paisaje dominado por selvas en el Holoceno temprano hacia un mosaico de selvas secas y sabanas abiertas en el Holoceno medio (Islebe et al. 2019). Los sistemas de manglar y las

selvas mostraron períodos de alternancia entre especies con distintos grados de tolerancia a períodos de aridez e incrementos de precipitación en respuesta a las variaciones en la posición de la ITCZ y la actividad ENSO (Aragón-Moreno et al. 2018b). Alrededor de 4,200 AP se observó un periodo de inestabilidad climática que marcó el final del Holoceno medio. Sin embargo, aunque ha sido utilizado como un marcador estratigráfico, los datos paleoclimáticos y paleoecológicos son inconsistentes (McKay et al. 2024; Helama 2024). En la península de Yucatán, este evento ha sido documentado a través de registros paleoambientales que sugieren una disminución de la precipitación y cambios en los ecosistemas acuáticos y terrestres con una estructura y composición más afín a condiciones de mayor aridez (Aragón-Moreno et al. 2018a).

HOLOCENO TARDÍO: MEGHALAYENSE (4,200 AÑOS AP - PRESENTE)

El Holoceno tardío en la Península de Yucatán estuvo marcado por una mayor variabilidad climática y la ocurrencia de eventos secos y húmedos alternados (Haug et al. 2001; Haug et al. 2003). Durante este periodo, la ITCZ alcanzó una posición similar a la actual, con fluctuaciones moduladas por el ENSO y cambios en la actividad solar (Bernal et al. 2011; Aragón-Moreno et al. 2018a). Estos cambios tuvieron impactos profundos en la disponibilidad de recursos hídricos, dinámica de ecosistemas costeros (Aragón-

Moreno et al. 2018b) y favorecieron la formación e impacto de huracanes (Tang and Neelin 2004; McCloskey and Liu 2012). Al inicio del Holoceno tardío se observa una transición del paisaje con el cambio de selvas dominadas por especies perennifolias a un mosaico de diversos tipos de selvas subperennifolias y subcaducifolias ante condiciones de menor precipitación (Aragón-Moreno et al. 2018a).

Entre 3,900 y 2,100 AP hubo un incremento de especies asociadas a ambientes perturbados y aparece el maíz (*Zea mays*) de manera consistente, dando evidencia de actividad agrícola temprana de los pobladores mayas (Islebe et al. 2022). Probablemente, los cambios en los regímenes de precipitación favorecieron el desarrollo de la agricultura durante este tiempo (Torrescano-Valle and Islebe 2015). En este periodo, alrededor de 2,600 AP, se registran los niveles más bajos de cobertura de selvas y una reducción en el transporte de sedimentos a las cuencas y ecosistemas costeros asociados a un período de sequía extrema (Aragón-Moreno et al. 2018a) y eventos de tormentas intensas (Roy et al. 2017). Este evento de sequía coincide con el mínimo solar de 2800 AP a nivel global. Sin embargo, entre 2,100 y 1,100 AP, se observa un retorno a condiciones más húmedas, permitiendo la expansión de las selvas (Aragón-Moreno et al. 2012; Torrescano-Valle and Islebe 2015) y sistemas de manglar (Aragón-Moreno et al. 2018b). Las actividades humanas fueron evidentes en el registro fósil, donde la antigua cultura Maya alcanzó su mayor auge en lo que se denomina el Periodo Clásico Maya. Este es un periodo que ha sido ampliamente estudiado desde distintas áreas del conocimiento debido al desarrollo de la agricultura y la construcción de grandes centros ceremoniales (Dunning et al. 2012), así como a la evidencia de la relación temprana humano-ambiente (Kennett and Beach 2013). Este patrón de condiciones favorables para el desarrollo de las selvas y las sociedades mayas se vio interrumpido por un periodo de sequías prolongadas entre 1,200 y 825 AP, coincidentes con el colapso del Período Clásico Terminal Maya. Los datos paleoecológicos y paleoclimáticos durante este periodo presentan distintas discrepancias cronológicas, aunque la señal paleoclimática fue la misma; sequías prolongadas multianuales y un fuerte efecto en la composición de la vegetación (Hodell et al. 2007; Medina-Elizalde and Rohling 2012; Kennett et al. 2012; Douglas et al. 2015).

Durante los últimos mil años, la Península de Yucatán ha experimentado un proceso progresivo de reducción de la precipitación (Haug et al. 2003). Sin embargo, los registros paleoclimáticos muestran anomalías climáticas significativas. La primera de ellas, denominada Período Cálido Medieval, ocurrió entre 1050 y 650 AP. Fue una fase de temperaturas inusualmente cálidas a nivel global y variaciones en los patrones de precipitación en la península de Yucatán (Hodell et al. 1995; Medina-Elizalde et al. 2010). Durante este intervalo se registraron cambios climáticos significativos asociados a

una fuerte variación en la actividad ENSO con repercusiones en la posición de la ITCZ (Lachniet et al. 2004). La segunda, denominada Pequeña Edad de Hielo, comprende de 600 a ~100 AP, donde la península de Yucatán experimentó una mayor precipitación invernal que favoreció la expansión de las selvas y el nivel de los cuerpos de agua. Estos cambios han sido asociados de mínima radiación solar que favorecieron la posición de la ITCZ hacia el norte (Haug et al. 2001; Lozano-García et al. 2007).

CULTURA MAYA Y SU RELACIÓN CON EL AMBIENTE

La relación entre la cultura maya y el clima en la península de Yucatán ha sido estudiada a través de registros paleoclimáticos y paleoecológicos como sedimentos lacustres, núcleos de cenotes y espeleotemas. Estos estudios han revelado la fuerte influencia de la variabilidad climática sobre esta cultura (Islebe et al. 2022), particularmente en relación a la disponibilidad de agua en un paisaje caracterizado por la ausencia de ríos superficiales. Durante el Holoceno tardío, la región experimentó fluctuaciones entre períodos húmedos y secos dirigidos por cambios en los sistemas climáticos regionales-globales (Aragón-Moreno et al. 2018a), lo que tuvo un impacto directo en la disponibilidad de recursos hídricos y en la productividad de los ecosistemas. Durante épocas de mayor humedad, la posición norte de la ITCZ permitió la recarga de cenotes y acuíferos, facilitando el acceso al agua y promoviendo el desarrollo de suelos más aptos para la agricultura (Torrescano-Valle and Islebe 2015). En contraste, los períodos de sequía fueron dirigidos por la actividad ENSO y variaciones en la actividad solar, reduciendo significativamente la disponibilidad de agua, intensificaron la aridez del suelo y favorecieron la expansión de ecosistemas resistentes a ambientes de mayor aridez. Esto facilitó la adopción del Maíz no sólo como un cultivo básico en la cultura Maya, sino que formó parte de una estrategia ante tiempos climáticos adversos (Islebe et al. 2018; Islebe et al. 2022). Los registros paleoecológicos muestran cambios en la composición de la vegetación, con evidencias de cambio de uso de suelo en algunos períodos y recuperación en otros, lo que sugiere una estrecha relación entre los cambios climáticos, los procesos ecológicos y las actividades humanas. Estos datos subrayan la sensibilidad del ambiente de la península de Yucatán a los cambios climáticos del Holoceno tardío y la compleja interacción entre la hidrología kárstica y los ecosistemas locales.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a CONAHCYT el apoyo recibido al proyecto de Ciencia de Frontera Las selvas de la península de Yucatán durante el Holoceno Medio y Tardío: una compleja interacción de dinámica y resiliencia.

Literatura citada



- Aburto-Oropeza, O., C.M. Burelo-Ramos, E. Ezcurra, P. Ezcurra, C.L. Henriquez, S.E. Vanderplank, F. Zapata. 2021. Relict inland mangrove ecosystem reveals Last Interglacial sea levels. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. U.S.A. 118: e2024518118.
- Alley, R.B., P.A. Mayewski, T. Sowers, M. Stuiver, K.C. Taylor, P.U. Clark. 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*. 25: 483–486.
- Aragón-Moreno, A.A., G.A. Islebe, P.D. Roy, N. Torrescano-Valle, A.D. Mueller. 2018. Climate forcings on vegetation of the southeastern Yucatán Peninsula (Mexico) during the middle to late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 495: 214–226.
- Aragón-Moreno, A.A., G.A. Islebe, N. Torrescano-Valle. 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.
- Aragón-Moreno, A.A., G.A. Islebe, N. Torrescano-Valle, J. Arellano-Verdejo. 2018. Middle and late Holocene mangrove dynamics of the Yucatan Peninsula, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*. 85: 307–311.
- Aragón-Moreno, A.A., G.A. Islebe, N. Torrescano-Valle, H.A. Hernández-Arana, A. Carrillo-Bastos, R. Friedel. 2024. Mangrove dynamics driven by Late Holocene drought at Laguna Bacalar, Mexico. *Quaternary Environments and Humans*. 2: 100023.
- Bauer-Gottwein, P., B.R.N. Gondwe, G. Charvet, L.E. Marín, M. Rebollo-Vieyra, G. Merediz-Alonso. 2011. Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*. 19: 507–524.
- Berger, A. & M.-F. Loutre. 2007. Glaciation, causes | Milankovitch theory and paleoclimate, p. 1017–1022. In S.A. Elias (ed.). *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Oxford.
- Bernal, J.P., M. Lachniet, M. McCulloch, G. Mortimer, P. Morales, E. Cienfuegos. 2011. A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research*. 75: 104–113.
- Broecker, W.S. 2006. Geology. Was the Younger Dryas triggered by a flood? *Science*. 312: 1146–1148.
- Carrillo-Bastos, A., G.A. Islebe, N. Torrescano-Valle, N.E. González. 2010. Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Peninsula, Mexico. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 160: 189–196.
- Clark, P.U., J.X. Mitrovica, G.A. Milne, M.E. Tamisiea. 2002. Sea-Level Fingerprinting as a Direct Test for the Source of Global Meltwater Pulse 1A. *Science*. 295: 2438–2441.
- Clement, A.C., R. Seager, M.A. Cane. 2000. Suppression of El Niño during the Mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography*. 15: 731–737.
- Curtis, J.H., M. Brenner, D.A. Hodell, R.A. Balser, G.A. Islebe, H. Hooghiemstra. 1998. A multi-proxy study of Holocene environmental change in the Maya Lowlands of Petén, Guatemala. *Journal of Paleolimnology*. 19: 139–159.
- Douglas, P.M.J., M. Pagani, M.A. Canuto, M. Brenner, D.A. Hodell, T.I. Eglinton, J.H. Curtis. 2015. Drought, agricultural adaptation, and sociopolitical collapse in the Maya Lowlands. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. U.S.A. 112: 5607–5612.
- Dunning, N.P., T.P. Beach, S. Luzzadder-Beach. 2012. Kax and kol: collapse and resilience in lowland Maya civilization. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. U.S.A. 109: 3652–3657.
- González, A.H., A. Terrazas, W. Stinnesbeck, M.E. Benavente, J. Avilés, C. Rojas, J.M. Padilla, A. Velásquez, E. Acevez, E. Frey. 2013. The First Human Settlers on the Yucatan Peninsula: Evidence from Drowned Caves in the State of Quintana Roo (South Mexico), p. 323–337. In K. Graf, C. Ketron & M. Waters (eds.). *Paleoamerican Odyssey*. Center for the Study of the First American, Orono.
- Haug, G.H., D. Günther, L.C. Peterson, D.M. Sigman, K.A. Hughen, B. Aeschlimann. 2003. Climate and the collapse of Maya civilization. *Science*. 299: 1731–1735.
- Haug, G.H., K.A. Hughen, D.M. Sigman, L.C. Peterson, U. Röhl. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*. 293: 1304–1308.
- Helama, S. 2024. The 4.2 ka event: A review of palaeoclimate literature and directions for future research. *The Holocene*. 34: 1408–1415.
- Hernández-Arana, H.A., A. Vega-Zepeda, M.A. Ruíz-Zárate, L.I. Falcón-Álvarez, H. López-Adame, J. Herrera-Silveira, J. Kaster. 2015. Transverse Coastal Corridor: From Freshwater Lakes to Coral Reefs Ecosystems, p. 355–376. In G.A. Islebe, S. Calmé, J.L. León-Cortés & B. Schmook (eds.). *Biodiversity and Conservation of the Yucatán Peninsula*. Springer International Publishing, Cham.
- Hodell, D.A., F.S. Anselmetti, D. Ariztegui, M. Brenner, J.H. Curtis, A. Gilli, D.A. Grzesik, T.J. Guilderson, A.D. Müller, M.B. Bush, A. Correa-Metrio, J. Escobar, S. Kutterolf. 2008. An 85-ka record of climate change in lowland Central America. *Quaternary Science Reviews*. 27: 1152–1165.
- Hodell, D.A., M. Brenner, J.H. Curtis. 2007. Climate and cultural history of the Northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. *Climate Change*. 83: 215–240.
- Hodell, D.A., J.H. Curtis, M. Brenner. 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature*. 375: 391–394.
- Islebe, G.A., A. Carrillo-Bastos, A.A. Aragón-Moreno, M. Valdez-Hernández, N. Torrescano-Valle, N. Cabanillas-Terán. 2019. Holocene Paleoenvironment and Paleoclimatology of south and south-eastern Mexico: a palynological and geospatial approach, p. 195–208. In N. Torrescano-Valle, G.A. Islebe, P. Roy (eds.). *The Holocene and Anthropocene Environmental History of Mexico: A Paleoenvironmental Approach on Mesoamerica*. Springer, Switzerland.
- Islebe, G.A., O. Sánchez-Sánchez, M. Valdés-Hernández, H. Weissenberger. 2015. Distribution of Vegetation Types, p. 39–53. In G.A. Islebe, S. Calmé, J.L. León-Cortés, B. Schmook (eds.). *Biodiversity and Conservation of the Yucatán Peninsula*. Springer International Publishing.
- Islebe, G.A., N. Torrescano-Valle, A.A. Aragón-Moreno, A.A. Vela-Peláez, M. Valdez-Hernández. 2018. The Paleoanthropocene of the Yucatán Peninsula: palynological evidence of environmental change. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 70: 49–60.
- Islebe, G.A., N. Torrescano-Valle, M. Valdez-Hernández, A. Carrillo-Bastos, A.A. Aragón-Moreno. 2022. Maize and ancient Maya droughts. *Scientific Reports*. 12: 22272.

- Kennett, D.J. & T.P. Beach. 2013. Archeological and environmental lessons for the Anthropocene from the Classic Maya collapse. *Anthropocene*. 4: 88–100.
- Kennett, D.J., S.F.M. Breitenbach, V.V. Aquino, Y. Asmerom, J. Awe, J.U.L. Baldini, P. Bartlein, B.J. Culleton, C. Ebert, C. Jazwa, M.J. Macri, N. Marwan, V. Polyak, K.M. Prufer, H.E. Ridley, H. Sodemann, B. Winterhalder, G.H. Haug. 2012. Development and disintegration of Maya political systems in response to climate change. *Science*. 338: 788–791.
- Khan, N.S., E. Ashe, B.P. Horton, A. Dutton, R.E. Kopp. 2017. Drivers of Holocene sea-level change in the Caribbean. *Quaternary Science Reviews*. 155: 13–36.
- Klein, R.G. 2009. *The Human Career: Human biological and cultural origins*. University of Chicago Press, Chicago, IL.
- Koutavas, A. & S. Joanides. 2012. El Niño-southern oscillation extrema in the Holocene and last glacial maximum: Enso extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*. 27.
- Lachniet, M.S., S.J. Burns, D.R. Piperno. 2004. A 1500-year El Niño/Southern Oscillation and rainfall history for the Isthmus of Panama from speleothem calcite. *Journal of Geophysical Research*. 109: D20117
- Lozano-García, M. d. S., M. Caballero, B. Ortega, A. Rodriguez, S. Sosa. 2007. Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 104: 16200–16203.
- Lozano-García, S., E. Torres-Rodríguez, B. Ortega, G. Vázquez, M. Caballero. 2013. Ecosystem responses to climate and disturbances in western central Mexico during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 370: 184–195.
- McCloskey, T.A. & K.-B. Liu. 2012. A 7000 year record of paleohurricane activity from a coastal wetland in Belize. *The Holocene*. 23: 278–291.
- McKay, N.P., D.S. Kaufman, S.H. Arcusa, H.R. Kulus, D.C. Edge, M.P. Erb, C.L. Hancock, C.C. Routson, M. Żarczyński, L.P. Marshall, G.K. Roberts, F. Telles. 2024. The 4.2 ka event is not remarkable in the context of Holocene climate variability. *Nature Communications*. 15: 6555.
- Medina-Elizalde, M., S.J. Burns, D.W. Lea, Y. Asmerom, L. von Gunten, V. Polyak, M. Vuille, A. Karmalkar. 2010. High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth and Planetary Science Letters*. 298: 255–262.
- Medina-Elizalde, M. & E.J. Rohling. 2012. Collapse of Classic Maya civilization related to modest reduction in precipitation. *Science*. 335: 956–959.
- Metcalfe, S.E., S.L. O'Hara, M. Caballero, S.J. Davies. 2000. Records of Late Pleistocene–Holocene climatic change in Mexico — a review. *Quaternary Science Reviews*. 19: 699–721.
- Moy, C.M., G.O. Seltzer, D.T. Rodbell, D.M. Anderson. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*. 420: 162–165.
- Oster, J.L., S.F. Warken, N. Sekhon, M.M. Arienzo, M. Lachniet. 2019. Speleothem Paleoclimatology for the Caribbean, Central America, and North America. *Quaternary*. 2: 5.
- Peltier, W.R. & R.G. Fairbanks. 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*. 25: 3322–3337.
- Perry, E., A. Paytan, B. Pedersen, G. Velazquez-Oliman. 2009. Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: Constraints on stratigraphy and hydrogeology. *Journal of Hydrology*. 367: 27–40.
- Roy, P.D., N. Torrescano-Valle, G.A. Islebe, L.V. Gutiérrez-Ayala. 2017. Late Holocene hydroclimate of the western Yucatan Peninsula (Mexico). *Journal of Quaternary Science*. 32: 1112–1120.
- Rull, V. 2007. Holocene global warming and the origin of the Neotropical Gran Sabana in the Venezuelan Guayana. *Journal of Biogeography*. 34: 279–288.
- Tang, B.H. & J.D. Neelin. 2004. ENSO influence on Atlantic hurricanes via tropospheric warming. *Geophysical Research Letters*. 31: L24204
- Torrescano-Valle, N. & G.A. Islebe. 2015. Holocene paleoecology, climate history and human influence in the southwestern Yucatán Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 217: 1–8.
- Walker, M., S. Johnsen, S.O. Rasmussen, T. Popp, J.-P. Steffensen, P. Gibbard, W. Hoek, J. Lowe, J. Andrews, S. Björck, L.C. Cwynar, K. Hughen, P. Kershaw, B. Kromer, T. Litt, D.J. Lowe, T. Nakagawa, R. Newnham, J. Schwander. 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*. 24: 3–17.
- Warken, S.F., N. Schorndorf, W. Stinnesbeck, D. Hennhoefer, S.R. Stinnesbeck, J. Förstel, S.D. Steidle, J. Avilés Olguin, N. Frank. 2021. Solar forcing of early Holocene droughts on the Yucatán peninsula. *Scientific Reports*. 11: 13885.