



EDUCACIÓN
SECRETARÍA DE EDUCACIÓN PÚBLICA



TECNOLÓGICO
NACIONAL DE MÉXICO®

INSTITUTO TECNOLÓGICO DE
CHETUMAL

**“DINÁMICA DE INCENDIOS EN QUINTANA ROO DURANTE EL
HOLOCENO TARDÍO”**

Tesis que para obtener el Grado de:
Doctora en Ciencias Ambientales

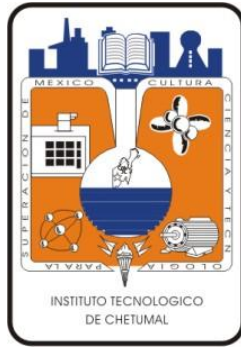
Presenta:

M.M.Z.C Chloe Brynie Ulanie Rosas

Directora:

Dra. Alicia Carrillo Bastos

Chetumal, Quintana Roo, México, mayo de 2026



TECNOLÓGICO NACIONAL DE MÉXICO
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO E INVESTIGACIÓN

**“DINÁMICA DE INCENDIOS EN QUINTANA ROO DURANTE EL
HOLOCENO TARDÍO”**

M.M.Z.C Chloe Brynie Ulanie Rosas

TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE DOCTORA EN CIENCIAS
AMBIENTALES

Chetumal, Quintana Roo, México mayo, 2026



Educación
Secretaría de Educación Pública



TECNOLÓGICO
NACIONAL DE MÉXICO



Instituto Tecnológico de Chetumal
División de Estudios de Posgrado e Investigación

Chetumal, Quintana Roo, 20/mayo/2026
No. de oficio: W-190/2026

ASUNTO: Autorización de impresión

CHLOE BRYNIE ULANIE ROSAS
ESTUDIANTE DEL DOCTORADO EN CIENCIAS AMBIENTALES
PRESENTE

Habiendo cumplido con los requisitos para obtención del grado de DOCTORA EN CIENCIAS AMBIENTALES, establecidos en los Lineamientos para la Operación de Estudios de Posgrado del Tecnológico Nacional de México y que competen a la División de Estudios de Posgrado e Investigación, le comunico que:

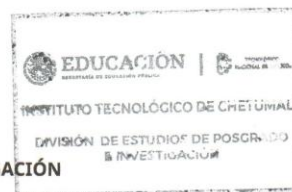
SE LE CONCEDE LA AUTORIZACIÓN DE IMPRESIÓN DE LA TESIS

"DINÁMICA DE INCENDIOS EN QUINTANA ROO DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO"

ATENTAMENTE
Excelencia en Educación Tecnológica
Cultura, Ciencia y Tecnología para la Superación de México®

DRA. ALICIA CARRILLO BASTOS
JEFA DE LA DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO E INVESTIGACIÓN

ccp. Archivo
ACB/gaby



Av. Insurgentes #330, esq. Andrés Quintana Roo, Col. David Gustavo Gutiérrez, Apdo. Postal 67 C.P. 77013,
Chetumal, Quintana Roo. Tel. (983) 8322330 ext. 101. www.chetumal.tecnm.mx



Educación
Secretaría de Educación Pública



TECNOLOGICO
NACIONAL DE MEXICO



Instituto Tecnológico de Chetumal
División de Estudios de Posgrado e Investigación

Chetumal, Quintana Roo, a 05/05/2026
Asunto: Aprobación de Tesis

DR. CRUZ ARGÜELLO JULIO CÉSAR
COORDINADOR
DOCTORADO EN CIENCIAS AMBIENTALES

PRESENTE

Por este medio tenemos a bien comunicarle que el trabajo de tesis **"DINÁMICA DE INCENDIOS EN QUINTANA ROO DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO"**, de **"CHLOE BRYNIE ULANIE ROSAS"** (D11390694), ha sido revisado y aprobado por el Comité Tutorial, por lo que puede continuar con los trámites para la obtención del grado de Doctor en Ciencias Ambientales.

Sin otro particular quedamos de Usted.

ATENTAMENTE
COMITÉ TUTORIAL


DRA. ALICIA CARRILLO BASTOS
DIRECTORA DE TESIS


DRA. CLAUDIA GONZÁLEZ SALVATIERRA
ASESORA DE TESIS

DR. ALEJANDRO ANTONIO ARAGÓN
MORENO
ASESOR DE TESIS


DR. SERGIO CHUO DURÁN
ASESOR DE TESIS


DRA. DANNANIZETH TREJO ARROYO
ASESORA DE TESIS


DRA. NALLELY ARIADNA AGUILAR CASTRO
ASESORA DE TESIS



2026
año de
Margarita Maza



Av. Insurgentes #330, esq. Andrés Quintana Roo, Col. David Gustavo Gutiérrez, Apdo. Postal 67 C.P. 77013,
Chetumal, Quintana Roo. Tel. (983) 8322330 ext. 101. www.chetumal.tecnm.mx



Educación
Secretaría de Educación Pública



TECNOLÓGICO
NACIONAL DE MÉXICO



Instituto Tecnológico de Chetumal
División de Estudios de Posgrado e Investigación

DECLARACIÓN DE ORIGINALIDAD Y AUTENTICIDAD

Por medio de la presente, CHLOE BRYNIE ULANIE ROSAS declaro que el trabajo de investigación titulado DINÁMICA DE INCENDIOS EN QUINTANA ROO DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO y dirigido por DRA. ALICIA CARILLO BASTOS como tema de tesis para la obtención del Título de DOCTOR EN CIENCIAS AMBIENTALES, es original. El presente trabajo de investigación es el resultado de mi trabajo personal, el cual no ha sido copiado de investigaciones previas publicadas en medios digitales y/o impresos. Las ideas, definiciones y/o ilustraciones tomadas de trabajos previos han sido citadas de la manera correcta para dar crédito a los autores originales. Declaro que el presente trabajo de investigación no ha sido presentado anteriormente para obtener algún grado académico o título, y tampoco ha sido publicado en sitio alguno. Soy consciente de que el hecho de no respetar los derechos de autor y cometer plagio es objeto de sanciones legales, por lo que asumo cualquier responsabilidad que pudiera derivarse de irregularidades en el presente documento, así como de los derechos sobre la obra presentada. Asimismo, me hago responsable ante el Instituto Tecnológico de Chetumal o terceros de cualquier irregularidad o daño que pudiera ocasionar por el incumplimiento de lo declarado. De identificarse falsificación, plagio, fraude, o que el trabajo de investigación haya sido publicado anteriormente asumo las consecuencias y sanciones que de mi acción se deriven, responsabilizándome por todas las cargas pecuniarias o legales que se deriven de ello y sometiéndome a las normas vigentes del Instituto Tecnológico de Chetumal y del Consejo Nacional de Humanidades, Ciencia y Tecnología.

ATENTAMENTE

Chloe Brynie Ulanie Rosas

Chloe Rosas

NOMBRE Y FIRMA DEL ESTUDIANTE

Chetumal, Quintana Roo, a 20 de mayo de 2026.



2026
año de
Margarita
Maza



Av. Insurgentes #330, esq. Andrés Quintana Roo, Col. David Gustavo Gubierrez, Apdo. Postal 67 C.P. 77013,
Chetumal, Quintana Roo. Tel. (983) 8322330 ext. 101. www.chetumal.tecnm.mx



Educación
Secretaría de Educación Pública



TECNOLÓGICO
NACIONAL DE MÉXICO



Instituto Tecnológico de Chetumal
División de Estudios de Posgrado e Investigación

DECLARACIÓN DE PROPIEDAD

Declaro que la información contenida en este documento titulado "DINÁMICA DE INCENDIOS EN QUINTANA ROO DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO" proviene de las actividades de investigación durante el periodo que se me asignó para desarrollar mi trabajo de tesis dentro del programa de DOCTORADO EN CIENCIAS AMBIENTALES en el Instituto Tecnológico de Chetumal del Tecnológico Nacional de México y que dicha información le pertenece en términos de la Ley de Propiedad Industrial, por lo que no me reservo ningún derecho sobre ello.

ATENTAMENTE

Chloe Bynnie Ulanie Rosas
Chloe Rosas

NOMBRE Y FIRMA DEL ESTUDIANTE

Chetumal, Quintana Roo, a 20 de mayo de 2026.



2026
año de
**Margarita
Maza**



Av. Insurgentes #330, esq. Andrés Quintana Roo, Col. David Gustavo Gutiérrez, Apdo. Postal 6 / C.P. 77013,
Chetumal, Quintana Roo. Tel. (983) 8322330 ext. 101. www.chetumal.tecnm.mx

Agradecimientos

A Dios, por iluminar mi camino y darme la oportunidad de cumplir este logro académico.

Al Instituto Tecnológico de Chetumal (ITCH) por permitirme el ingreso al posgrado y proporcionarme los servicios e infraestructura necesaria para realización de mis estudios. A la Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (SECIHTI) por la beca de posgrado otorgada, con número 812481.

A mi directora de tesis del TecNM campus Chetumal, la Dra. Alicia Carrillo Bastos por su apoyo en la dirección de esta tesis. Por su orientación académica, valiosos comentarios y constante apoyo durante el desarrollo de esta investigación. Agradezco igualmente a los miembros del comité de tesis, Dra. Nallely Ariadna Aguilar Castro, Dra. Danna Lizeth Trejo Arroyo, Dr. Sergio Cohuo Durán, Dr. Alejandro Antonio Aragón Moreno y a la Dra. Claudia González Salvatierra por sus valiosas sugerencias y retroalimentación, que contribuyeron enormemente al éxito de este trabajo

A Dariel Correa, por su constante apoyo durante este proceso y por compartir conmigo la pasión por la ciencia y la investigación.

Contenido

Resumen	1
Capítulo I	3
Introducción	4
Objetivos	11
Hipótesis	12
Preguntas de investigación	12
Justificación	13
Capítulo II	16
Historia de la vegetación y el clima durante los últimos 3,200 años, en la costa sur de Quintana Roo, Mexico	17
Capítulo III	30
Fire history over the last 3,200 years from mangrove sediment in Southern Quintana Roo, Mexico	31
Capítulo IV	65
Historia del fuego en la zona centro de Quintana Roo durante los últimos 1500 años	66
Capítulo V	93
Dinámica del fuego, vegetación y clima en la Laguna Ichkabal, Quintana Roo durante los últimos 2000 años	94
Capítulo VI	134
Conclusiones generales	135
Literatura consultada	138

Resumen

Los incendios forestales son un fenómeno importante a escala global, ya que son responsables de pérdidas económicas y afectaciones ambientales. Cada año, alrededor de 350 millones de hectáreas de áreas naturales son afectadas por incendios alrededor del mundo. En los últimos años se ha observado un notable cambio de paradigma, de un concepto inicial del fuego como una fuerza irreversible y destructiva hacía un concepto actual como un proceso inherente y fundamental que influye en la mayoría de los ecosistemas terrestres. Por medio de un análisis multiproxy de tres registros sedimentarios obtenidos del sur de Quintana Roo: Laguna Cementerio, Laguna de Ocho y Laguna Ichkabal, fue posible obtener la historia de la dinámica de incendios durante el Holoceno tardío. Los tres registros nos permiten abarcar desde el Preclásico temprano (3200 cal AP), incluyendo el período completo de la ocupación maya (Clásico temprano, Clásico tardío y Posclásico), así como los períodos coloniales durante la conquista. Los registros de partículas de carbón proporcionan evidencia de una alta actividad de incendios entre 1300 y 1700 y entre 800 y 500 cal AP. Los cambios en la dinámica de incendios se vieron reflejados por el aumento en la tasa de acumulación de carbón (CHAR, por sus siglas en ingles), cambios en la composición de la vegetación y cambios en la dinámica de incendios por el factor climático que se derivó a partir del análisis geoquímico. La actividad de incendios en Laguna Cementerio se mantuvo baja con entrada de CHAR <30 partículas cm^{-2} año^{-1} durante el Preclásico temprano. Alrededor de 2800 cal AP, la severidad en los incendios aumenta y se registra la presencia del polen de maíz (*Zea mays*) (850 a.C.). Para el Clásico (250-550 d.C.) entre 1700 y 1400 cal AP, los incendios son más severos, período en el cual la selva se reduce de manera significativa y la curva de Ca/Σ (Ti, Fe, Al) muestra una fase de sequía. El polen del maíz aparece de manera casi continua durante este período. Por otra parte, en Laguna de Ocho el incendio más severo se registró en el Clásico Tardío, pero la actividad de incendios se mantuvo alta durante el Postclásico, con

incendios de severidad media y un intervalo de retorno corto de 135 años. Este periodo de alta actividad de incendios estaba alternado por cortos períodos de humedad, los cuales han sido reportados en otros registros climáticos de la región. Por otra parte, la actividad de incendios disminuye en Laguna Cementerio para el Posclásico, pero de manera contraria, la actividad de incendios en Laguna de Ocho aumenta y se mantiene alta durante el Posclásico. En Laguna Ichkabal, los incendios presentan un comportamiento similar a los otros dos sitios, con una alta actividad de incendios y alta severidad durante el período entre 1100 cal AP y 1050 cal AP y alrededor de 600 cal AP. La baja severidad, pero la continua entrada de carbón en los tres sitios durante el Clásico temprano evidencia la implementación de otras estrategias agrícolas que no empleaban el fuego. Los períodos de alta actividad de incendios coinciden cronológicamente con sequías reportadas a nivel regional. Los registros de macropartículas de carbón demuestran que las sequías periódicas, posiblemente asociadas con la amplitud de El Niño-Oscilación del Sur y la actividad solar, pudieron haber desempeñado un papel significativo en la dinámica de incendios. De acuerdo con los resultados, los tres registros demuestran que la dinámica de los incendios en el sur de Quintana Roo durante el Holoceno tardío no es homogénea, y esta caracterizada por variaciones en la frecuencia, recurrencia e intensidad del fuego. De manera general, se lograron identificar períodos de alta actividad de incendios asociados a condiciones climáticas secas. No obstante, la diferencia entre sitios, particularmente en los intervalos de recurrencia y magnitud de los eventos de incendios reflejan que factores locales como la vegetación, la disponibilidad de combustible y la actividad antropogénica juegan un papel fundamental en la dinámica de los incendios.

Palabras clave: macropartículas, cobertura vegetal, incendio, Clásico, Posclásico, sequía

Capítulo I

Introducción

El Holoceno es un período interglaciar que comprende aproximadamente los últimos 11,700 años y el cual se divide en los periodos Groenlandiense, Northgripiense y Meghalayense (Roberts, 2014; Walker et al., 2018). Los últimos 3,000 años son de gran interés para entender el sistema climático de la Tierra dado que no ha cambiado significativamente (Jones y Mann, 2004; Wanner et al., 2008). Este intervalo de tiempo es importante, particularmente por el desarrollo del ser humano, por la subsecuente intervención y modificación de la tierra y de los recursos naturales (Roberts, 2014). Las variaciones climáticas registradas en este tiempo son representativas de la variabilidad climática natural esperada en los siguientes años, considerando la ausencia del factor antropogénico (Jones y Mann, 2004). De acuerdo con el IPCC (2014) la variabilidad climática se refiere a las variaciones o desviaciones en el estado medio del clima en todas las escalas temporales y espaciales, y no por eventos individuales. El periodo Meghalayense y particularmente los últimos 3,000 años, representa un período de anomalías climáticas complejas (Roberts, 2014).

En la Península de Yucatán los estudios paleoecológicos registran una alta variabilidad climática durante el Meghalayano (Curtis et al., 1996; Hodell et al., 2005; Torrescano e Islebe, 2006; Carrillo Bastos et al., 2010; Aragón Moreno et al., 2012; Roy et al., 2017). Dentro de esta alta variabilidad, se han registrado la llamada Pequeña edad de hielo, la anomalía climática medieval y períodos de sequía, como las sequías de la cultura maya (Curtis et al., 1996; Carrillo Bastos et al., 2010; Aragón Moreno et al., 2012; Carrillo Bastos et al., 2013). Para los trópicos y la Península de Yucatán se han propuesto diferentes mecanismos que pudieron influir en la variabilidad climática durante este período, los cuales incluyen cambios en la radiación solar (Hodell et al., 1991, 2001; Burn y Palmer, 2014), El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) (Haug et al., 2001; Mendoza et al., 2006) y la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) (Haug et al., 2001; Haug et al., 2003; Carrillo Bastos et al., 2010; Medina-Elizalde et al., 2010; Aragón Moreno et al., 2018). Por

otra parte, el clima afecta directamente la estructura y funcionamiento de los ecosistemas por medio de variaciones en la precipitación, temperatura, humedad del suelo y evaporación. Las sequías son un evento climático extremo que integra estas variables y constituyen un tipo de disturbio clave que interviene en la dinámica del ecosistema (Mukherjee et al., 2018). La variabilidad en las sequías altera la productividad global en los ecosistemas e influyen en la aparición de otros disturbios como los incendios (Urrutia-Jalabert et al., 2018; Leys et al., 2019). No obstante, a escala local, factores como la composición de la vegetación, la conectividad y humedad del combustible y las características topográficas regulan el comportamiento del fuego y la respuesta ecológica post-incendio; mientras que, a escala regional, la variabilidad climática, incluyendo cambios en precipitación, temperatura y sequías, puede afectar la duración y temporalidad de los incendios en un ecosistema (Arizpe et al., 2020).

De acuerdo con la CONAFOR (2019) un incendio forestal es definido como la propagación libre y no programada del fuego sobre la vegetación. El fuego es reconocido como un componente crítico del sistema de la tierra, con influencia en el balance de carbono y energía, cambio climático y dinámica de ecosistemas a múltiples escalas temporales y espaciales (Whitlock et al., 2010). Las condiciones climáticas son consideradas como un factor externo dominante, que determina la actividad del fuego a través de la influencia de condiciones climáticas atípicas o anómalas en la temperatura y humedad. Por otra parte, los factores internos al ecosistema incluyen la disponibilidad de combustible o cobertura vegetal y conectividad (Whitlock y Larsen, 2001; Whitlock et al., 2010; Falk et al., 2011). La aparición de un incendio forestal depende de la interacción compleja entre el clima, las características topográficas, estructura y composición de la vegetación y la presencia de una fuente de ignición, ya sea natural o antropogénica (Adámek et al., 2015).

La composición de las selvas en conjunto con el clima juega un papel importante al influir en la abundancia, estructura y contenido de humedad en la biomasa a lo largo del espacio y tiempo, estas características moldean así la existencia y

comportamiento de un incendio (Higuera et al., 2009; Marlon et al., 2020). Por otra parte, el clima interactúa sobre la vegetación que se incendia debido al incremento de la evapotranspiración, como resultado del aumento de la temperatura y las sequías, contribuyendo al almacenamiento de biomasa o combustible, que pueden resultar en la propagación de un incendio (Blarquez et al., 2015). Asimismo, los cambios en la composición de la vegetación, particularmente en la proporción de especies vegetales inflamables versus no inflamables, influyen en el inicio, propagación y recurrencia de incendios (Blarquez et al., 2015; Xu et al., 2020). Blarquez et al. (2015) señalan que la biomasa vegetal y la acumulación de combustible modulan la actividad de los incendios. Estudios paleoecológicos han destacado la relación entre la vegetación y la actividad de incendios en escalas de tiempo amplias (Ottmar et al., 2007; Whitlock et al., 2010; Higuera et al. 2010; Blarquez et al., 2015; Littell et al., 2016; Halofsky et al., 2020; McLauchlan et al., 2020; Hanan et al., 2021).

El clima, particularmente la temperatura y la precipitación, es el determinante central de la actividad de incendios por medio del control en la productividad de la vegetación (al proporcionar biomasa para un incendio) y la humedad que esta biomasa contiene, ya que influye en la probabilidad de inicio de un incendio (Wu et al., 2021). Diferentes estudios han relacionado el cambio del clima con los cambios en la actividad de incendios en una escala amplia (Whitlock et al., 2010; Correa Metrio et al., 2012; Power et al., 2012). La productividad de la vegetación generalmente aumenta durante los períodos húmedos, por ende, durante los períodos de sequía proporciona el combustible a través de biomasa seca durante un incendio, así la magnitud de estos efectos cambia a lo largo de los distintos gradientes de vegetación. Asimismo, una disminución en la humedad del combustible (vegetación), aunado a un aumento de temperatura provoca la evapotranspiración y disminución de la precipitación, acelerando o propiciando la actividad de los incendios (Tanner et al., 2018; Williams et al., 2019). Los factores mencionados anteriormente afectan la dinámica de incendios de un sitio. Se entiende por dinámica de incendios a la combinación de la frecuencia, los períodos de mínima y máxima actividad y la severidad de los eventos de incendios,

relacionados con causas naturales (e.g. climáticas o por tipos de vegetación disponible) o antropogénicas, que presenta un sistema particular en un lapso de tiempo determinado (Nindell, 2017; Aslan et al., 2018).

En los últimos 30 años los incendios se han incrementado por los efectos del cambio climático (Jolly et al., 2015; Marlon et al., 2020). El patrón de incendios forestales está cambiando, las temporadas de incendios forestales están siendo más largas, el tamaño promedio de un incendio está aumentando y están ocurriendo en sitios donde antes no se registraban (Cochrane, 2009; Artés et al., 2019). Los incendios forestales son un fenómeno importante a escala global, ya que son responsable de pérdidas económicas y afectaciones ambientales (Marlon et al., 2020).

De acuerdo con diferentes investigaciones, el incremento de los incendios forestales ha promovido la investigación sobre las causas y consecuencias de dichos cambios (Cochrane, 2009; Chen et al., 2017; Van Wees et al., 2021). Se ha estimado que cada año, alrededor de 350 millones de hectáreas de áreas naturales son afectadas por incendios en todo el mundo (International Union of Forest Research Organization, 2018). De acuerdo con el informe de la Comisión Nacional Forestal (CONAFOR 2019), en México, para el período de 1970 a 2018, se registró un promedio anual de 7,087 incendios, lo que se traduce a una afectación media anual de 253,382 ha. En particular, para el estado de Quintana Roo en los últimos diez años se han registrado cerca de 1,184 incendios forestales, afectando una superficie de 231,926.78 hectáreas. La actividad de los incendios está regulada por numerosos factores, entre ellos el clima, la disponibilidad de combustible, la composición de la vegetación y la actividad humana, los cuales operan en escalas temporales que van desde décadas hasta siglos; sin embargo, muchos estudios sobre incendios son llevados a cabo en escalas de tiempo cortas (Marlon et al., 2012). Se espera que el cambio climático incremente la actividad de los incendios, por encima de su variabilidad histórica, por lo que se requiere de una perspectiva a largo plazo para entender la dinámica futura de los incendios.

De esta forma, el análisis de proxies o indicadores indirectos almacenados en sedimentos lacustres son una herramienta de mucha utilidad para reconstruir la

historia del clima y la variabilidad ambiental, incluidos los incendios, más allá del alcance de los instrumentos y registros convencionales (Islebe, 1999; Roberts, 2014). Los sedimentos acumulados en el fondo de los lagos son un reservorio de indicadores útiles para la reconstrucción pasada de diversos fenómenos, no sólo de su historia natural, sino también de las perturbaciones en la dinámica natural o las alteraciones recientes causadas por la actividad antrópica (Barboza et al., 2014; Ruiz-Cordova et al., 2019). Los sedimentos lacustres pueden ser analizados a través de indicadores biológicos o de un ensamblaje biótico (e.g. polen, moluscos, quironómidos, coleópteros, esporas, diatomeas y ostrácodos) y no biológicos y/o variables sedimentarias (e.g. evidencias geoquímicas, isotópicas y susceptibilidad magnética) que aportan información sobre la variabilidad climática y ambiental (Lotter, 2003; Torres Rodríguez et al., 2012).

En los últimos años, los estudios paleoambientales han empleado el análisis de partículas de carbón preservadas en sedimentos lacustres, considerado por diversos autores como indicadores de la actividad de incendios a lo largo de múltiples escalas espacio temporales (Whitlock y Larsen, 2001; Conedera et al., 2009; Scott, 2010; Mooney y Tinner, 2011; Torres Rodríguez et al., 2022). Este método se basa en la cuantificación de la acumulación de partículas de carbón transportadas y depositadas en el sedimento, durante o después de un incendio (Whitlock y Larsen, 2001). Las partículas de carbón son analizadas en los sedimentos utilizando técnicas químicas y físicas que permiten la cuantificación a través de técnicas ópticas (Stevenson y Haberle, 2005; Conedera et al., 2009; Mooney and Tinner, 2011). El carbón es producido durante la combustión incompleta de la materia orgánica (Scott y Damblon, 2010). Durante y después de un incendio, se emiten a la atmósfera partículas de material carbonizado, y posteriormente son transportadas y depositadas en los cuerpos de agua (Whitlock and Larsen, 2001; Conedera et al., 2009; Scott y Damblon, 2010). El carbón es resistente a la oxidación y a la actividad microbiana, conservándose a lo largo del tiempo geológico (Scott and Damblon, 2010). Estas partículas de carbón se clasifican de acuerdo con su tamaño en macropartículas, las cuales son la señal primaria o local, que incluyen material carbonizado mayor a 125 a 250 μm ; y en

micropartículas, que son señal secundaria o regional que incluye las partículas entre 10 y 125 μm . Las macropartículas de carbón son utilizadas para reconstruir la historia del fuego *in situ* y hacer comparaciones regionales, ya que estas partículas no son transportadas a largas distancias (Whitlock and Larsen, 2001; Mustaphi y Pisaric, 2014).

Desde los estudios pioneros de Iversen (1941), el análisis de partículas de carbón fósil ha sido ampliamente utilizado y en los últimos años se ha convertido en una herramienta importante para la reconstrucción de la historia de incendios en escalas de tiempo amplias (Patterson et al., 1987; Clark, 1988; Whitlock and Larsen, 2001; Conedera et al., 2009; Mancini et al., 2018). En la actualidad, existen registros de partículas de carbón fósil disponibles para una gran cantidad de sitios alrededor del mundo (Global Charcoal Database). Con estos registros se ha reconocido que los incendios son un componente natural en los ecosistemas tropicales (Cordeiro et al., 2008; Bush et al., 2009; Power et al., 2010). Dentro de la comunidad de paleoecólogos, se han incrementado los estudios basados en el análisis de partículas de carbón en la región tropical (Bush et al., 2009; Aragón Moreno et al., 2012; Walsh et al., 2014; Anderson y Wahl, 2016; Huang et al., 2019; Correa Metrio et al., 2023) por considerar el fuego como un proceso en el ecosistema que opera en diversas escalas de tiempo. Los estudios multiproxies han demostrado que la actividad de incendios en los trópicos está asociada a una alta variabilidad climática, incluyendo cambios en el balance de humedad y la intensificación de las temporadas de sequía (Power et al., 2010; Aragón Moreno et al., 2012; Correa-Metrio et al., 2012; Schüpbach et al., 2015; Correa Metrio et al., 2023). Correa Metrio et al., (2012) propone que, hace 86000 años al presente, la frecuencia de incendios en la península de Yucatán ha sido variable y, cambios en la insolación podrían ser el forzamiento principal en la actividad de incendios. Para Quintana Roo no se cuenta con estudios de referencia que ayuden a entender la dinámica de incendios en el pasado, la mayoría están enfocados a estudios paleoclimáticos y reconstrucciones de la vegetación (Torrescano e Islebe, 2005; Carrillo Bastos et al., 2010).

Reconocer en escalas temporales amplias la dinámica de incendios, es esencial para comprender la tendencia actual, así como para modelar su comportamiento futuro. Además del estudio de partículas de carbón, el análisis de otros proxies paleoambientales complementan la reconstrucción de incendios en el pasado y ayuda en la identificación de incendios locales. De esta forma, los registros de polen en los sedimentos también pueden ser utilizados como un complemento importante, evidenciando cambios en la vegetación circundante como una posible consecuencia de los incendios (Conedera et al., 2009). Numerosos estudios han resaltado la relación entre la variabilidad de las partículas de carbón y cambios en el polen fósil (League y Horn, 2000; Duffin, 2008; Minckley y Shriver, 2011; Morris et al., 2014; Iglesias et al., 2015; Wu y Porinchu, 2019). El análisis de polen fósil en los sedimentos es utilizado para identificar incendios en el pasado bajo el supuesto de que un incendio y la sucesión post incendio alteran o cambian de alguna manera las comunidades vegetales. De tal modo que se puede observar una disminución en la abundancia de algunas taxas sensibles al fuego y la aparición o incremento de especies indicadoras de disturbio (e.g. polen de la familia Chenopodaceae) como resultado de la vegetación incendiada (Whitlock y Larsen, 2001). Además, el registro de polen frecuentemente complementa la reconstrucción, obtenida de las partículas de carbón, al sugerir la cercanía y tamaño del incendio mediante cambios en la vegetación (Iglesias et al., 2015).

Como se ha mencionado, el clima es un factor desencadenante de los incendios forestales, por lo que la reconstrucción del clima en el pasado es fundamental para entender su función en la actividad de los incendios. El análisis geoquímico ofrece una herramienta complementaria para cuantificar los elementos en sedimentos litogénicos como: Ti, Zr, Rb, Sr, Mn, Pb, Al, Fe, Ca y K. Estos análisis podrían proporcionar un panorama de las causas, momento (tiempo) y la magnitud de los cambios en el régimen del clima en una zona (Koinig et al., 2003; Zou et al., 2021). Además, también podría ayudar a entender la evolución de la tierra a través del tiempo, observando la procedencia de elementos químicos por efectos del intemperismo, adsorción, diagénesis y metamorfismo obteniendo como resultado diferentes tipos de cationes libres los cuales son arrastrados hacia la cuenca.

(Chang Martínez, 2012; Roy et al., 2017; Gravina et al., 2022). Se ha encontrado que, algunos elementos traza que se disuelven en el agua son sensibles a cambios del clima, por lo que pueden ser utilizados como proxies paleoclimáticos (Yan et al., 2021).

Debido al impacto del clima combinado con cambios en el uso del suelo, ha incrementado la preocupación en cómo prepararnos ante un continuo cambio en la actividad, comportamiento y los impactos ambientales de los incendios. Los escenarios futuros de cambio climático, particularmente bajo el escenario SSP5-8.5 del IPCC (2021), indican una alta probabilidad de sequías severas y temperaturas más cálidas para la región tropical. Aunado a lo anterior, se ha documentado la necesidad de entender la dinámica de incendios prehistóricos (Whitlock y Larsen, 2001; Whitlock, 2004); lo que refleja un notable cambio de paradigma, de un concepto inicial del fuego como una fuerza irreversible y destructiva, a un concepto actual como un proceso inherente y fundamental que influye en la composición de la mayoría de los ecosistemas terrestres (McLauchlan et al., 2020).

Entender la función del fuego en la conformación de los cambios ambientales en los trópicos requiere de estudios de la dinámica de incendios a escala regional, dirigido hacia su reconstrucción histórica y hacer proyecciones de escenarios futuros (Schroeter et al., 2020). El registro de partículas de carbón en los sedimentos proporciona información sobre cambios históricos y la dinámica de incendios, tales como la biomasa incendiada y la frecuencia de los incendios a largo plazo (Whitlock y Larsen, 2001; Marlon et al., 2013). En este marco se desarrolla el presente trabajo en el cual se desglosan los siguientes objetivos:

Objetivos

Objetivo General:

Reconstruir la dinámica de incendios en Quintana Roo durante el Holoceno tardío.

Objetivos específicos:

1. Reconstruir la historia del fuego durante el Holoceno tardío por medio de partículas carbonizadas.

2. Identificar los cambios en la composición taxonómica de la vegetación durante el Holoceno tardío de tres sitios por medio del análisis del polen fósil.
3. Reconstruir la historia del clima, definiendo los períodos de sequía y humedad por medio de análisis geoquímicos durante el Holoceno tardío.
4. Determinar si la actividad de incendios registrados son fenómenos naturales y si estos aumentan con un clima seco.
5. Caracterizar los patrones de ocurrencia de incendios registrados en relación con las condiciones climáticas, particularmente durante periodos secos.

Hipótesis

Dado a la variabilidad climática que se tiene registrada en la región durante el Holoceno tardío se espera que el clima sea el factor dominante en la variación temporal y espacial de la dinámica de incendios en particular durante los periodos de sequías que directamente reducen el contenido de humedad en la vegetación propiciando la iniciación de un incendio forestal.

Preguntas de investigación

¿Cómo los incendios han variado espacial y temporalmente a lo largo del Holoceno tardío?

¿Cómo están relacionadas la variabilidad climática y la dinámica de incendios?

¿Cuáles son los mecanismos principales que provocan la variabilidad en la actividad de incendios?

Justificación

Los bosques proporcionan importantes servicios tales como la regulación del clima, recarga de mantos acuíferos, generación y mantenimiento de la biodiversidad, alimento, fuente de oxígeno y captura de gases de efecto invernadero entre otros (Mengist y Soromessa, 2019; Zhang et al., 2022). El fuego ha sido reconocido como un proceso ecológico importante por su influencia en la distribución de las especies y su función en moldear otras propiedades clave en el ecosistema. De igual manera, afecta los ciclos biogeoquímicos e hidrológicos a nivel local y regional, procesos geofísicos y al sistema climático (Marlon et al. 2016). Cada año, alrededor de 350 millones de ha de áreas naturales son afectadas por incendios alrededor del mundo (FAO 2007). De acuerdo al informe de la Comisión Nacional Forestal (CONAFOR 2019), en México para el periodo entre 1970 a 2018, se registró un promedio anual de 7,087 incendios lo que se traduce a una afectación media anual de 253,382 ha. Para Quintana Roo de acuerdo al informe de SEMARNAT (2022) para el periodo entre 1991 a 2022 se han visto afectadas alrededor de 300,055 ha con una afectación media anual de 15,792 ha.

La quema anual de bosques alrededor del mundo provoca la liberación de dióxido de carbono, metano, monóxido de carbono y óxido de nitrógeno, así como aerosoles y partículas como hollín (Marlon et al. 2013; Jolly et al. 2015). En particular, las emisiones de dióxido de carbono por incendios forestales pueden superar el 50% de las emisiones producido por la quema de hidrocarburos (Jolly et al. 2015). El aumento en la frecuencia e intensidad de grandes incendios forestales deterioran la calidad del aire y adversamente afectan la salud humana (Xu et al. 2020). Además, la emisión de dióxido de carbón y metano afectan el clima global ya que son gases de efecto invernadero de larga vida (Marlon et al. 2013; WWF and World Wide Foundation 2017; Mueller et al. 2020). Los incendios liberan materia particulada que a su vez contribuye a la formación de partículas secundarias finas que promueven a la formación de ozono (Fann et al. 2018). El depósito de partículas y otros materiales después de un incendio contaminan el suelo y agua, la contaminación

del suelo y agua puede ocurrir a través de la escorrentía de material utilizado para extinguir el incendio forestal (Jolly et al. 2015).

La pérdida de selva en los trópicos debido a incendios forestales reduce significativamente el sumidero de carbono del suelo, modifica el presupuesto de energía de la superficie y afecta la formación de nubes con impactos regionales en el tiempo y clima global (van Wees et al. 2021). Los incendios forestales producen una serie de efectos en cascada que incluyen la muerte o el daño de los individuos (árboles), la fragmentación de la selva, la alteración y degradación de la estructura, diversidad, composición y regeneración de la selva. Adicionalmente, causa el incremento del efecto borde, la apertura del dosel, el incremento de la temperatura, la disminución de la humedad ambiental, del suelo y de la carga de combustible, así como la proliferación de especies pirófilas y exóticas (He et al. 2019; Armenteras et al. 2020; Escobar Castellanos 2020). Los incendios forestales en los trópicos causan no solo impactos ecológicos, sino también consecuencias económicas e implicaciones de gran importancia para el calentamiento global(WWF and World Wide Foundation 2017).

La temporada de incendios están siendo más amplias y las temporadas de incendios extremos es más común. De acuerdo al reporte de World Wide Foundation (WWF) de 1979 al 2013, la temporada global de incendios ha incrementado en promedio un 19%. Varios autores han reportado una disminución de las selvas a nivel global relacionado a incendios forestales (Liu et al. 2019; van Wees et al. 2022; Tyukavina et al. 2022). A nivel global de acuerdo a van Wees et al. (2021) de toda la perdida global de selva durante 2003-2018, 38% fue relacionado a incendios forestales y esta fracción explica el 89% de la variabilidad interanual en la tasa de perdida de selvas a nivel global. De todo el bosque perdido en los trópicos, 34% es relacionado a incendios forestales. De acuerdo al reporte de IPCC (2007) se espera una disminución de precipitación en los siguientes años para las regiones subtropicales y tropicales. Esto a su vez provoca que las selvas se vuelvan más secas y degradadas, lo cual aumenta su vulnerabilidad o los vuelve más propensos a un incendio forestal. El número de incendios forestales en México

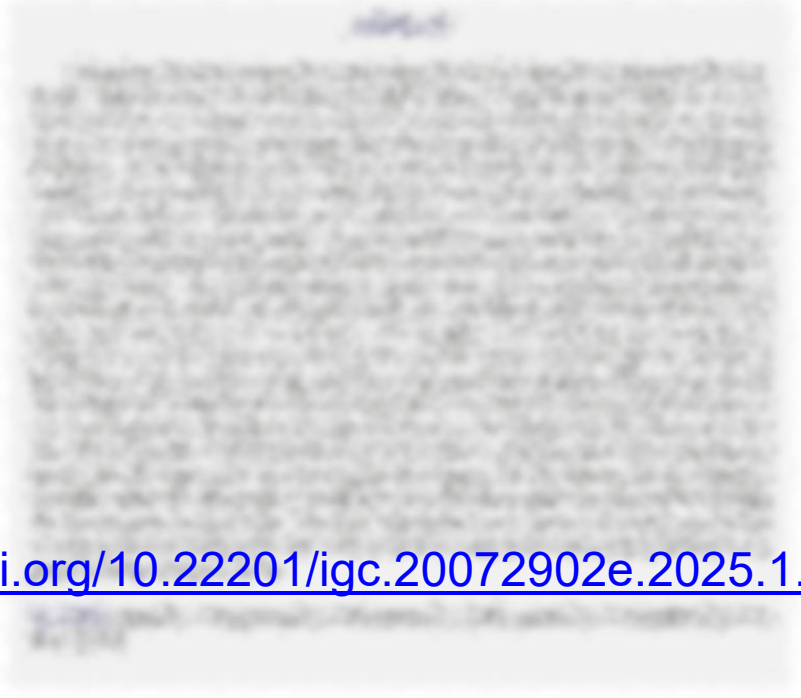
ha aumentado en décadas recientes y el costo ambiental, económico y social es significativo (Galván y Magaña, 2020). A pesar que se ha tenido un avance importante en las acciones para detectar y controlar los incendios forestales, aún hay trabajo por hacer para prevenirlos (WWF and World Wide Foundation 2017). Se espera que por el cambio climático la actividad de incendios estará por encima de los rangos de variabilidad histórica, tener una perspectiva a largo plazo proporciona un contexto esencial a estos cambios (Marlon et al. 2012). La comunidad científica y los manejadores cada vez están más consciente del papel ecológico que tiene el fuego y la necesidad de entender la dinámica en el pasado. Es por ello la importancia de entender el fuego como un componente crítico en el sistema para poder establecer prácticas de manejo adecuadas para preservar y manejar la biodiversidad actual así también entender el funcionamiento del ecosistema (Whitlock y Larsen 2001; Marlon 2020).

Ante el escenario de aumento de la temperatura global en el que nos encontramos (IPCC 2014), donde la gestión de los incendios puede ser de gran importancia a la hora de mantener la biodiversidad y el paisaje en su conjunto (Conedera et al. 2009), resulta esencial el estudio de la dinámica de incendios en el pasado y sus relaciones con la vegetación y el clima. Entender las relaciones en escalas temporales largas nos ayudarán a comprender qué papel desempeña el fuego en los ecosistemas, qué respuesta da la vegetación y qué posibles efectos puede tener sobre la dinámica de incendios un cambio en las condiciones climáticas (Walsh et al. 2010). El estudio de los paleoincendios es aún más relevante en Quintana Roo dado al singular patrón en el clima, la nula información sobre paleoincendios y la falta de conocimiento de la resiliencia de los ecosistemas, el aumento de los incendios puede hacer peligrar la diversidad florística y de fauna única que tiene esta región. Identificar los factores involucrados en la dinámica de incendios es un paso clave en el manejo de incendios en la actualidad y en el manejo forestal; así también entender la interacción entre el clima-fuego-vegetación a largo plazo y la interacción a distintas escalas temporales y espaciales (Conedera et al., 2009; Whitlock y Larsen, 2001).

Capítulo II

Historia de la vegetación y el clima durante los últimos 3,200 años, en la costa sur de Quintana Roo, Mexico





<https://doi.org/10.22201/igc.20072902e.2025.1.1854>

Figure 1

The figure consists of two columns of text. The left column contains a large block of text, followed by a smaller block. The right column contains a large block of text, followed by a smaller block. The text is illegible due to the low resolution of the image.

The study area is located in the central part of the island of Sumatra, Indonesia. It is a coastal area with a mix of urban, agricultural, and forested land. The study area is bounded by the city of Medan to the north, the city of Sibolga to the south, and the city of Tebing Tinggi to the east. The study area is a coastal area with a mix of urban, agricultural, and forested land. The study area is bounded by the city of Medan to the north, the city of Sibolga to the south, and the city of Tebing Tinggi to the east. The study area is a coastal area with a mix of urban, agricultural, and forested land. The study area is bounded by the city of Medan to the north, the city of Sibolga to the south, and the city of Tebing Tinggi to the east.

The study area is a coastal area with a mix of urban, agricultural, and forested land. The study area is bounded by the city of Medan to the north, the city of Sibolga to the south, and the city of Tebing Tinggi to the east. The study area is a coastal area with a mix of urban, agricultural, and forested land. The study area is bounded by the city of Medan to the north, the city of Sibolga to the south, and the city of Tebing Tinggi to the east.

Study Area

Introduction

The study area is a coastal area with a mix of urban, agricultural, and forested land. The study area is bounded by the city of Medan to the north, the city of Sibolga to the south, and the city of Tebing Tinggi to the east. The study area is a coastal area with a mix of urban, agricultural, and forested land. The study area is bounded by the city of Medan to the north, the city of Sibolga to the south, and the city of Tebing Tinggi to the east.

The study area is a coastal area with a mix of urban, agricultural, and forested land. The study area is bounded by the city of Medan to the north, the city of Sibolga to the south, and the city of Tebing Tinggi to the east. The study area is a coastal area with a mix of urban, agricultural, and forested land. The study area is bounded by the city of Medan to the north, the city of Sibolga to the south, and the city of Tebing Tinggi to the east.



Figure 1. Map of the study area in Sumatra, Indonesia. The map shows the coastal region of Medan, Sibolga, and Tebing Tinggi. The map includes a legend, a scale bar, and a north arrow. The map shows the coastal area with a mix of urban, agricultural, and forested land. The study area is bounded by the city of Medan to the north, the city of Sibolga to the south, and the city of Tebing Tinggi to the east. The map includes a legend, a scale bar, and a north arrow.



<https://doi.org/10.22201/igc.20072902e.2025.1.1854>



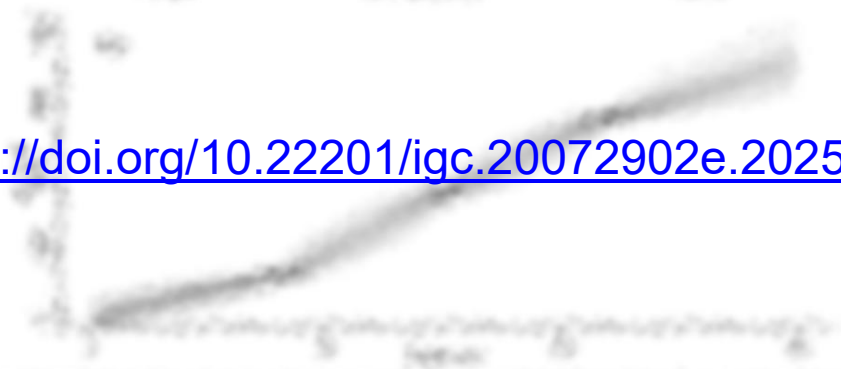


Fig. 2. Concentration of PCBs (ng/L) versus time (Year) for the study area.

1. Introduction

The Great Lakes are a unique and valuable natural resource. They provide a wide range of ecosystem services, including food, recreation, and transportation. However, the Great Lakes have also been the focus of significant environmental concerns, particularly regarding the presence of toxic substances.

One of the most serious threats to the health of the Great Lakes is the presence of polychlorinated biphenyls (PCBs). PCBs are a class of synthetic organic chemicals that have been found in a wide range of environmental media, including water, sediment, and biota. They are known to be persistent in the environment and can have a variety of adverse effects on human health and the environment.

PCBs are produced as by-products of the chlorination of hydrocarbons. They have a wide range of uses, including as insulators, plasticizers, and pigments. However, they are also known to be toxic to humans and wildlife. PCBs can accumulate in the fatty tissues of animals and can be passed on to their offspring. They can also cause a variety of health problems in humans, including cancer, reproductive problems, and developmental delays.

The Great Lakes have been the focus of a number of studies on PCBs. These studies have shown that PCBs are present in the water, sediment, and biota of the Great Lakes. They have also shown that PCBs are persistent in the environment and can have a variety of adverse effects on human health and the environment.

One of the most recent studies on PCBs in the Great Lakes was conducted by the Great Lakes National Program Office (GLNPO). This study was part of the Great Lakes Environmental Protection Act (GLEPA) and was designed to assess the current status of PCBs in the Great Lakes and to identify the sources of PCBs.

The GLNPO study found that PCBs are still present in the Great Lakes at levels that are of concern. They also found that the sources of PCBs are still not fully understood. However, they did identify a number of potential sources, including industrial facilities, power plants, and landfills.

The GLNPO study also found that PCBs are still being released into the Great Lakes. This is a concern because PCBs are known to be persistent in the environment and can have a variety of adverse effects on human health and the environment.

The purpose of this study was to assess the current status of PCBs in the Great Lakes and to identify the sources of PCBs. This study was part of the Great Lakes Environmental Protection Act (GLEPA) and was designed to provide information to help protect the health of the Great Lakes.

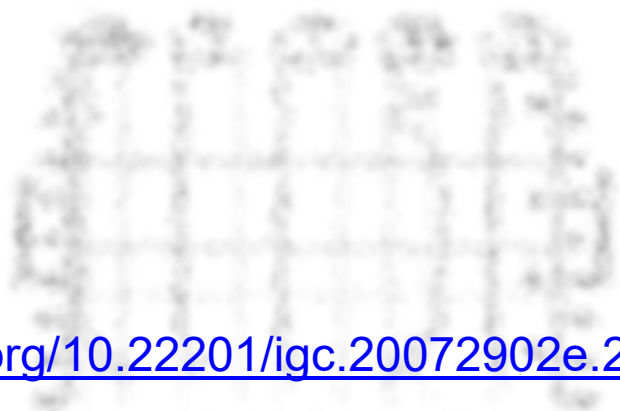


Fig. 1. Whitefish (Coregonus clupeaformis) used in the study.

<https://doi.org/10.22201/igc.20072902e.2025.1.1854>

Abstract The purpose of this study was to determine the effect of different stocking densities on the growth and survival of whitefish (*Coregonus clupeaformis*) in a freshwater environment. The study was conducted in a controlled environment with three different stocking densities: 10, 20, and 30 fish per cubic meter. The results showed that the growth and survival of whitefish were significantly affected by the stocking density. The highest growth and survival rates were observed in the group with a stocking density of 10 fish per cubic meter. The results suggest that a stocking density of 10 fish per cubic meter is the most suitable for whitefish in a freshwater environment.

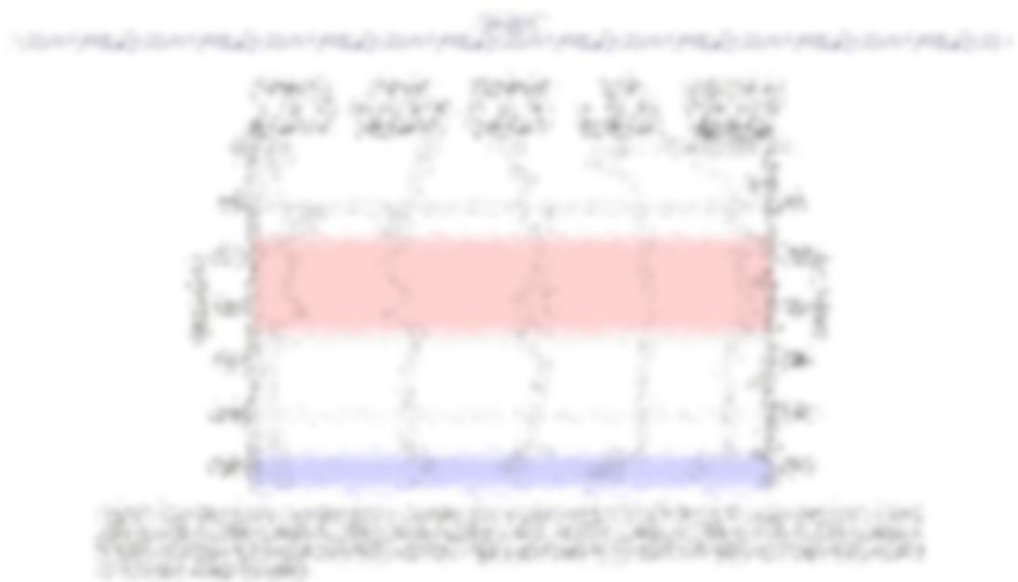
Keywords: Whitefish, Stocking density, Growth, Survival, Freshwater environment.

Whitefish (*Coregonus clupeaformis*) is a popular species of fish in the Great Lakes region. It is a cold-water species that is commonly found in the Great Lakes and is an important part of the commercial and recreational fishery. Whitefish are known for their high growth rates and ability to tolerate a wide range of environmental conditions. However, the growth and survival of whitefish can be affected by various factors, including stocking density. Stocking density is the number of fish per unit volume of water, and it is an important factor in determining the growth and survival of fish in a controlled environment. The purpose of this study was to determine the effect of different stocking densities on the growth and survival of whitefish in a freshwater environment.

1. Introduction

The purpose of this study was to determine the effect of different stocking densities on the growth and survival of whitefish in a freshwater environment. The study was conducted in a controlled environment with three different stocking densities: 10, 20, and 30 fish per cubic meter.

The results showed that the growth and survival of whitefish were significantly affected by the stocking density. The highest growth and survival rates were observed in the group with a stocking density of 10 fish per cubic meter. The results suggest that a stocking density of 10 fish per cubic meter is the most suitable for whitefish in a freshwater environment.



<https://doi.org/10.22201/igc.20072902e.2025.1.1854>

The diagram illustrates a geological cross-section. The top part shows a series of labels: W10, W11, W12, W13, and W14. Below these labels, a red rectangular area is depicted, representing a specific geological unit. Below the red area, there is a blue rectangular area, representing another geological unit. The diagram is framed by a grid of lines, with labels on the left and right sides indicating different geological units or layers. The red area is positioned above the blue area, and both are separated by a thin white line. The blue area is at the bottom of the diagram, and the red area is above it. The labels W10 through W14 are positioned at the top of the diagram, above the red area. The labels on the left and right sides of the diagram are positioned along the vertical lines of the grid. The diagram is a schematic representation of a geological structure, likely a cross-section of a rock formation. The red and blue areas represent different rock types or geological units. The labels W10 through W14 likely represent specific geological features or units. The grid lines and labels on the sides provide a reference for the spatial arrangement of the geological units. The diagram is a clear and concise representation of a complex geological structure, allowing for easy interpretation of the spatial relationships between the different units.

<https://doi.org/10.22201/igc.20072902e.2025.1.1854>

...the most common form of violence against women is sexual violence. Sexual violence is defined as any sexual act or attempt to obtain a sexual act, forced upon a person or causing them to engage in a sexual act against their will. Sexual violence can include rape, sexual assault, sexual harassment, and sexual coercion. Sexual violence is a serious public health problem that affects millions of women worldwide. It is a violation of human rights and can have severe physical and psychological consequences for victims. Sexual violence is often used as a tool of control and oppression, and it is a key indicator of gender inequality. The prevalence of sexual violence varies significantly across different cultures and societies, but it is a global phenomenon. Understanding the causes and consequences of sexual violence is essential for developing effective prevention and intervention strategies.

...the most common form of violence against women is sexual violence. Sexual violence is defined as any sexual act or attempt to obtain a sexual act, forced upon a person or causing them to engage in a sexual act against their will. Sexual violence can include rape, sexual assault, sexual harassment, and sexual coercion. Sexual violence is a serious public health problem that affects millions of women worldwide. It is a violation of human rights and can have severe physical and psychological consequences for victims. Sexual violence is often used as a tool of control and oppression, and it is a key indicator of gender inequality. The prevalence of sexual violence varies significantly across different cultures and societies, but it is a global phenomenon. Understanding the causes and consequences of sexual violence is essential for developing effective prevention and intervention strategies.

<https://doi.org/10.22201/igc.20072902e.2025.1.1854>

...the most common form of violence against women is sexual violence. Sexual violence is defined as any sexual act or attempt to obtain a sexual act, forced upon a person or causing them to engage in a sexual act against their will. Sexual violence can include rape, sexual assault, sexual harassment, and sexual coercion. Sexual violence is a serious public health problem that affects millions of women worldwide. It is a violation of human rights and can have severe physical and psychological consequences for victims. Sexual violence is often used as a tool of control and oppression, and it is a key indicator of gender inequality. The prevalence of sexual violence varies significantly across different cultures and societies, but it is a global phenomenon. Understanding the causes and consequences of sexual violence is essential for developing effective prevention and intervention strategies.

...the most common form of violence against women is sexual violence. Sexual violence is defined as any sexual act or attempt to obtain a sexual act, forced upon a person or causing them to engage in a sexual act against their will. Sexual violence can include rape, sexual assault, sexual harassment, and sexual coercion. Sexual violence is a serious public health problem that affects millions of women worldwide. It is a violation of human rights and can have severe physical and psychological consequences for victims. Sexual violence is often used as a tool of control and oppression, and it is a key indicator of gender inequality. The prevalence of sexual violence varies significantly across different cultures and societies, but it is a global phenomenon. Understanding the causes and consequences of sexual violence is essential for developing effective prevention and intervention strategies.

Author Biographies

...the most common form of violence against women is sexual violence. Sexual violence is defined as any sexual act or attempt to obtain a sexual act, forced upon a person or causing them to engage in a sexual act against their will. Sexual violence can include rape, sexual assault, sexual harassment, and sexual coercion. Sexual violence is a serious public health problem that affects millions of women worldwide. It is a violation of human rights and can have severe physical and psychological consequences for victims. Sexual violence is often used as a tool of control and oppression, and it is a key indicator of gender inequality. The prevalence of sexual violence varies significantly across different cultures and societies, but it is a global phenomenon. Understanding the causes and consequences of sexual violence is essential for developing effective prevention and intervention strategies.

...the most common form of violence against women is sexual violence. Sexual violence is defined as any sexual act or attempt to obtain a sexual act, forced upon a person or causing them to engage in a sexual act against their will. Sexual violence can include rape, sexual assault, sexual harassment, and sexual coercion. Sexual violence is a serious public health problem that affects millions of women worldwide. It is a violation of human rights and can have severe physical and psychological consequences for victims. Sexual violence is often used as a tool of control and oppression, and it is a key indicator of gender inequality. The prevalence of sexual violence varies significantly across different cultures and societies, but it is a global phenomenon. Understanding the causes and consequences of sexual violence is essential for developing effective prevention and intervention strategies.

<https://doi.org/10.22201/igc.20072902e.2025.1.1854>

<https://doi.org/10.22201/igc.20072902e.2025.1.1854>

Capítulo III

Fire history over the last 3,200 years from mangrove sediment in Southern Quintana Roo, Mexico

Resumen

Los incendios forestales son un componente importante en los ecosistemas tropicales y su dinámica está estrechamente relacionada con el clima, la vegetación y las actividades humanas. Partículas de macro carbón, Carbono Orgánico Total (TOC), Carbono Inorgánico Total (TIC) y el contenido de carbonato de calcio de los sedimentos de Laguna Cementerio fueron analizados para reconstruir la historia de incendios durante los últimos 3200 años cal AP. Los resultados indican una historia de incendios consistentemente activa a lo largo del registro, con 18 picos de incendios registrados. Se detectaron tres periodos de alta severidad de incendios: 3000–2800 años cal AP, 1800–1000 años cal AP y de 8 años cal AP al presente. El incremento en las partículas de carbón, la presencia de *Zea mays* y la reducción en los porcentajes en los elementos de selva evidencia que las actividades agrícolas comenzaron alrededor de 2800 años cal AP y persistieron hasta aproximadamente 950 años cal AP. Una banda distintiva de carbonatos depositada entre 2000 y 900 años cal AP, junto con bajos valores de TOC, indican condiciones regionales más secas. La actividad de incendios muestra un incremento marcado en la quema entre 1800 y 1350 años cal AP, probablemente reflejando una combinación de prácticas agrícolas y condiciones ambientales más secas en la Laguna Cementerio. La temporalidad de este intervalo coincide con la intensificación de El Niño–Oscilación del Sur (ENSO). La actividad de incendios probablemente estuvo controlada por la variabilidad en la precipitación influenciada tanto por ENSO como por desplazamientos de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ).

Abstract

Macro-charcoal particles, Total Organic Carbon (TOC), Total Inorganic Carbon (TIC), and calcium carbonate content from sediments in Laguna Cementerio were analyzed to reconstruct the fire history over the past 3200 cal yr BP. Our results indicate a consistently active fire history throughout the record, with 18 fire peaks recorded over the past 3200 cal yr BP. We detected three periods of high fire

severity: 3000-2800 cal yr BP, 1800-1000 cal yr BP and 8 cal yr BP- present. The increase in charcoal particle, the presence of *Zea mays*, and a reduction in the percentages of forest taxa suggests that agricultural activities began around 2800 cal yr BP and persisted until approximately 950 cal yr BP. A distinct band of carbonate deposited between 2000 and 900 cal yr BP, along with low TOC values, suggests regional drying conditions. Fire activity shows a marked increase in burning between 1800 and 1350 cal yr BP, likely reflecting a combination of agricultural practices and drier environmental conditions at Laguna Cementerio. The timing of this interval coincides with the intensification of El Niño Southern Oscillation (ENSO). Fire activity was likely driven by precipitation variability influenced by both ENSO and shifts in the Intertropical Convergence Zone (ITCZ).

Keywords: Charcoal, fire activity, tropical forest, agriculture, ENSO, ITCZ

Introduction

Fire serves a natural component of most ecosystems around the world and is an important disturbance mechanism that can alter and catalyze vegetation changes, influence biogeochemical and carbon cycles, and impact biodiversity with enduring effects [1-4]. Certain ecosystems, such as tropical rainforests and mangroves were rarely subjected to fires, except for years that are characterized by extreme climatic conditions [3]. Nevertheless, in recent years, the tropical region has witnessed more fires than any other location on Earth [5-6]. Moreover, mangroves are becoming increasingly vulnerable to both natural and human-induced fires, due to a combination of natural phenomena and human induced factors [6,7]. Tropical forest covers one-third of the land surface, contains 40% of all forests, and represents some of the most biodiverse ecosystems on Earth [5]. Mangrove forests occur, along coastlines and inland river systems in tropical and subtropical regions [8]. Nevertheless, mangroves account for less than 1% of the global tropical forest cover [9]. According to Van Wees et al. [10], 39% of global forest loss was related to fire, while in the tropics, fire accounted for 34% of forest loss. Significantly, tropical forest fires have an important effect on carbon emission, biodiversity, ecosystem functioning, energy influx, and livelihoods [6, 11]. Additionally, climate change is

expected to alter tropical rainfall by affecting both atmospheric moisture and circulation [9], thereby affecting fire regimes.

Wildfires occurrence is related with regional climate variability and large-scale patterns such as El Niño-Southern Oscillation (ENSO), the Pacific Decadal Oscillation (PDO), the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), and shifts of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) [1,13]. These climate variability mechanisms are linked to changes in regional vegetation patterns and fuel conditions, thereby directly influencing fire activity [14]. As climate changes, fires are expected to increase in size, frequency, severity, and aggregate area burned, reflecting significant shifts in fire regimes [18]. Climate variability and extreme climatic events such as severe droughts associated with ENSO play a major role in fire upsurges [16]. According to Chen et al. [17], during and following El Niño events from 1997 to 2016, significant reductions in precipitation and terrestrial water storage led to a 133% increase in fire emissions in tropical forests. Additionally, the migration of the ITCZ has caused regional droughts at decadal and centennial scales [18].

Despite the ecological and economic importance of mangrove ecosystems, fire in these ecosystems has been poorly studied [7]. Climate studies have warned for decades about the risk of a warming planet and its effects on wildfire activity and vegetation [19]. Understanding the present fire dynamic at a regional and global scale requires placing biomass burning into a long-term temporal framework [1]. Over the last two decades, fire history information has primarily been derived from satellite observation. However, charcoal analysis of lake sediments can also be used to reconstruct long-term variations in fire activity that extend beyond historical records [20]. Charcoal is produced when organic material is heated in the absence of oxygen (incomplete combustion) and provides direct evidence of burning [21-22]. Following fire events, charcoal particles can be dispersed and deposited in lake sediments where they are preserved as fossil charcoal and can be used to reconstruct fire history. Depending on their size, these particles are capable of reflecting burning at extra-local ($>125\text{ }\mu\text{m}$) to regional scale ($<125\text{ }\mu\text{m}$) [20].

During the Meghalayan stage, climate in the Yucatan Peninsula was characterized by centennial to milenial scale variability with marked periods of increased aridity [23,18,24-26]. This climate variability, particularly the distribution of precipitation, is controlled by the Pacific-Atlantic Inter-Basin Mode and influenced by several mechanism, including shifts of the ITCZ [18], ENSO variability [27-28], solar activity [29-30], variations in (sub-)tropical Atlantic Sea surface temperatures (SSTs), sea surface salinity (SSS), and strengthening of the North Atlantic Subtropical High (NASH) [31-32].

Paleo fire reconstruction studies in the Mesoamerican and Caribbean region are still limited. Most of the available studies have attempted to elucidate anthropogenic and natural ignition sources, as well as to deduce the effects of human activity on the landscape and vegetation [30-38]. Few studies have attempted to understand the influence of climate on fire activity at a long-term scale [38,42-46]. The overall interaction between climate, vegetation, and fire constitutes a complex and multifaceted relationship. Nevertheless, climate factors are considered the main drivers controlling fire activity [47]. Through an extensive analysis of charcoal records from numerous locations, Marlon et al., [43] analyzed large-scale patterns and trends over 2000 years, concluding that climate change has been the primary factor influencing global biomass burning.

Past fire history reconstructions in the Caribbean region suggests that fires have occurred throughout the Holocene, with greater fire activity during the Meghalayan (last 4200 cal yr BP), when human population increased and the circum-Caribbean region experienced decreased effective moisture [18,42-43,45,48-49]. This study presents new data on macroscopic charcoal, total organic carbon (TOC), total inorganic carbon (TIC), and carbonate concentrations from a sediment sequence deposited over the last 3200 cal yr BP in Laguna Cementerio, located in southern Quintana Roo, Mexico. This sediment sequence has previously been analyzed for fossil pollen and geochemical proxies to reconstruct past vegetation dynamics and climate history [50]. Moreover, this study serves as a complementary investigation to the previous analysis of fossil pollen and geochemical proxies conducted by

Rosas et al. [50] using the same sediment sequence, providing additional insights into fire history and its interactions with past vegetation and climate dynamics. By integrating fire history data with existing paleoecological records, this study enhances the understanding of long-term ecosystem dynamics in southern Quintana Roo.

The objectives of this study are (1) to reconstruct past fire history based on macrocharcoal particles, Total Organic Carbon (TOC), Total Inorganic Carbon (TIC), and previously published pollen data [47] during the last 3200 cal yrs BP for the southern Quintana Roo region; (2) to discuss the importance of climatic versus anthropogenic control of fire during different periods; and (3) to compare these results with regional climatic records in order to determine linkages among climate variability, environmental change, and human land-use in the region.

Materials and Methods

Study site

Laguna Cementerio is situated near Xcalak, a coastal town within the municipality of Othón P. Blanco, in the southern region of Quintana Roo, Mexico (18°15'27''N, 87°50'38'' W) (Figure 1). The climate, as described by Köppen and modified by Garcia [51], is Aw2 (x') warm subhumid, with mean annual temperature of 26°C. Annual rainfall averages between 1200 to 1500 mm, with over 90% occurring from May to October. Precipitation in the area is determined by annual movements of the ITCZ, creating contrasting conditions between the rainy (northern position of the ITCZ) and dry seasons (southern position of the ITCZ) [52].

Vegetation surrounding the sampling site consists of a mosaic of low-stature flooded tropical forest and mangrove. Mangrove species found in the area are: *Rhizophora mangle* (L.) (red mangrove), *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn. f. (white mangrove), *Avicennia germinans* (L.) Stearn (black mangrove), and *Conocarpus erectus* (L.) (buttonwood mangrove). Dominant vegetation is dwarf mangrove mainly composed by *R. mangle*, ranging from 1-3 m in height [53]. Low-stature Forest is well represented by *Coccoloba uvifera*, *Metopium brownei*, *Haematoxylum*

campechianum, and *Thrinax radiata* [54]. From a geological context, the state of Quintana Roo is characterized as a karst formation, composed mainly of calcite, dolomite, and gypsum, which emerged between the end of the Tertiary and early Quaternary [55].

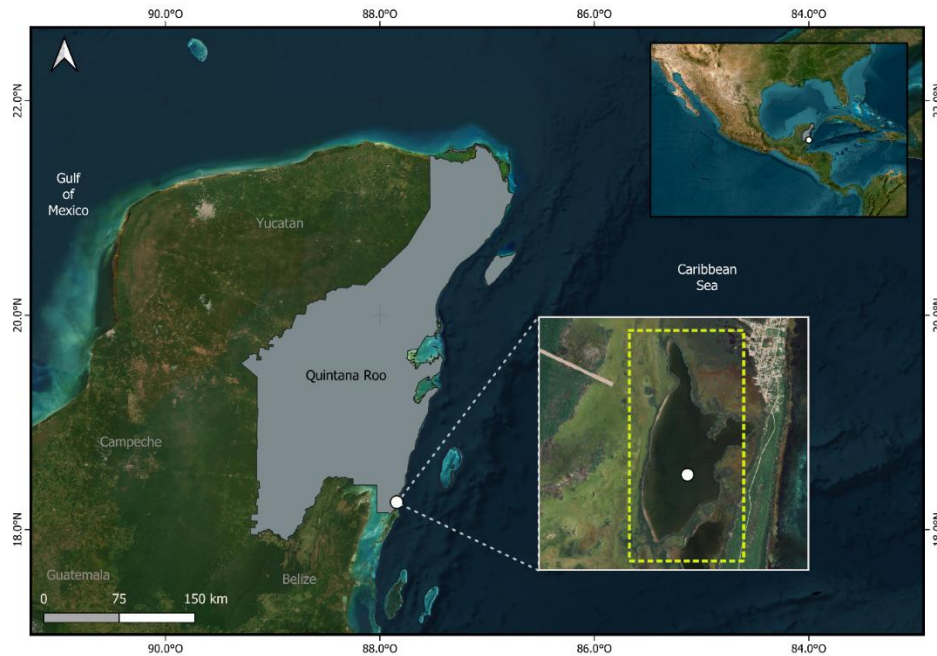


Figure 1. Location of the coring site at Laguna Cementerio, in the state of Quintana Roo.

Laboratory Methods

The sediment core was extracted using a Russian corer in 50-cm-long section, down to a total depth of 150 cm with no overlapping. Each core section was wrapped, labeled, and transported to the Instituto Tecnológico de Chetumal laboratory. Rosas et al. [50] previously established a chronology for this record based on three Accelerator Mass Spectrometry (AMS) radiocarbon dates obtained from bulk organic sediment (Table 1). An age-depth model was also developed using the Bayesian statistical package Bacon [56], implemented in R version 4.2.3 [57] Figure 2. In the present study, we adopted this existing chronology to maintain consistency with the previously published paleoenvironmental analyses. The 150 cm sediment core had

a modelled basal date of approximately 3190 cal yr BP and is composed primarily of organic-rich material interbedded with silty sediments and calcareous components.

Table 1. Radiocarbon ages of core Laguna Cementerio.

Laboratory Id	Depth (cm)	Conventional Age (yr BP)	Material	Median Probability (cal yr BP)	Sedimentation rate
14C-5897	40.5	600 ± 30	Organic sediment	615	0.0671
14C-7725	75	1840 ±30	Organic sediment	1739	0.0301
14C-7726	110	2690 ±30	Organic sediment	2789	0.0317

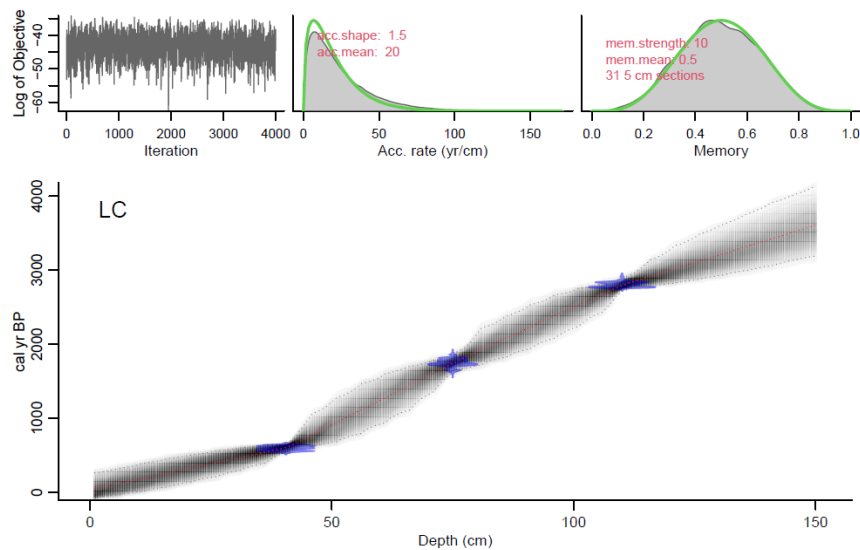


Figure 2. Age-depth model of Laguna Cementerio.

Macroscopic charcoal particles in sediment cores have been used to reconstruct local fire history [20]. In the present study, macroscopic charcoal analysis was conducted at contiguous 1cm interval using 1 cm³ subsamples. Charcoal preparation and analysis method followed techniques described in Stevenson and Haberle [51] and included deflocculating in 10% KOH and bleaching with H₂O₂ of the samples for at least 24h before being washed through a 125 µm-mesh size, with the coarse fraction retained for study. We counted charcoal particles at 40X magnification on a

dissecting microscope. All charcoal particles were identified based on their characteristic “charcoal sheen” and their tendency to splinter into smaller fragments when compressed, following the criteria described by Walsh et al. [39]. Charcoal particles were tallied and used to determine charcoal accumulation rates (CHAR; particles/cm²/yr).

The resulting charcoal time series were decomposed using the R package *Tapas* v.0.1.5 into peaks and background components to assess changes in the fire frequency and return interval over time [59; <http://github.com/wfinsinger/tapas>]. Based on the mean sedimentation rate of the core, a weighted interpolation was used to resample the raw charcoal concentration time series to a 15-yr time step. Accumulation rates were determined by multiplying the charcoal concentration (pieces per cubic centimeter) with the estimated sedimentation rate [60]. Thereafter, the background component was estimated using a robust-to-outliers Loess fit and a 500-year smoothing window. The high frequency peak component was then established using a locally defined threshold using a Gaussian mixture model with a 95th percentile threshold. Peaks that exceeded the 95% threshold for the noise component of the signal were identified as fire events [61].

Charcoal peaks were interpreted as a fire episode (a period of increased burning) because they cannot unambiguously be related to a single fire event [47]. The SNI (signal-to-noise index) was applied to assess the reliability of different sections of the charcoal time series for detecting fire events, following the methodology of Kelly et al. [62]. Fire frequency and fire-return-intervals (FRI) were smoothed using a 500-year window. Additionally, peak magnitude (the total concentration of charcoal associated with each fire event) was used as qualitative measure of severity [63]. Changes in peak magnitude throughout the record at millennial time scale have been used as a qualitative proxy for average fuel consumption per fire, reflecting the fire size and fuel consumption of a determined area [60].

For Total Inorganic carbon (TIC) and Total Organic Carbon (TOC), the sediment core was sampled at 2.5-cm intervals and all samples were oven dried at 40°C, homogenized, and grounded using an agate mortar and pestle. Both TIC and TOC

were measured in 58 samples using a Thermo Scientific HiperTOC Solid Analyzer. Each sample was separately weighed to c.100-120 mg and c.90-150 mg for analysis of Total Carbon (TC) and TIC. To completely convert carbon CO₂, samples for TC analysis were combusted at 1150°C, and samples for TIC analysis were reacted in 10% phosphoric acid [61]. The TOC value was calculated as the difference between the TC and TIC concentrations. The carbonate content (wt %) was determined as $\text{CaCO}_3 = (\text{TC} - \text{TOC}) \times 8.33$ following Knies et al. [65]. Results were expressed in percentages.

Results

Macroscopic charcoal

Macroscopic charcoal was detected in all analyzed samples. The charcoal record from Laguna Cementerio indicates that macroscopic charcoal concentration ranges from 1 to 152 pieces cm⁻³ with an average of 19.42 pieces cm⁻³. CHAR ranged from 0.043 to 6.536 cm⁻² year⁻¹ with a mean of 0.838 cm⁻² year⁻¹. Charcoal concentrations were generally lower before 1900 cal yr BP, increased significantly between 1700 and 1300 cal yr BP, and reached a maximum of 211 pieces cm⁻³ in the uppermost section of the record. *Tapas* identified three major fire peak episodes at Laguna Cementerio, centered at cal yr BP 1700, 1350, and 8. Fifteen additional minor fire peak episodes that occurred at approximately cal yr BP 308, 593, 758, 923, 1088, 1268, 1808, 1913, 2063, 2228, 2393, 2753, 2813, 3053, and 3113 were also identified (Figure 3).

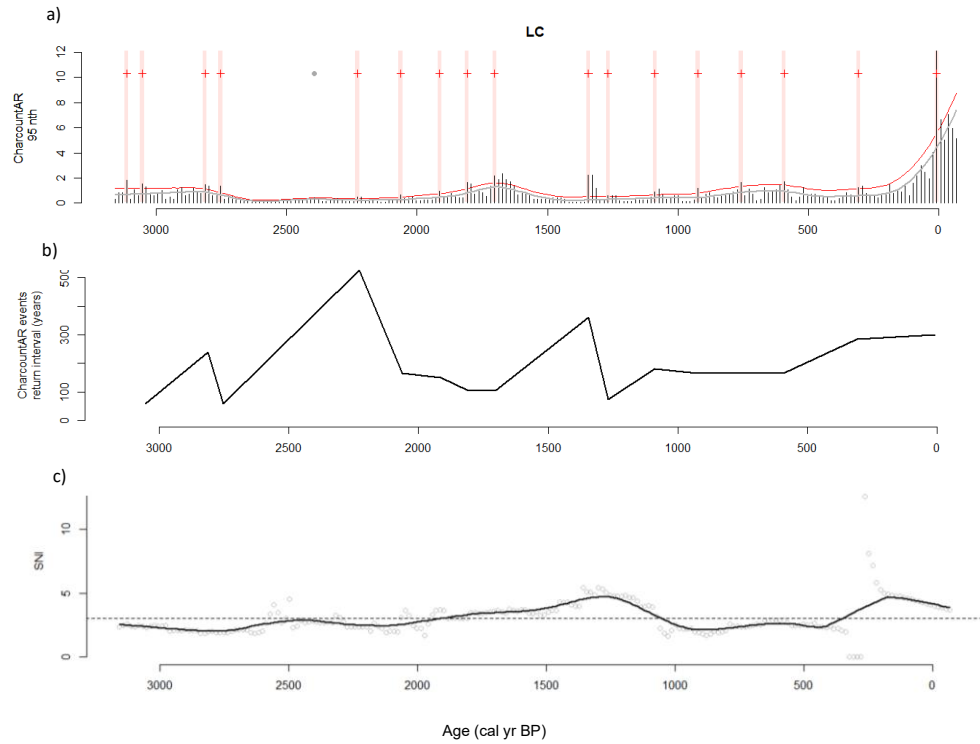


Figure 3. Fire-episode reconstruction based on macroscopic charcoal accumulation rates (CHAR) from Laguna Cementerio over the past 3200 years, generated using TAPAS software. (a) Charcoal accumulation rate (particles $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$): the blue line represents secondary charcoal, the red line indicates the peak threshold, red crosses mark significant fire events that passed the screening criteria, and grey dots represent non-significant peaks; (b) Fire return intervals (FRI) derived from identified significant fire episodes; (c) Signal-to-noise index (SNI), following the method of Kelly et al. [62], indicating periods of reliable fire-event detection.

Among these major peak episodes, the fire peak at 8 cal yr BP was the highest peak (severe) with 211 pieces $\text{cm}^{-2} \text{peak}^{-1}$. The bottom section of the core registered relatively low frequency fires, while the major fire events were concentrated in the middle section of the core. The signal-to-noise index (SNI) of the charcoal record ranged from 2.0 to 4.0, with values exceeding 3.0 during three key intervals: 2400–1800 cal yr BP, 2000–1000 cal yr BP, and from 400 cal yr BP to the present, indicating periods of high reliability for fire-event detection [59]. Fire-Return-Interval (FRI) ranged between 60 and 360 years, with shortest FRIs clustering in three periods: 3100-3050, 2800-2750 and 1350-1270 cal yr BP (Figure 3b).

Total Inorganic Carbon and Total Organic Carbon

TIC was found to range between 0.69% and 11% with an average of 7.27%. Total inorganic carbon is mainly present as calcium carbonate and is derived from the drainage basin and lacustrine authigenic carbonate formed within the lake, with aragonite and calcite as the dominant minerals [61,63]. The highest and lowest concentrations of TIC for the studied core were recorded at 98 cm and 17 cm, respectively. Changes in TIC can be divided into three periods. During the first period, from c. 3200 to 2900 cal yr BP, most values were relatively low and below the average. During the second period, approximately from c. 2900 to 255 cal yr BP, frequent and substantial fluctuations were observed, leading to an increase in the TIC values, with maximum values recorded around 2150 cal yr BP. During the third period, from c. 255 cal yr BP to present, values were relatively low and showed an overall decreasing trend, reaching the minimum values around 92 cal yr BP. This downward trend was temporarily interrupted in the uppermost layer, where the values exceeded the recorded average (Figure 4).

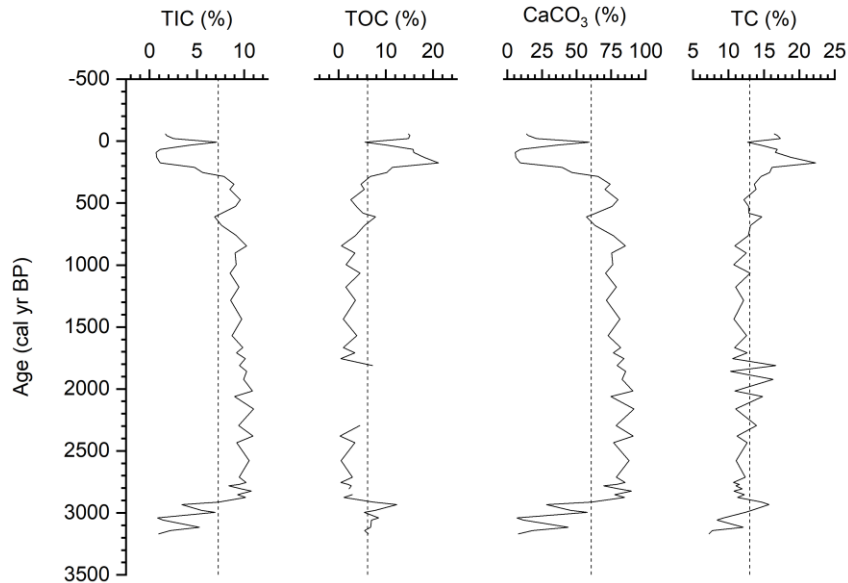


Figure 4. Concentrations of total inorganic carbon (TIC), total organic carbon (TOC), calcite, and total carbon plotted against calibrated age (cal yr BP). The dotted lines indicate the average value of each proxy.

Carbonate (CaCO_3) levels fluctuated between 5.75 and 91.63% with an average of 60.53% (Figure 3). These values were relatively high, likely attributable to the predominance of carbonate sediment derived from the regional carbonate platform as well as from marine intrusion [55,66]. Calcium carbonate can originate from the disintegration of the skeletons of calcareous organism, as well as from chemical and biochemical processes that are associated with the evaporation of the lake. Evaporation is mainly controlled by temperature and atmospheric humidity [48,64,66].

TOC in the entire core varied between 0.28 and 21.8% with average of 6.17%. Nevertheless, the concentration of TOC was below the detection limit in four of the samples (87, 93, 98, and 121 cm). The trend in TOC variation can also be divided into three periods. During the first period, from 3200 to 2990 cal yr BP, most values were generally high and above the average. During the second period, spanning from 2,990 to 255 cal yr BP, the record exhibited distinct fluctuations, with both increasing and decreasing trends, reaching a minimum around 2380 cal yr BP. During the third period, an overall increasing trend was observed, with values exceeding the average (Figure 3). Organic matter in lake sediments can originate from two primary sources: autochthonous (produced within the lake) and allochthonous (derived from external inputs). Given its proximity to the Caribbean Sea, Laguna Cementerio may receive marine-derived organic carbon during extreme weather events such as hurricanes, which can facilitate the transport of allochthonous material into the lake basin [65,67]. Additionally, erosion processes are influenced by runoff associated with rainfall, which can also contribute allochthonous organic matter to the lake [64,68]. Consequently, TOC can be interpreted as a proxy for precipitation variability in the study area, where elevated TOC concentrations are indicative of increased rainfall and associated terrestrial input.

Discussion

The analysis of macroscopic charcoal particles, TIC, TOC, and the comparison of previously published palynological data [50] allowed the reconstruction of past fire

activity and climate conditions at Laguna Cementerio. While most of the record's SNI values were found to be less than 3 (Figure 3), values above 0.5 are considered to be statistically meaningful, where values exceeding 3 indicate high reliability for detection of local fire event [60, 62]. Therefore, peak-inferred fire events at Laguna Cementerio are inferred with varied confidence levels. Lower SNI values might be related to frequent small fires and lower intensity surface fires around the lake, which tend to produce less distinct peaks than high intensity crown fires [41,69]. In addition, several natural processes, including bioturbation, wind-driven currents in shallow lakes, reduced sedimentation rates, and/or low sample resolution can blur charcoal signal [62,69].

The deepest deposits dating from 3200 to 2800 cal yr BP, indicate low fire activity (average charcoal influx of 0.49 particles/cm²/yr) in the Laguna Cementerio watershed during this period. Shorter FRI characterized the beginning of the record before 3050 cal yr BP when tropical forest dominated the vegetation, along with higher values of TOC and lower calcium carbonate concentration. Above-average TOC, low values of TIC (6.36%) and low values of calcium carbonate during this period suggest that the watershed experienced relatively high productivity and humid conditions. After 3050 cal yr BP, fire peak magnitude increased, FRI became longer, TIC and calcium carbonate began to increase, while TOC and tropical forest started to decrease. Peaks in fire frequency and a decline in forest taxa pollen occurred in close temporal proximity to the initial appearance of *Zea mays* around 2800 cal yr BP (Figure 5). The observed increase in charcoal influx and disturbance-related pollen during this period may reflect initial land clearing activities associated with the onset of agriculture and human settlement near the watershed. Overall, fire frequency remained relatively low during the early part of this interval; however, as environmental conditions became drier, fire activity increased around 2700 cal yr BP, as evidenced by a corresponding rise in charcoal influx. Notably, the interval of low charcoal influx at Laguna Cementerio coincides with a period of relatively humid conditions, as indicated by elevated percentages of tropical forest and high TOC concentrations.

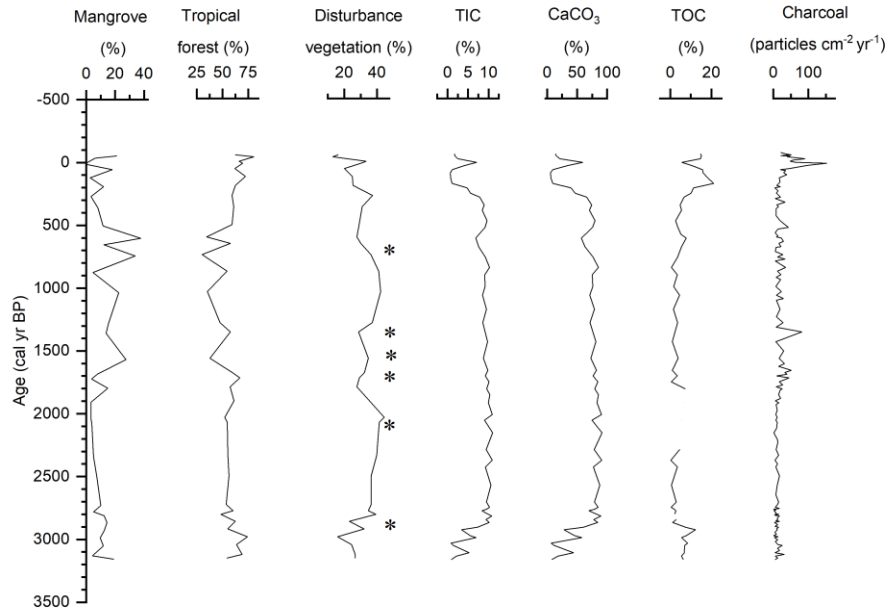


Figure 5. Vegetation curves representing mangrove, tropical forest and disturbance taxa from previously published data [50], together with total inorganic carbon (TIC), calcium carbonate (CaCO_3), total organic carbon (TOC) and Charcoal for Laguna Cementerio during the last 3200 cal yr BP. The dotted lines indicate the average value of each proxy and asterisks (*) represent *Zea mays* pollen.

The reduced fire activity during this phase is likely attributable to the decreased likelihood of natural wildfires under wetter conditions, when fuel is less prone to ignition and fire spread is limited [38]. After 2800 cal yr BP, there was a drying trend and an increase in fire activity, evidenced by the charcoal influx, calcium carbonate values, and low TOC concentrations. The increasing fire activity may be explained by progressive drying conditions, fuel abundance, and anthropogenic ignition source. These findings are similar to results from Lago Peten-Itza, which shows increasing charcoal influx values after 3000 cal yr BP peaking around 2700 cal yr BP [40]. Similarly, Walsh et al. [39] registered the highest fire activity between 2600 and 2300 cal yr BP in Aguada Caliente, Belize. The authors suggested that major human alteration in the Aguada Caliente watershed resulting from the use of fire as a land clearing method for agriculture, coupled with drier conditions during that

period contributed to a sharp rise in fire activity. In Cuba, an increase in charcoal influx at the beginning of 2600 cal yr BP aligns with the onset of cultigen development in other regions of the island, suggesting an increase in fire activity associated to human influence [70].

The transition from the Northgrippian to the Meghalayan was characterized by a gradually decreasing precipitation and fluvial activity [48,71-74]. Lacustrine records suggest increased Circum-Caribbean aridity during the Meghalayan. At Grand Case Pond, St. Martin, Malaizé et al. [75] identified a dry period from 3700 to 2500 cal yr BP, characterized by the deposition of predominantly carbonate and gypsum layers. This climatic drying trend was similarly observed in Turneffe Atoll, Belize, between 4000 and 3500 cal yr BP, corresponding with a period of pronounced vegetation changes [76]. During this period, discrepancies in the timing of the onset of dry conditions associated with the Meghalayan Stage between our study site and other records from the Yucatán Peninsula and the Circum-Caribbean region are likely attributable to chronological uncertainties. Despite discrepancies in the chronology and proxies sensitivity, the overall trend toward drier conditions and increased fire activity at Laguna Cementerio suggests a regional-scale drying event, likely contributing to an increased fire frequency. This increased fire activity is consistent with a southward migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and an increasing ENSO activity during that period [18,27-28].

In tropical regions, precipitation is typically below average during El Niño events, increasing wildfire occurrence. Chen et al. [77] (ENSO) as the strongest single predictor of interannual variability in global burned area. Similarly, satellite research data from 1997 to 2016, showed that reduction in precipitation and terrestrial water storage during El Niño events increased fire activity in pan-tropical forests in Central America, fire activity peaks from March to May when El Niño conditions intensifies [17]. In South America, on century and millennial time scale, Whitlock et al. [14] used a network of 31 charcoal records from southern South America to analyze the fire history during the last 12000 years, concluding that fire activity around 3000 cal yr BP was spatially variable. This heterogeneity is attributed to increasing seasonal

contrast in insolation, high ENSO-related interannual variability, and increasing human population. These observations suggest that increased fire activity at Laguna Cementerio may have been influenced by enhanced ENSO variability during drier climatic intervals.

The period after 2800 cal yr BP witnessed a decline-in fire activity at Laguna Cementerio, with limited fire peaks detected between 2750 cal yr BP and 2300 cal yr BP (Figure 3a), compared to the previous period. During this interval, charcoal particles were still present, ranging between 1 and 18 particles/cm²/yr⁻¹. The overall reduction in burning coincides with high calcium carbonate percentages and below-average TOC values, reflecting relative dry conditions. Rosas et al. [50] described the period from 2700 to 2300 cal yr BP has been characterized by a reduction in tropical forest taxa, and increase of disturbance taxa, especially Poaceae. However, the continued presence of charcoal particles in the record, albeit at lower concentrations alongside a decline in tropical forest pollen suggests that deforestation associated with agricultural activity persisted near the watershed. The reason for the decline in fire activity at Laguna Cementerio after 2800 cal yr BP remains unclear. Nevertheless, this pattern is consistent with trends observed at Laguna Yaloch in the Petén region of Guatemala, where fire activity also decreased following an earlier period of high charcoal influx associated with the presence of *Zea mays* [37]. One possible explanation proposed for Laguna Yaloch is that, agricultural strategies surrounding the lake focused on intensive methods such as raised/ditched fields and terraces, rather than to swidden agriculture. Similarly, Walsh et al. [39] observed a decrease in fire activity during the late Preclassic (2200-1700 cal yr BP) at the Aguada Caliente watershed (southern Belize), following a significant influx of charcoal linked to land clearing activities in the Middle Preclassic.

Subsequent to the period from 2300 to 1000 cal yr BP, a substantial stronger increased in fire activity was observed, characterized by seven distinct fire peaks. Among these, the fire peaks occurring between 1800 and 1350 cal yr BP represent two of the most intense (in terms of magnitude) fire peaks recorded, exhibiting an FRI of 105 years. This interval also represented one period with the highest fire-

event frequency throughout the record. Between 2000 and 1350 cal yr BP, a synchronous increase in charcoal influx, a persistent signal of *Zea mays*, and a concurrent decline in tropical forest pollen collectively provide strong evidence of land clearance for agriculture in the Laguna Cementerio region. The presence of the disturbance taxon *Z. mays*, reduced forest cover, and elevated charcoal concentrations were also used as indicators of agricultural activity and human impact in other areas of the Yucatan Peninsula [35,36,40,79,80]. Additionally, increased in calcium carbonate concentrations, together with reduced TOC values, reflects drier environmental conditions during this period. As noted by Wu et al. [11], climate, particularly temperature and precipitation, is a primary driver of fire activity, exerting influence through its control on vegetation productivity and fuel moisture availability.

This episode of heightened fire activity occurred during a period widely documented as characterized by increasing dry conditions in the Yucatan Peninsula and the wider Caribbean [18,23,26,36,72,81]. A drying trend has been observed in Lake Tzib after 1900 cal yr BP, with a higher peak occurring at 1200 cal yr BP. In the Ria Lagartos Biosphere Reserve, Aragón-Moreno et al. [36] documented *Zea mays* alongside the highest concentration of charcoal particles dating from 1930 to 1790 cal yr BP. Additionally, around 1700 cal yr BP, they reported an increase in *Conocarpus erectus* percentages and a decrease in forest taxa, indicative of a dry period. For the Caribbean region, Caffrey et al. [44] reported an increase in charcoal particles for the last 1700 cal yr BP in Lake Miragoana and Lake Saladilla in Haiti and Dominican Republic, respectively, suggesting that burning increased when winter insolation increased (drying conditions) and maize cultivation was present at both sites.

The period of high fire activity between 1800 and 1000 cal yr BP coincides with enhanced ENSO activity, a southern position of the ITCZ, and increased solar activity [18,27,28,30,82] (Figure 6). Increased ENSO during the Meghalayan has been documented in records from Pallcacocha, Ecuador [27] and El Junco, Galapagos [28], suggesting greater ENSO activity during the Meghalayan compared to the Northgrippian. Conroy et al. [28] identified peak ENSO amplitude between 2000 to 1000 cal yr BP, followed by a decrease towards modern times. In the central

Pacific, oxygen isotope records indicate strengthened coupling between ITCZ and the Southern Oscillation after 2400 cal yr BP, potentially amplifying ENSO-related precipitation variability [82].

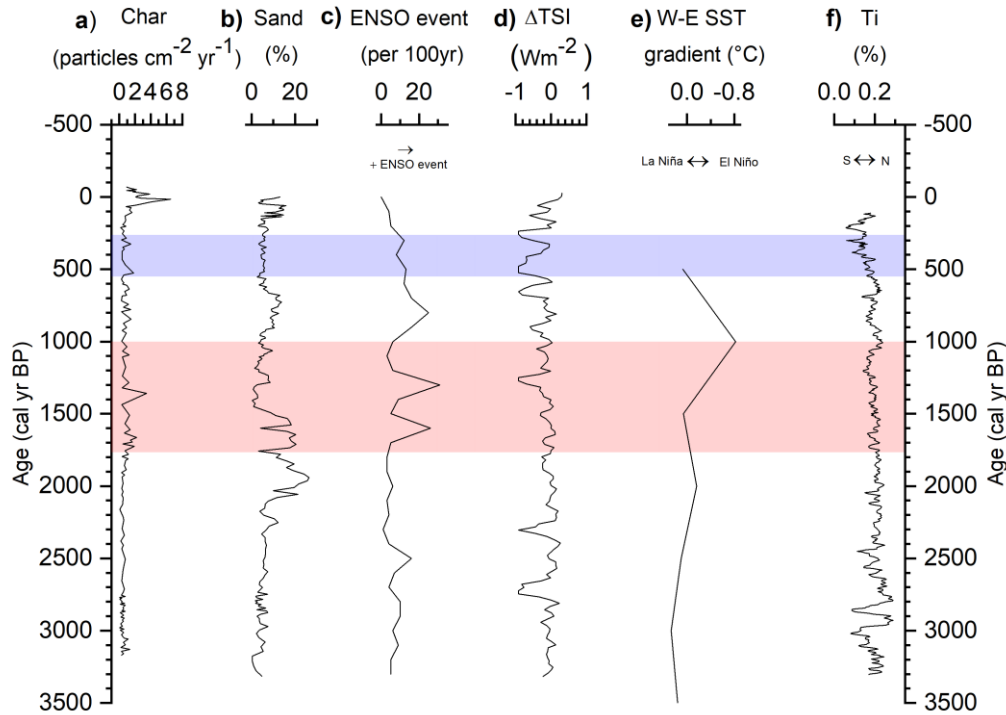


Figure 6. Synthesis of selected climate proxies for the last 3,200 cal yr BP. a) charcoal record for Laguna Cementerio, b) ENSO indicator at El Junco Lake, Galapagos [28], c) ENSO frequency [27], d) Total solar irradiance [30], e) west to east Pacific Sea surface temperature (SST) gradient [84], f) Titanium (Ti) record as indicator of ITCZ position from the Cariaco basin [18].

Numerous authors have proposed that phases of intense or frequent ENSO events are likely to coincide with peaks in solar activity [28,83-88]. For instance, Lu et al. [88] suggest that orbital forcing drove changes in the tropical Pacific thermocline structure causing prolonged ENSO cycles towards the Meghalayan. Oxygen isotope records from the Peruvian coast indicate that the amplitude of the annual sea surface temperature (SST) cycle in the eastern equatorial Pacific (EEP) increased between 4500 and 2500 cal yr BP. This pattern is consistent with enhanced ENSO variability during this interval. The magnification of the annual SST cycle can be attributed to

changing insolation, indicating that ENSO is sensitive to the intensity and seasonal timing of solar heating of the southern EEP. Moreover, a linkage between the ITCZ migration and the North Atlantic/Pacific SST has been observed. Recent modelling suggests that SST anomalies in the Atlantic would shift the Pacific Intertropical Convergence Zone (ITCZ), reducing the mean SST gradient along the equator, which would further intensify the El Niño-like anomaly [84]. In this context, Koutavas and Joanides [83] provide a valuable empirical perspective by utilizing the west-to-east SST anomaly gradient across the tropical Pacific as a proxy for ENSO variability. Their method characterizes El Niño events by negative SST anomalies (warmer east than west) and La Niña events by positive anomalies (warmer west than east) as illustrated in Figure 5.

Over longer timescales, fire activity in several regions has been linked to climate variability associated with large-scale ocean-atmosphere phenomena such as the ENSO [1]. Multiple paleoecological studies have reported increased fire activity during interval of intensified ENSO variability throughout the Meghalayan [89-93]. These studies suggest that El Niño-related drought conditions promoted wildfire occurrence in tropical ecosystems. In this context, the elevated fire activity observed at Laguna Cementerio may reflect increased ENSO variability combined with progressive drying conditions and ongoing agricultural activities within the watershed

After 900 cal yr BP, macrocharcoal concentration shows a significant decrease. The near absence of *Zea* pollen after 950 cal yr BP, together with reduced charcoal influx and vegetation changes, suggest decreased human activity and lower landscape disturbance near Laguna Cementerio. Reduced fire activity during this interval is also consistent with the decreased frequency of ENSO events after 900 cal yr BP (Figure 6). Vegetation changes after 500 cal yr BP suggest the recovery of tropical forest taxa, coinciding with lower calcite values and generally reduced charcoal concentration. These trends likely reflect reduced human ignition, reduced landscape disturbance, and the return of wet conditions [81,94,95]. Similar trends of vegetation recovery and reduced biomass burning after 500 cal yr BP have been documented throughout the Yucatan peninsula, wider Caribbean and Neotropics

[23,37,81,95,96]. Nevle and Bird [34] attributed decrease in fire activity after 500 cal yr BP in Central America and Amazonia to declining of indigenous populations. Our results suggest that some degree of human occupation persisted in or near the study area, as indicated by the continued, albeit low, charcoal influx. During the last millennium, fire activity declined sharply, reaching its lowest levels around 8 cal yr BP, followed by a subtle increase. The most pronounced fire peak in the entire record occurs during the modern period, around 1950 CE.

Conclusions

A sediment core from Laguna Cementerio provides evidence of changes in fire activity over the past 3,200 cal yr BP. Climate variability and the intensification of agricultural activities during this period may have been key drivers promoting fire in the surrounding tropical forest. Analysis of the macroscopic charcoal record allowed the identification of 18 distinct fire events. Early in the record, fire events were of low severity and characterized by relatively short fire return intervals.

The increase in charcoal influx and the presence of *Zea Mays* pollen suggest that fire was being used as a land-clearing method for agriculture activities around 2800 cal yr BP. After 2700 cal yr BP, fire activity remained low with limited fire peaks detected. The persistence of low charcoal particles during this period suggests that shifts in agricultural practices may have been implemented. The period between 2000 and 1000 cal yr BP was characterized by high fire severity at Laguna Cementerio, and coincided with periods of enhanced ENSO variability and southward displacement of the ITCZ. Elevated calcium carbonate values and reduced tropical forest taxa during this period suggest relatively dry environmental conditions. The interval from 1,800 to 1,000 cal yr BP at Laguna Cementerio coincides with a period of intensified fire activity, increased disturbance taxa, and reduced tropical forest cover, suggesting that human land use and agricultural activities played an important role in shaping the surrounding landscape. Although regional paleoclimatic records indicate variable hydroclimatic conditions across the Yucatan Peninsula and Caribbean during this interval, climatic variability may also

have contributed to the observed fire patterns. Around 500 cal yr BP, wetter conditions returned to the site, as indicated by increased tropical forest cover, higher total organic carbon concentrations, and reduced charcoal influx. The uppermost section of the record exhibited the most pronounced charcoal peak, reflecting recent burning near Laguna Cementerio. Further research will be paramount to better understand the interaction between climate variability, human activity, and fire regimes in the region

Author Contributions: Conceptualization, C.R. and A.C.-B.; Methodology, C.R.; software, C.R. and A.C.-B.; Validation, C.R. and A.C.-B.; formal analysis, C.R. and A.C.-B.; Investigation, C.R. and A.C.-B.; Resources, A.C.-B.; Data curation, C.R. and A.C.-B.; Writing—original draft preparation, C.R. and A.C.-B.; Writing—review and editing, C.R., A.C.-B, and A.A.A.-M, C.G-S; Visualization, C.R.; Supervision, A.C.-B.; Project administration, A.C.-B.; Funding acquisition, A.C.-B. All authors have read and agreed to published version of the manuscript.

Funding: This research was funded by Tecnológico Nacional de México, under the Project *Dinámica de incendios y variabilidad climática durante los últimos 2000 años en el sur de Quintana Roo*, grant number 17853.23-P

Data Availability Statement: Data will be made available upon request.

Acknowledgments: Dariel Correa is acknowledged for his valuable assistance with R and for his helpful suggestions in improving the manuscript.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript; or in the decision to publish the results.

References

1. Whitlock, C.; Higuera, P.E.; McWethy, D.B.; Briles, C.E. Paleoecological Perspectives on Fire Ecology: Revisiting the Fire-Regime Concept. *TOECOLJ*.2010, 3(2):6–23. <http://doi.org/10.2174/1874213001003020006>.
2. Marlon, J.R.; Kelly, R.; Danianu, A.L.; Vanni  re. B.; Power, M.J.; Bartlein, P.; Higuera, P.; Blarquez, O.; Brewer, S.; Br  cher, T.; Feurdean, A.; Gil-Romera, G.; Iglesias, V.; Maezumi, S.; Magi, B; Mustaphi, C.; Zhihai, T. Reconstructions of biomass burning from sediment-charcoal records to improve data–model comparisons. *Biogeosciences*. 2016. 13(11):3225–3244. <https://doi.org/10.5194/bg-13-3225-2016>.
3. Blarquez, O; Talbot, J.; Paillard, J.; Lapointe-Elmrabti, L.; Pelletier, N.; Gates St-Pierr, C. Late Holocene influence of societies on the fire regime in southern Québec temperate forests. *Quat. Sci. Rev.* 2018. 180, 63-74. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.022>.
4. Vachula, R. S.; Sae-Lim, J.; Li, R. A critical appraisal of charcoal morphometry as a paleofire fuel type proxy. *Quat. Sci. Rev.* 2021. 262. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106979>.
5. Cochrane, M.A. *Fire in the tropics*.In ***Tropical Fire Ecology: Climate Change, Land Use and Ecosystem Dynamic***. Springer ; Published in association with Praxis Pub., 2009, <https://doi.org/10.1007/978-3-540-77381-8>.
6. Xiao, C.; Feng, Z.; Li, P. Active fires show an increasing elevation trend in the tropical highlands. *Globl Change Biol.* 2022, 00, 1–14. <https://doi.org/10.1111/gcb.16097>
7. Dookie, S.; Ansari, A.; Jaikishun, S.; Forest-fire interactions, impacts, and implications: a focus on mangroves. *N. Z. J. For. Sci.* 2025, 55 (4), <https://org/10.33494/nzjfs552025x405x>
8. Crameri, N.J.; Ellison, J.C. Atollo inland and coastal mangrove climate change vulnerability assessment. *Wetl. Ecol. Manag.*2022, 30, 527-546, <https://doi.org/10.1007/s11273-022-09878-0>
9. FAO. *The world’s mangroves 2000-2020*. 2023. Rome.

10. van Wees, D.; , van der Werf, G. R.; , Randerson, J. T.; Andela, N.; Chen, Y.; Morton D. C. The role of fire in global forest loss dynamic. *Glob Change Biol.* 2021, 27 (11), 2377-2391. <https://doi.org/10.1111/gcb.15591>
11. Wu, C.; Venevsky, S.; Sitch, S.; Mercado, L.M.; Huntingford, C.; Staver, A.C. Historical and future global burned area with changing climate and human demography. *OE.* 2021.4(4):517–530. <https://doi.org/10.1016/j.oneear.2021.03.002>.
12. Chadwick, R.; Good, P.; Martin, G.; Rowell, D.P. Large rainfall changes consistently projected over substantial areas of tropical land. *Nature Clim Change.* 2016.6, 177–181. <https://doi.org/10.1038/nclimate2805>
13. Falk, D.; Heyerdahl, E.; Brown, P.; Farris, C.; Fulé, P.; McKenzie, D.; Swetnam, T.; Taylor, A.; Horne, M. Multi-scale controls of historical forest-fire regimes: New insights from fire-scar networks. *Front Ecol Environ.* 2011, 9:446-454, <https://doi.org/10.1890/100052>.
14. Whitlock, C.; Moreno, P. I.; Bartlein, P. Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America, *Quat. Res*, 2007, 68 (1), 28-36, <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.012>.
15. Arizpe A.H. Falk, D. A.; Woodhouse, C.A.; Swetnam, T.W. Widespread fire years in the US-Mexico Sky Island are contingent on both winter and monsoon precipitation. *Int.J. Wildland Fire.* 2020, 29, 1072-1087. <https://doi.org/10.1071/WF19181>
16. Jia, G.; Shevliakova, E.; Artaxo, P.; De Noblet-Ducoudré, N.; Houghton, R.; House, J.; Kitajima, K.; Lennard, C.; Popp, A.; Sirin, A.; Sukumar, R.; Verchot, L. Land–climate interactions. In: *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems* [P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley, (eds.)]. Cambridge University Press. 2022.

17. Chen, Y.; Morton, D.C.; Andela, N.; van der Werf, G.; Giglio, L.; Randerson, J.T. A pan-tropical cascade of fire driven by El Niño/Southern Oscillation. *Nature Clim Change*, 2017, **7**, 906–911, <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0014-8>
18. Haug, G. H.; Hughen, K. A.; Sigman, D. M.; Peterson, L. C.; Rohl, U. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 2001, **293**, 1304–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>.
19. Marlon, J.R. What the past can say about the present and future of fire. *Quat. Res.* 2020, **96**: 66-87. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.48>.
20. Whitlock, C.; Larsen, C. Charcoal as a Fire Proxy. In: Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators. 2001. Vol. 3. p. 75–97.
21. Conedera, M.; Tinner, W.; Neff, C.; Meurer, M.; Dickens, A.F.; Krebs, P. Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation. *Quat. Sci. Rev.* 2009, **28**(5):555–576. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.005>.
22. Scott, A.C.; Damblon, F. Charcoal: Taphonomy and significance in geology, botany and archaeology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. **291**(1-2): 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.044>
23. Curtis, J.; Hodell, D. A.; Brenner, M. Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 yr, and implications for Maya cultural evolution. *Quat. Res.* 1996, **46**(1), 37–47. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.0042>
24. Hodell, D. A.; Brenner, M.; Curtis, J. H. Terminal Classic drought in the northern Maya Lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). *Quat. Sci. Rev.* 2005, **24**(12-13), 1413–1427. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.013>

25. Roy, P. D.; Torrescano-Valle, N.; Islebe, G. A.; Gutiérrez-Ayala, L. V. Late Holocene hydroclimate of the western Yucatan Peninsula (Mexico). *J. Quat. Sci.* 2017, 32(8), 1112–1120. <https://doi.org/10.1002/jqs.2988>
26. Aragón-Moreno, A.A.; Islebe, G.A.; Roy, P.D.; Torrescano-Valle, N.; Mueller, A.D. Climate Forcings on Vegetation of the Southeastern Yucatán Peninsula (Mexico) during the Middle to Late Holocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2018, 495, 214–226, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.014>
27. Moy, C.M.; Seltzer, G.O.; Rodbell, D.T.; Anderson, D.M. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature.* 2002, 420, 162–165. <https://doi.org/10.1038/nature01194>
28. Conroy, J.L.; Overpeck, J.T.; Cole, J.E.; Shanahan, T.M.; Steinitz-Kannan, M. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galapagos lake sediment record. *Quat. Sci. Rev.* 2008, 27(11– 12): 1166–1180. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.02.015>.
29. Hodell, D. A.; Brenner, M.; Curtis, J. H.; Guilderson, T. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science.* 2001, 292(5520), 1367–1370. <https://doi.org/10.1126/science.1057759>
30. Steinhilber, F.; Beer, J.; Fröhlich, C. Total solar irradiance during the Holocene, *Geophys. Res. Lett.* 2009, 36, L19704, <https://doi.org/10.1029/2009GL040142>
31. Bhattacharya, T.; Chiang, J. C.; Cheng, W. Ocean-atmosphere dynamics linked to 800–1050 CE drying in mesoamerica. *Quatern. Sci. Rev.* 2017, **169**, 263–277. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.005>
32. Wu, H.C.; Felis, T.; Scholz, D.; Giry, C.; Kölling, M.; Jochum, K.P.; Scheffers, S.R. Changes to Yucatán Peninsula precipitation associated with salinity and temperature extremes of the Caribbean Sea during the Maya civilization collapse. *Sci Rep.* 2017, **7**, 15825. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-15942-0>

33. Anchukaitis, K.J.; Horn, S.P. A 200-year reconstruction of forest disturbance from southern Pacific Costa Rica. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.* 2005, 221, 35-54. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.02.003>
34. Nevle, R. J.; Bird, D.K. Effects of syn-pandemic fire reduction and reforestation in the tropical Americas on atmospheric CO₂ during European conquest. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 2008, 264, 25-38. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.008>
35. Rushton, E.A.; Metcalfe, S.E.; Whitney, B.S.. A late-Holocene vegetation history from the Maya lowlands, Lamanai, Northern Belize. *The Holocene.* 2012, 23(4): 485-493. <https://doi.org/10.1177/0959683612465449>
36. Aragón-Moreno, A.A.; Islebe, G.A.; Torrescano-Valle, N. A ~ 3800-yr, high-resolution record of vegetation and climate change on the north coast of the Yucatan Peninsula. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2012, 178:35–42. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.04.002>.
37. Wahl, D.; Estrada-Belli, F.; Anderson, L. A 3400 year paleolimnological record of prehispanic human-environment interactions in the holmul region of the southern Maya lowlands: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2013, 379-380, 17-31, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.03.006>.
38. Caffrey, M.A.; Horn, S.P. Long-Term Fire Trends in Hispaniola and Puerto Rico from Sedimentary Charcoal: A Comparison of Three Records. *Prof. Geogr.* 2014, 67(2):229–241. <https://doi.org/10.1080/00330124.2014.922017>
39. Walsh, M.K.; Prufer, K.M.; Culleton, B.J.; Kennett, D.J. A late Holocene paleoenvironmental reconstruction from Agua Caliente, southern Belize, linked to regional climate variability and cultural change at the Maya polity of Uxbenká. *Quat. Res.* 2014, 82(1):38-50. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.013>.
40. Schüpbach, S.; Kirchgeorg, T.; Colombaroli, D.; Beffa, G.; Radaelli, M.; Kehrwald, N.M.; Barbante, C. Combining charcoal sediment and molecular markers to infer a Holocene fire history in the Maya Lowlands of Petén, Guatemala. *Quat. Sci. Rev.* 2015, 115:123–131. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.004>.

41. Anderson, L.; Wahl, D. Two Holocene paleofire records from Peten, Guatemala: Implications for natural fire regime and prehispanic Maya land use. *Glob. Planet. Change.* 2016, 138:82–92. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.012>.
42. Kennedy, L.M.; Horn, S.P.; Orvis, K.H. A 4000-year record of fire and forest history from Valle de Bao, Cordillera Central, Dominican Republic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2006. Volume 231, Issue 3-4. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.08.002>.
43. Marlon J. R.; Bartlein, P. J.; Carcaillet, C.; Gavin, D. G.; Harrison, S. P.; Higuera, P. E.; Joos F.; Power, M. J.; Prentice, I. C. Climate and human influences on global biomass burning over the past two millennia, *Nat. geosci.* 2008, 1, 697–702 (2008). <https://doi.org/10.1038/ngeo313>
44. Caffrey, M.A.; Taylor, M.J.; Sullivan, D.G. A 12,000-year Record of Vegetation and Climate Change from the Sierra de Los Cuchumatanes, Guatemala. *JLAG.* 2011, 10(2):129–151. <http://www.jstor.org/stable/23209588>.
45. Avnery, S.; Dull, R.A.; Keitt, T.H. Human versus climatic influences on late-Holocene fire regimes in southwestern Nicaragua. *The Holocene.* 2011, 21(4):699–706. <https://doi.org/10.1177/095968361039131>.
46. Crausbay, S.D.; Martin, P.H.; Kelly, E.F. Tropical montane vegetation dynamics near the upper cloud belt strongly associated with a shifting ITCZ and fire. *J Ecol.* 2015. 103: 891-903. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12423>
47. Brown, K.J.; Power, M.J. Charred Particle Analyses. In: *The Encyclopedia of Quaternary Science*, Elias S.A. (ed.) Amsterdam: Elsevier, 2013; vol. 2, pp. 716-729.
48. Mueller, A. D.; Islebe, G.A.; Hillesheim, M.B.; Grzesik, D. A.; Anselmetti, F. S.; Ariztegui, D.; Brenner, M.; Curtis, J. H.; Hodell, D. A.; Venz, K. A. Climate drying and associated forest decline in the lowlands of northern Guatemala during the late Holocene. *Quat. Res.* 2009 71(2), 133–141. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.10.002>.

49. Wu, J.; Porninchu, D.F.; A high-resolution sedimentary charcoal and geochemistry-based reconstruction of late Holocene fire regimes in the páramos of Chirripó National Park Costa Rica. *Quat. Res.* 2019, 93:314-329. <https://doi.org/10.1017/qua.2019.64>.
50. Rosas, C.; Carrillo-Bastos, A.; González-Salvatierra, C.; Aragón-Moreno, A. A.; Islebe, G. Vegetation and climate history over the past 3200 years on the southern coast of Quintana Roo, Mexico. *RMCG*, 2025. 42(1), 31–43. <https://doi.org/10.22201/igc.20072902e.2025.1.1854>
51. García E. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlos a las condiciones de la República Mexicana. Quinta Edición. México: Instituto de Geografía UNAM. 2004.
52. Bautista, F.; Palacio-Aponte, G.; Quintana, P.; Zinck, J.A. Spatial distribution and development of soils in tropical karst areas from the Peninsula of Yucatan, Mexico. *Geomorphology*, 2011. 135(3-4), 308–321. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.02.014>.
53. Hiraes-Cota, M.; Espinoza-Avalos, J.; Schmook, B.; Ruiz-Luna, A.; Ramos-Reyes, R. Drivers of mangrove deforestation in Mahahual-Xcalak, Quintana Roo, southeast Mexico, *Cienc. Mar.* 2010, 36 (2), 147-159. <https://doi.org/10.7773/cm.v36i2.1653>.
54. Pozo, C.; Armijo Canto, N.; Calmé, S. Riqueza biológica de Quintana Roo. México: Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), Gobierno del Estado de Quintana Roo y Programa de Pequeñas Donaciones (PPD), Mexico. 2011.
55. Fragoso-Servón, P.; Pereira Corona, A.; Bautista, F. The karst and its neighbors: digital map of geomorphic environments in Quintana Roo, México. *J. Cave karst stud.* 2019, 81. 113-122. <https://dx.doi.org/10.4311/2018ES0112>.
56. Blaauw, M.; Christen, J.A. Flexible paleoclimatic age-depth models using autoregressive gamma process. *Bayesian Anal.* 2011. 6(3), 457–474. <https://doi.org/10.101214/11-ba618>

57. R Core Team. R: A language and environment for statistical computing[software]. R Foundation for statistical computing, Vienna, Austria, <https://www.R-project.org>. 2023.
58. Stevenson, J.; Haberle, S. Macro charcoal analysis: a modified technique used by the department of archaeology and natural history. Australian National University, Canberra .2005.
59. Finsinger, W.; Bonnici, I. Tapas: an R package to perform trend and peaks analysis. Zenodo, <https://doi.org/10.5281/zenodo.6344463>. 2022.
60. Higuera, P.E.; Brubaker, L.B.; Anderson, P.M.; Hu, F.S.; Brown, T.A. Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. *Ecol. Monogr.* 2009, 79:201–219. <https://doi.org/10.1890/07-2019>.
61. Higuera, P.; Gavin, D.G.; Bartlein, P.J.; Hallett, D.J. Peak detection in sediment - charcoal records: impacts of alternative data analysis methods on fire-history interpretations. *Int J. Wildland Fire*. 2010, 19(8):996-1014 <https://doi.org/10.1071/WF09134>.
62. Kelly, R.F.; Higuera, P.E.; Barrett, C.M.; Hu, F.S. A signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment charcoal records. *Quat. Res.* 2011, 75, 11-17. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2010.07.011>.
63. Keeley, J.E. Fire intensity, fire severity and burn severity: a brief review and suggested usage. *Int. J. Wildland Fire*. 2009, 18 (1): 116-126. <https://doi.org/10.1071/WF07049>.
64. Xiao, J.; Wu, J.; Si, B.; Liang, W.; Nakamura, T.; Liu, B.; Inouchi, Y. Holocene climate changes in the monsoon/arid transition reflected by carbon concentration in Daihai Lake of Inner Mongolia: *The Holocene*. 2006, 16(4), 551-560. <https://doi.org/10.1191/0959683606hl950rp>.
65. Knies, J.; Hald, M.; Ebbesen, H.; Mann, U.; Vogt, C. A deglacial–middle Holocene record of biogenic sedimentation and paleoproductivity changes from the northern Norwegian continental shelf: *Paleoceanography*. 2003, 18(4), 1096. <https://doi.org/10.1029/2002PA000872>.

66. Guadarrama-Guzmán P.; Sujitha, S.B.; Jonathan, M.P.; Roy, P.D. Nagarajan Ramasamy, P.F. Rodríguez-Espinosa, Laura Arreola Mendoza, Lorena Elizabeth Campos Villegas, Sedimentary and geochemical characterization of the sediments of the Boca Paila Lagoon system, Yucatan Peninsula, Mexico, *Kuwait J. Sci.* 2025, Volume 52, Issue 3,100394, ISSN 2307-4108, <https://doi.org/10.1016/j.kjs.2025.100394>.
67. McCloskey, T. A.; Keller, G. 5000-year sedimentary record of hurricane strikes on the central coast of Belize. *Quat. Int.* 2009, 195(1-2), 53–68. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.03.003>.
68. Roy, P. D.; Torrescano-Valle, N.; Islebe, G. A.; Gutiérrez-Ayala, L. V. Late Holocene hydroclimate of the western Yucatan Peninsula (Mexico). *Quat. Sci.* 2017, 32(8), 1112–1120. <https://doi.org/10.1002/jqs.2988>
69. Glücker, R.; Herzsuh, U.; Kruse, S.; Andreev, A.; Vyse, S.; Winkler, B.; Biskaborn, B.; Petryakova, L.; Dietze, E. Wildfire history of the boreal forest of southwestern Yakutia (Siberia) over the last two millennia documented by a lake-sedimentary charcoal record. *Biogeosciences*. 2021, 18, 4185–4209, <https://doi.org/10.5194/bg-18-4185-2021>.
70. Peros, M.; Gregory, B.; Matos, F.; Reinhardt, E.; Desloges, J. Late-Holocene Record of Lagoon Evolution, Climate Change, and Hurricane Activity from Southeastern Cuba. *The Holocene*, 2015, 25, 1483-1497. <https://doi.org/10.1177/0959683615585844>.
71. Gischler, E.; Storz, D. High-resolution windows into Holocene climate using proxy data from Belize corals (Central America). *Palaeobio Palaeoenv.* 2009, 89, 211–221. <https://doi.org/10.1007/s12549-009-0011>
72. Gregory, B.R.B.; Peros, M.; Reinhardt, E.G.; Donnelly, J.P.; Middle-late Holocene Caribbean aridity inferred from foraminifera and elemental data in sediment cores from two Cuban lagoons, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2015, 426, 229-241. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.02.029>.

73. Joo-Chang, J. C.; Islebe, G. A.; Torrescano-Valle, N. Mangrove history during middle-and late-Holocene in Pacific south-eastern Mexico. *Holocene*. 2015. 25(4), 651–662. <https://doi.org/10.1177/0959683614566217>.
74. Aragón-Moreno, A. A.; Islebe, G. A.; Torrescano-Valle, N.; Hernandez-Arana, H.; Carillo Bastos, A.; Friedel, R. Mangrove dynamics driven by Late Holocene drought at Laguna Bacalar, Mexico: *Quat. Environ. Hum.* 2024, 2, 100023, <https://doi.org/10.1016/j.qeh.2024.100023>.
75. Malaizé, B.; Bertran, P.; Carbone, P.; Bonnissent, D.; Charlier, K.; Galop, D.; Imbert, D.; Serrand, N.; Stouvenot, Ch.; Pujol, C. Hurricanes and climate in the Caribbean during the past 3700 years BP. *The Holocene*, 2011, 21(6), 911–924. <https://doi.org/10.1177/0959683611400198>.
76. Wooller, M. J.; Behling, H.; Guerrero, J. L.; Jantz, N.; Zweigert, M. E.. Late Holocene hydrologic and vegetation changes at Turneffe Atoll, Belize, compared with records from mainland Central America and Mexico. *Palaos*, 2009, 24(9-10), 650–665. <https://doi.org/10.2110/palo.2009.p09-036r>.
77. Cheng, Y.; Morton, D. C.; Andela, N.; Giglio, L.; Randerson, J.T. How much global burned area can be forecast on seasonal time scales using sea surface temperatures?. *Environ. Res. Lett.* 2016, 11, (4), 045001, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/4/045001>.
78. Chen, Y.; Randerson, J.T.; Morton, D.C.; Defries, R.; Collatz, J.G.; Kasibhatla, P.S.; Giglio, L.; Jin, Y.; Marlier, M.E. Forecasting Fire Season Severity in South America Using Sea Surface Temperature Anomalies. *Science*. 2011, 334,787-791(2011).DOI:[10.1126/science.1209472](https://doi.org/10.1126/science.1209472)
79. Pohl, M. D.; Pope, K. O.; Jones, J. G.; Jacob, J. S.; Piperno, D. R.; deFrance, S. D.; Lentz, D.L.; Gifford, J.A.; Danforth, M.E.; Josserand, J. K. Early Agriculture in the Maya Lowlands. *Lat. Am. Antiq.* 1996, 7(4), 355–372. <https://doi.org/10.2307/972264>
80. Wahl, D.; Hansen, R.; Anderson, L.; Schreiner, T. Holocene climate variability and anthropogenic impacts from Lago Paixban, a perennial wetland in Peten,

- Guatemala. *Glob. Planet. Change.* 2016, 138, 70-81, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.011>.
81. Carrillo-Bastos, A.; Islebe, G.A.; Torrescano-Valle, N.; González, N.E. Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Península, Mexico. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2010, 160(3):189–196. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.02.013>.
 82. Woodroffe, C. D.; Beech, M. R.; Gagan, M. K. Mid-late Holocene El Niño variability in the equatorial Pacific from coral microatolls, *Geophys. Res. Lett.* 2003, 30 (7), 1358. <https://doi.org/10.1029/2002GL015868>.
 83. Koutavas, A.; Joanides, S. El Niño–Southern Oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. *Paleoceanography.* 2012, 27, PA4208, <http://dx.doi.org/10.1029/2012PA002378>.
 84. Clement, A. C.; Seager, R.; Cane, M. A. Suppression of El Niño during the Mid-Holocene by changes in the Earth's orbit, *Paleoceanography*, 2000, 15(6), 731–737, doi:[10.1029/1999PA000466](https://doi.org/10.1029/1999PA000466).
 85. Emile-Geay, J.; Cane, M. A.; Seafer, R.; Kaplan, A.; Almasi, P. El Niño as a mediator of the solar influence on climate, *Paleoceanography.* 2007, 22, PA3210, doi:[10.1029/2006PA001304](https://doi.org/10.1029/2006PA001304).
 86. Zhang, Y.; Su, T.; Ma, Y.; Wang, Y.; Wang, W.; Zha, N.; Shao, M. Forest ecosystem service functions and their associations with landscape patterns in Renqiu City. *PLOS ONE.* 2022, 17(4):e0265015. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0265015>.
 87. Loubere, P.; Creamer, W.; Haas, J. Evolution of the El Niño-Southern Oscillation in the late Holocene and insolation driven change in the tropical annual SST cycle, *Glob. Planet. Change.* 2013, 100, 129-144, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.007>.
 88. Lu, Z.; Schultze, A.; Carré, M.; Brierley, C.; Hopcroft, P.O.; Zhao, D.; Zheng, M.; Braconnot, P.; Yin Q.; Jungclaus, J.H.; Shi, X.; Yang, H.; Zhang, Q. Increased frequency of multi-year El Niño–Southern Oscillation events

- across the Holocene. *Nat. Geosci.* 2025, 18, 337–343.
<https://doi.org/10.1038/s41561-025-01670-y>
89. Cole, L.; Bhagwat, S.A.; Willis, K.J. Fire in the Swamp Forest: Palaeoecological Insights Into Natural and Human-Induced Burning in Intact Tropical Peatlands. *Front. For. Glob. Change.* 2019, 2 (48).
<https://doi.org/10.3389/ffgc.2019.00048>.
 90. Hapsari, K. A.; Biagioni, S.; Jennerjahn, T. C.; Saad, A.; Sabiham, S.; Corre, M.D.; Veldkamp, E.; Behling, H. Late Holocene ENSO-related fire impact on vegetation, nutrient status and carbon accumulation of peatlands in Jambi, Sumatra, Indonesia, *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2021, 293, 104482,
<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2021.104482>.
 91. Huang, W.; Liu, X.; González, G.; Zou, X. Late Holocene fire history and charcoal decay in subtropical dry forests of Puerto Rico. *fire ecol.* 2019, 15(1):14. <http://doi.org/10.1186/s42408-019-0033-0>.
 92. Haberle, S. G.; Hope, G.S.; van der Kaars, S. Biomass burning in Indonesia and Papua New Guinea: natural and human induced fire events in the fossil record, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2001, 171(3–4), 259–268,
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00248-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00248-6).
 93. Bush, M.; Correa-Metrio, A.; Brenner, D.A.H.; Brenner, M.; Ariztegui, D.; Anselmetti, F.; Gilli, A.; Burton, C.; Mueller, A. The Last Glacial Maximum: Central America. *Science*, 2009, 325(5941), 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>.
 94. Nevle, R.; Bird, D.; Ruddiman, W.; Dull, R. Neotropical human–landscape interactions, fire, and atmospheric CO₂ during European conquest. *Holocene*. 2011, 21, 853–864. <https://doi.org/10.1177/0959683611404578>.
 95. LeBlanc, A.; Kennedy, L.; Burn, M.; Bain, A. Human-driven fire and vegetation dynamics on the Caribbean island of Barbuda from early indigenous to modern times. *The Holocene*. 2011, 34.
<https://doi.org/10.1177/09596836241247298>.

96. Monacci, N.M.; Meier-Grünhagen, U.; Finney, B.P.; Behling, H.; Wooller, M.J. 2009, Mangrove ecosystem changes during the Holocene at Spanish Lookout Cay, Belize. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2009, 280, 37-46. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.05.013>.
97. Dull, R.A, Nevle, R.J., Woods, W.I.; Bird, D.K.; Avnery, S.; Denevan, W.M. The Columbian encounter and the Little Ice Age: Abrupt land use change, fire, and greenhouse forcing. *AAAG.* 2010, 100:755–771, <https://doi.org/10.1080/00045608.2010.502432>.

Capítulo IV

Historia del fuego en la zona centro de Quintana Roo durante los últimos 1500 años

Introducción

El fuego es un proceso ampliamente distribuido en el sistema terrestre y desempeña un papel fundamental en la composición, dinámica y distribución de los ecosistemas (Bond et al., 2005). Esta perspectiva contrasta con la visión clásica en la cual la distribución de plantas y animales puede explicarse exclusivamente por el clima y las propiedades del suelo. Históricamente, ecólogos, biogeógrafos y paleobotánicos han ignorado el papel que el fuego tiene como proceso ecológico clave (Pausas y Keeley, 2009). El aumento en el uso del análisis de partículas de carbón refleja el aumento en el interés dentro de la comunidad paleoecológica por incorporar el fuego como un proceso ecosistémico que opera a múltiples escalas temporales, tanto largas como cortas y evidencia la necesidad de los gestores forestales por comprender la dinámica de incendios a lo largo del tiempo y su influencia que este tiene sobre la vegetación (Whitlock y Larsen, 2002).

El carbón preservado en perfiles de suelo o sedimentos lacustres ha sido empleado como evidencia de incendios en el pasado a escala local, así como a escalas regionales y globales (Anderson y Wahl, 2016; Power et al., 2010). Los registros de carbón sedimentario pueden proporcionar información sobre cambios pasados en la frecuencia, el tamaño y ciclicidad de los incendios en diferentes escalas temporales y espaciales (Mooney y Tinner, 2011). El carbón se produce como resultado de una combustión incompleta de materia orgánica y la tasa a la cual el carbón se acumula en los depósitos lacustres dependen de las características del incendio y el proceso de transporte y depósito del carbón al lago (Whitlock y Larsen, 2002). Dependiendo del tamaño de la partícula estos nos brindan información del sitio. Las micropartículas de carbón ($< 125 \mu\text{m}$) nos proporcionan información de

una señal de incendio regional y las macropartículas (>125 de carbón nos proporciona una señal de incendio local (Anderson y Wahl, 2016).

Hasta la fecha, gran parte del entendimiento sobre los factores que controlan los incendios proviene del análisis de registros de paleoincendios combinados a escalas subcontinentales a continentales (Power et al., 2010;2012; Marlon et al., 2013). Adicionalmente, la baja resolución de estos registros junto con la baja cantidad de trabajos de paleoincendios en algunas áreas plantea grandes desafíos. A escalas amplias, la integración de registros de carbón procedentes de distintas zonas, distintos tipos de vegetación, y regímenes climáticos puede dificultar la capacidad de distinguir la influencia relativa del clima, la estructura de la vegetación y los controles antrópicos sobre el fuego en determinados sitios. Para la región tropical, los registros macroscópicos de carbón del Holoceno muestran que la frecuencia y magnitud del fuego durante ese período está asociada con períodos de alta variabilidad climática, incluyendo cambios en el balance de humedad y la intensificación de las sequías (Power et al., 2010).

Por otra parte, el clima es un factor dominante en la actividad de incendios en ecosistemas vegetales a nivel mundial. Entre otros aspectos, el clima influye en la actividad de incendios a través de la evapotranspiración y la sequía provocado por el aumento de la temperatura, ambos contribuyen a la acumulación de combustible y a la propagación del fuego. Proyecciones recientes indican que, en las próximas décadas, la frecuencia de incendios y la superficie quemada aumentarán en numerosos ecosistemas forestales del planeta como respuesta al calentamiento climático antropogénico con consecuencias ambientales y económicas (Blarquez et al., 2015). Dado lo anterior, es importante comprender la historia y actividad de los incendios a distintas escalas temporales.

Sin embargo, la historia de los incendios en las selvas tropicales no se comprende con claridad. Los esfuerzos por caracterizar la historia de los incendios en la región tropical durante el Holoceno se han visto obstaculizados por la falta de datos, tanto geográficamente como temporalmente (Nevle y Bird, 2008). Adicionalmente, la comparación entre sitios es difícil debido a la baja resolución temporal, a las

diferencias metodológicas entre los estudios y, en algunos casos, al deficiente control cronológico. A pesar de estas limitaciones, varios autores han propuesto algunas hipótesis que expliquen el comportamiento de los incendios en la región tropical entre las cuales destacan el cambio climático y cambios al uso del suelo asociado a la agricultura (Marlon et al., 2008; Power et al., 2012). Comprender el papel del fuego en la configuración de los cambios ambientales tropicales requiere registros de carbón de alta resolución a escala local y regional. En este contexto, el objetivo de este estudio es reconstruir la dinámica de incendios en la parte centro de Quintana Roo por medio de macropartículas de carbón que nos permitan entender los factores que controlan e influyen en la dinámica de incendios. Este trabajo pretende identificar los períodos de mayor y menor actividad, frecuencia y severidad de los incendios que nos ayuden a entender como ha variado la dinámica de incendios durante los últimos 1500 cal AP.

Materiales y métodos

Área de estudio

El sitio de estudio está localizado en la porción sur del estado de Quintana Roo entre las coordenadas 19.0225 N y 88.2619 W (Figura 1). Presenta un clima cálido subhúmedo (Aw) con lluvias en verano y la temperatura media anual varía entre 24 y 28°C, con una precipitación de 700 mm a máximas de 1500 mm anual (García, 2004; Vidal-Zepeda, 2005). La temperatura media anual se mantiene bastante estable a lo largo del año, siendo los meses más cálidos julio y agosto y los más fríos diciembre y enero (Ordoñez creso y García Rodríguez, 2010). Se pueden distinguir tres temporadas climáticas: lluvias, nortes y secas. Las depresiones tropicales y ciclones se manifiestan durante los meses de junio a octubre, que corresponde a la temporada de lluvias. La temporada de nortes comprende desde el mes de noviembre hasta el mes de enero y la temporada de secas es de febrero hasta mayo (Vidal-Zepeda, 2005; Pozo et al., 2011).

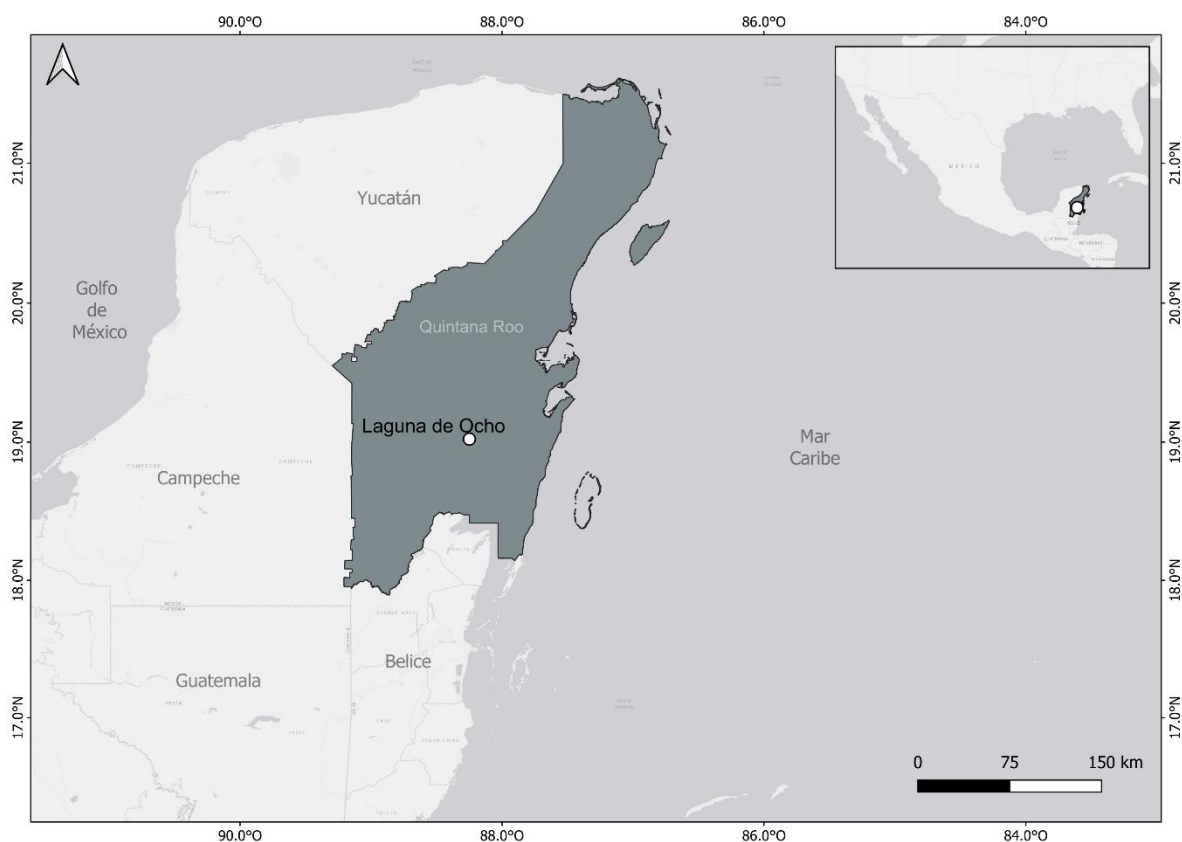


Figura 1. Localización del área de estudio. El área sombreada gris oscuro corresponde al estado de Quintana Roo donde se localiza Laguna de Ocho.

El tipo de vegetación dominante en el sitio es selva mediana subperrenifolia y en menor grado por selva baja subperrenifolia. La selva mediana subperrenifolia se caracteriza por presentar arboles con alturas entre 15 y 25 metros, con troncos menos gruesos que los de la selva alta perennifolia. Las especies más comunes son ramón (*Brosimum alicastrum*), chacá (*Bursera simaruba*), Sakpaj (*Byrsonima bucudaefolia*), Kitam che (*Caesalpinia guameri*), Chechen negro (*Metopium brownei*), Xtojuub (*Coccoloba acapulcensis*), Tzalam (*Lysiloma latisiliquum*) entre otras (CONAFOR 2021). Por otra parte, en la selva baja subperrenifolia la vegetación no alcanza a una altura mayor a 5 metros. Las especies características son: zapote de agua (*Pachira aquatica*), barí (*Calophyllum brasiliense*), anona (*Annona glabra*), palo de tinte (*Haematoxylum campechianum*), pukte (*Bucida*

buceras), chechén negro (*Metopium brownei*), *Byrsonima crassifolia*, *Byrsonima bucidaefolia*, *Crescentia alata*, *Coccoloba cozumelensis*, entre otras (CONABIO, 2000; CONABIO/ITVO, 2019; Sociedad de productores forestales ejidales de Quintana Roo S.C., 2020).

La litología de la región está caracterizada por la presencia de sedimentos marinos de origen cenozoico, depositados sobre un basamento metamórfico profundo de origen paleozoico, el cual conforma el bloque tectónico de Yucatán (Ordoñez-Crespo y Rodríguez- García, 2010; Fragoso-Servón, 2014). Por otra parte, en el área de estudio se presentan suelos de tipo gleysoles, en este tipo de suelos se acumula y se estanca el agua la mayor parte del año, y se conocen como Ak'alches. Estos suelos tienen un origen de tipo coluvial con profundidades >2m y alto porcentaje de arcilla. Presentan colores grises, azulosos o verdosos, algunas veces, al secarse, se manchan de rojo (CONAFOR, 2021).

Método

En la Laguna de Ocho, en junio de 2023 se colectó un núcleo de sedimento de 100 cm de longitud, mediante un sondeador tipo ruso. Cada segmento de 50 cm fue cuidadosamente empaquetado en campo y procesado en el laboratorio de Ciencias Ambientales del Instituto Tecnológico de Chetumal, para su determinación cronológica, obtención de las macropartículas de carbón y análisis geoquímico. La cronología se estableció por medio de mediciones de radiocarbono AMS en la materia orgánica de dos muestras de sedimento. Las muestras fueron procesadas en el laboratorio International Chemical Analysis en Estados Unidos de América (Tabla 1). El modelo edad-profundidad se elaboró por medio de un modelo de edad bayesiano con el paquete R version 3.5 (R core Team, 2023) y el paquete Bacon versión 4.2.3 (Blaauw y Christen, 2011).

Tabla 1. Edades radiocarbono por AMS (Accelerator mass spectrometry) de Laguna de Ocho.

Código de laboratorio	Profundidad (cm)	Material datado	Edades 14C AP	Edades calibradas cal AP (2 σ)	Tasa de sedimentación
14C-10634	26	sedimento orgánico	680 $\pm$ 30	630-674	0.0382
14C-7727	90	sedimento orgánico	1550 $\pm$ 30	1365-1518	0.0736

Para el análisis de macropartículas de carbón se procesaron 100 muestras obtenidas a intervalos de 1cm. La obtención de macropartículas de carbón se realizó por medio de la técnica de Stevenson y Haberle (2005). La técnica utilizada consistió en agregar hidróxido de potasio al 10% (KOH) y se dejó durante 24 h. Posteriormente, el líquido sobrenadante se decantó y se agregó peróxido de hidrogeno al 6% (H₂O₂) y se dejaron por 24 h. Finalmente, las muestras se lavaron con agua y se tamizaron con una malla de 125 μ m. El material recuperado fue transferido a tubos de ensayo para posteriormente ser contabilizados. El conteo de las macropartículas de carbón se llevó a cabo con la ayuda de un microscopio estereoscopio, separando las macropartículas de carbón por medio de una aguja de disección y colectadas en viales. Los resultados obtenidos fueron expresados en número de partículas por centímetro cubico (partículas/cm³) (Whitlock y Larsen, 2001; Mooney y Tinner, 2011).

Con los datos obtenidos del conteo de macropartículas de carbón, se estimó la tasa de acumulación de carbón (CHAR, por sus siglas en inglés). CHAR fue calculado al dividir la concentración de macropartículas de carbón por la tasa de sedimentación (Higuera et al. 2009). La variabilidad en los conteos de macropartículas de carbón fue analizada en el programa *Tapas v.0.1.5* (Finsinger y Bonnici, 2022) en el ambiente R v.4.3.1 (R Core Team, 2023). La serie de CHAR se descompuso en componente de fondo y picos mediante una regresión de LOESS (por sus siglas en inglés). Este método ajusta un modelo de regresión lineal con uno no lineal, en

subconjuntos locales de datos dentro de una ventana definida por la distribución de los valores, la cual es desplazada a lo largo de una serie. El método de LOESS y un período de tiempo de 200 años fueron seleccionados con base en como la variabilidad del registro fue resuelta y maximizando el índice señal-ruido (SIN) del registro (Kelly et al., 2011). Una ventana de tiempo de 200 años produjo los resultados más robustos para este registro.

Los residuos positivos del fondo (picos) dentro de la ventana suavizada de 200 años fue evaluada como un evento potencial de incendio utilizando un valor umbral localmente definido con un intervalo de confianza del 95%. La media y la varianza de la distribución del ruido (carbón secundario) dentro de la ventana de tiempo de 200 años fue estimado utilizando un modelo de mezcla Gaussiana (GMM, Gaussian Mixture Model), lo que permitió diferenciar el ruido (background) del fuego para cada valor de cada pico. Los picos que excedieron el valor umbral del 95% para la señal de ruido fueron identificados como eventos de incendio. Estos picos fueron utilizados para calcular intervalos de retorno de un incendio (Fire Return Interval, FRI por sus siglas en inglés). La frecuencia de incendios fue estimada como el número de eventos en 200 años y el intervalo de retorno de incendios (FRI) como el número de años entre eventos de incendio (Long et al. 1998; Robles-López et al. 2019). Adicionalmente, el tamaño en el pico de carbón fue utilizado como una medida cualitativa para evaluar la severidad de un incendio (Higuera et al., 2014; Giuliano y Lacrouse, 2023).

Resultados

Estratigrafía y cronología

El sedimento a lo largo de la columna es predominantemente de tipo gleysol conocido en la región como Ak'alches. Estos tipos de suelo presentan colores grises, azulosos o verdosos, algunas veces, al secarse, se manchan de rojo (CONAFOR, 2021). En cuanto a la estratigrafía, se observaron cinco fases de cambio en las cuales se detectan variaciones en el contenido de materia orgánica,

carbonatos y arena fina (Tabla 1). La primera fase de 0-12 cm es de color más café oscuro con alta cantidad de materia orgánica, se puede observar la presencia de raíces. La segunda fase de 13-21 cm es un gris claro con abundante arcilla, bajo contenido de materia orgánica. La tercera fase de 22-50 cm arcilloso, color gris oscuro o azulado con bajo contenido de materia orgánica. La cuarta fase de 51-79 cm gris oscuro con visibles bandas de color gris más claros con presencia de materia orgánica. La última fase de 80-100 cm es de color gris azulado (más oscuro que la fase anterior) con bandeo gris claro con presencia de raíces.

Tabla 2. Litología, principales cambios detectados en el sedimento de Laguna de Ocho.

	PROFUNDIDAD (CM)	DESCRIPCIÓN
0	0-12	Negro a café oscuro, alta cantidad de materia orgánica con presencia de raíces y hojas.
10		
20	13-21	Gris claro, disminución de materia orgánica.
30		
40	22-50	Gris mas oscuro que la anterior muestra sedimento más compacto, poca presencia de materia orgánica.
50		
60	51-79	Gris oscuro con visibles bandas grises claras, presencia de raíces y hojas materia orgánica.
70		
80	80-100	Gris oscuro entre grisáceo y azulado con visibles líneas de sedimentación grises claras y oscuras, con presencia de raíces.
90		
100		

Con los resultados de la datación (Tabla 1), la secuencia cronológica fue elaborada utilizando la modelación de Bacon versión 4.2.3 (Blaauw y Christen, 2011). Así la edad basal se estimó en 1526 cal AP abarcando el clásico temprano hasta el período moderno para Laguna de Ocho. La tasa de sedimentación fue de 0.0625 cm/año⁻¹.

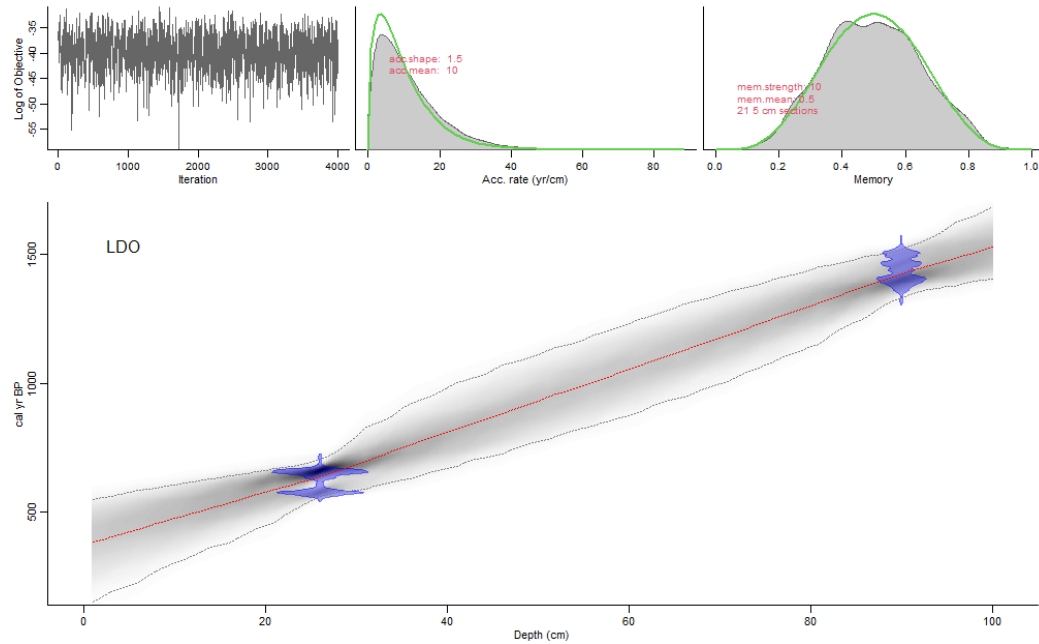


Figura 2. Modelo de edad-profundidad generado a partir de edades calibradas de radiocarbono para Laguna de Ocho. Cuadro superior izquierdo muestra las iteraciones de MCMC (Markov Chain Monte Carlo). Cuadro medio superior muestra la distribución de la tasa de acumulación (cm/año) y cuadro izquierdo derecho muestra la memoria. Panel inferior muestra las edades ^{14}C calibradas (azul transparente) y el modelo edad-profundidad (gris oscuro indica las edades calendario probables. Las líneas grises punteadas muestran un intervalo de confianza del 95%; línea roja muestra el mejor modelo basado en la edad media para cada profundidad).

Partículas de carbón

Se lograron detectar partículas de carbón en todas las muestras analizadas a lo largo del registro. De manera general, se observó una alta variabilidad entre las distintas muestras y las concentraciones de carbón se mantienen de manera consistente a lo largo de los tiempos modernos, con un aumento reciente en la entrada de carbón. La presencia de partículas de carbón en los sedimentos proporciona evidencia directa de un incendio (Whitlock y Larsen, 2001). El término “evento de incendio” es utilizado en lugar de “incendio” para describir picos estadísticamente significativos en el registro de CHAR dado a que más de un incendio pudo ocurrir dentro de la duración del pico (Long et al., 1998; Higuera et al., 2011). Adicionalmente, el término “magnitud del pico” se refiere a la acumulación total de carbón dentro de un pico y, en el documento se hace referencia con el término “magnitud” y es una medida de severidad. Las concentraciones de partículas de carbón para Laguna de Ocho variaron a lo largo de todo el sedimento entre 98 y 1268 p/cm³, con un promedio de 609.61 p/cm³ y una desviación estándar de 270.57 p/cm³. Por medio del análisis en el software *Tapas*, se identificaron tres grandes eventos de incendios alrededor de -58, 362 y 1397 cal AP y 11 incendios menores (picos) alrededor de -13, 107, 242, 287, 512, 587, 722, 857, 947, 1022, y 1187 cal AP. El intervalo de recurrencia de un incendio (FRI) tuvo un rango entre 45-210 años con un promedio de ~112 años para los últimos 1450 años cal AP. Mientras la magnitud en los picos varió en tamaño entre 4.37-1435.31 partículas cm⁻² pico⁻¹, el registro muestra tendencias del pico más alto a mediados del clásico temprano (~1400 cal AP) y registra picos altos después del posclásico (~100 cal AP). Asimismo, se registran dos fases de baja severidad en los incendios durante el clásico tardío (760-1000 d.C.) y al final del período posclásico (1600-1700 d.C.), durante este período se registra el incendio menos severo de todo el sondeo. Por otra parte, el valor de relación señal-ruido (signal-noise-index, SNI por sus siglas en inglés) estuvo entre 1.57 y 3.32, con un promedio de 2.15, y la mayoría del núcleo registró valores por debajo del valor umbral crítico <3.0 (Kelly et al., 2011). Solamente en la parte superior del núcleo se registraron valores ≥3 (<100 años) (Figura 5).

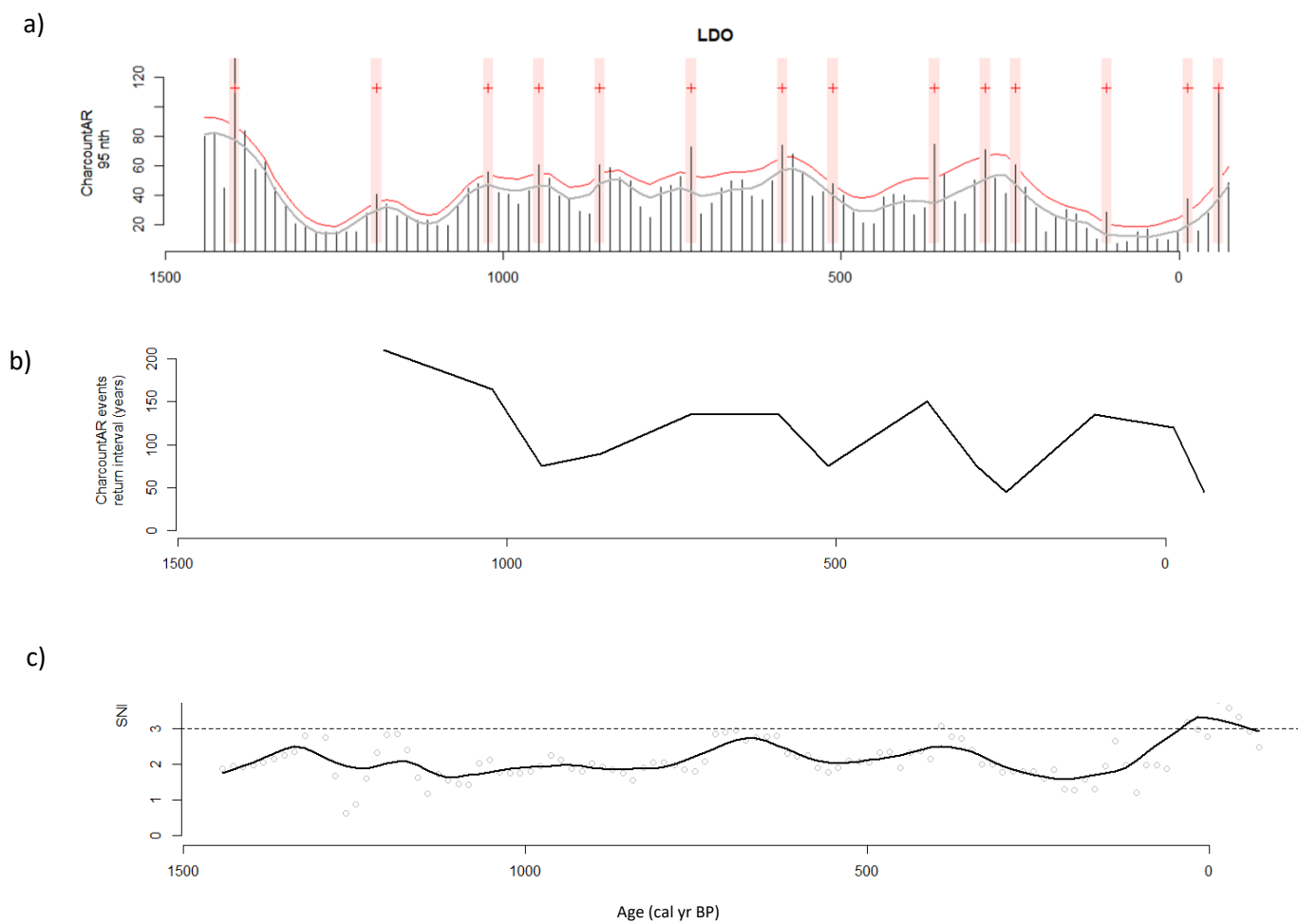


Figura 3. Resultados de los análisis de macropartículas de carbón en Laguna de Ocho para los últimos 1400 años cal AP en el software *Tapas*. a) tasa de acumulación de macropartículas de carbón (CHAR partículas cm^{-2} año $^{-1}$), línea gris valores de carbón secundario, línea roja representa el valor umbral y las cruces rojas representan los eventos de incendios identificados por el análisis en *Tapas*. b) Recurrencia de incendios. c) Relación señal-ruido (SNI) del componente de CHAR basado en Kelly et al., (2011) (línea punteada representa el valor umbral de 3).

Discusión

Los cambios en la tasa de acumulación de carbón nos permitieron reconstruir la historia de los incendios de Laguna de Ocho. De manera general, los incendios registrados en Laguna de Ocho fueron de baja y moderada severidad y dos fueron de alta severidad. En cuanto a la relación señal ruido (SNI) la mayoría del registro estuvo por debajo del valor crítico <3 establecido por Kelly et al., (2011) para Laguna de Ocho. Valores de SNI >0.5 son considerados ser suficientes para garantizar la detección de un pico (Higuera et al. 2009), mientras que valores >3 son considerados confiables en todo lo posible para justificar estadísticamente la presencia de un incendio local (Kelly et al., 2011). Estos bajos valores >3 podrían deberse a un número de procesos naturales tales como corrientes impulsadas por el viento en cuerpos de agua someros, bioturbación, lenta acumulación de sedimento, incendios superficiales de baja intensidad y/o baja resolución en las muestras (Whitlock y Larsen, 2001; Kelly et al., 2011; Glückler et al., 2021; Brown et al., 2024). Un valor <3 pudiera deberse a que este cuerpo de agua es somero, lo cual potencialmente podría estar experimentando una mezcla en las partículas de carbón, provocado por las corrientes impulsadas por el viento al momento de su deposición dañando la señal de incendio.

De acuerdo con Whitlock y Larsen (2001) las partículas grandes están asociadas a incendios de alta intensidad dado que los vientos mueven las partículas más allá de la zona de combustión. Consecuentemente, los incendios de alta intensidad producen partículas de mayor tamaño que los incendios de baja intensidad y que una combustión lenta sin llamas. Dichos tipos de incendios producen una señal menos distintiva que los incendios de copa de alta intensidad (Glückler et al., 2021). Los bajos valores de SNI <3 para la mayoría del registro pudieran ser resultado de incendios superficiales de baja intensidad alrededor de Laguna de Ocho. Otro factor que podría estar opacando la señal de incendios es la densa vegetación que rodea el cuerpo de agua y limita la entrada de carbón secundario (Whitlock y Larsen, 2001).

El registro de macropartículas de carbón en Laguna de Ocho revela que el Clásico estaba marcado por la presencia de incendios de alta severidad (>1000 partículas cm^{-2} año $^{-1}$) que gradualmente disminuye de manera significativa a inicios del Posclásico. No obstante, a partir de 1100 d.C, nuevamente aumentan la entrada de CHAR y se mantiene estable con eventos de incendios de severidad alta >250 partículas cm^{-2} año $^{-1}$ y un intervalo de recurrencia de incendio amplio entre el período 1150 y 1590 d.C. Posteriormente, hay una transición a un período de disminución significativa en la tasa de CHAR entre 1670 y 1700 d.C. Durante este período se registran el incendio menos severo de todo el registro alrededor de 1700 d.C. Después de 1850 d.C, la dinámica de incendios moderna comienza a tomar forma con un aumento significativo en los eventos de incendios y una recurrencia de incendios corta. Al final del registro se observa un aumento significativo en la entrada de CHAR con el segundo incendio más severo del registro.

De acuerdo con el registro arqueológico e histórico, Chacchoben, zona arqueológica cercana a Laguna de Ocho, la ocupación de este sitio inició alrededor del Preclásico Tardío, donde se inició la construcción de pequeños caseríos alrededor de los cuerpos de agua. Se asume que la mayor ocupación de la región de Chacchoben ocurrió durante el Clásico Temprano entre 300-600 d.C (Romero, 2000; INAH, 2017). El cese de la actividad constructiva no fue sino hasta el Clásico tardío (Romero, 2000). Así mismo, las concentraciones de carbón fueron altas durante este período lo que indica que los incendios estaban relacionados con el desmonte de la selva para agricultura y construcción.

Las concentraciones de carbón al inicio del registro (550 d.C) fueron las más altas de todo el sondeo. La alta severidad de incendios al final del Clásico Tardío podría estar relacionada con actividades antropogénicas en el área y períodos de sequía, los cuales han sido previamente reportados en Punta Laguna entre 535-550 d.C, (Hodell et al., 2007). Curtis et al., (1996) menciona que la transición del Clásico Temprano al Clásico Tardío estaba marcada por eventos de sequía. Los autores observan un aumento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ alrededor de 585 d.C. para este mismo sitio, y cae cronológicamente dentro del período cultural conocido como el Hiato.

Para la región norte de la PY, Aragón Moreno et al., (2012) observó una disminución significativa en los elementos de selva entre 580 y 850 d.C y un aumento significativo en los elementos de *C. erectus*, indicando condiciones de menor humedad. Para Laguna Chichancanab, Hodell et al., (2005) reporta una sequía (con años de diferencia) de corta duración alrededor de 670 d.C. Para la región del Circumcaribe en la región norte de Venezuela, Haug et al. (2003) reporta sequías puntuales e intensas durante el período Clásico Terminal. Esta alta actividad de incendios al final del Clásico coincide con una alta variabilidad de ENSO reportada para El Junco (Conroy et al., 2008) (Figura 9). Esta alta variabilidad en la actividad de ENSO pudiera ser responsable de un ambiente seco, condiciones ideales para el aumento de incendios.

No obstante, después de 550 d.C., disminuye de manera significativa la actividad de incendios y no se registran incendios hasta después de 750 d.C., y estos son menos severos (>85 partículas cm^{-2} año $^{-1}$) con respecto al período anterior. De manera general, entre 760 y 1000 d.C., la actividad de incendios se mantiene baja con una recurrencia de incendio corta (<200 años entre los eventos de incendios). Durante este período se registra una disminución marcada en la entrada de carbón alrededor de 920 d.C (17 partículas cm^{-2} año $^{-1}$). Este período de baja concentración de carbón podría estar relacionado con pequeños períodos de humedad, previamente reportados por Hodell et al., (2005) como una interrupción durante el período de las sequías del Clásico Terminal en lago Chichancanab entre 870-920 d.C. y referido como el período húmedo del Clásico Terminal. Los autores indican que este período no fue una megasequía, sino fases alternas entre períodos secos y húmedos. En Punta Laguna, Hodell et al., (2007) reportan condiciones favorables entre 600 y 770 d.C. y entre 890 y 950 d.C. períodos en los cuales se observó una disminución en los valores de $\delta^{18}\text{O}$. Así mismo, la disminución en la actividad de incendios podría estar relacionada con el colapso del Clásico Terminal entre 750 y 900 d.C. (Hodell et al. 2001; Hodell et al. 2005) y la poca disponibilidad en la biomasa forestal disponible.

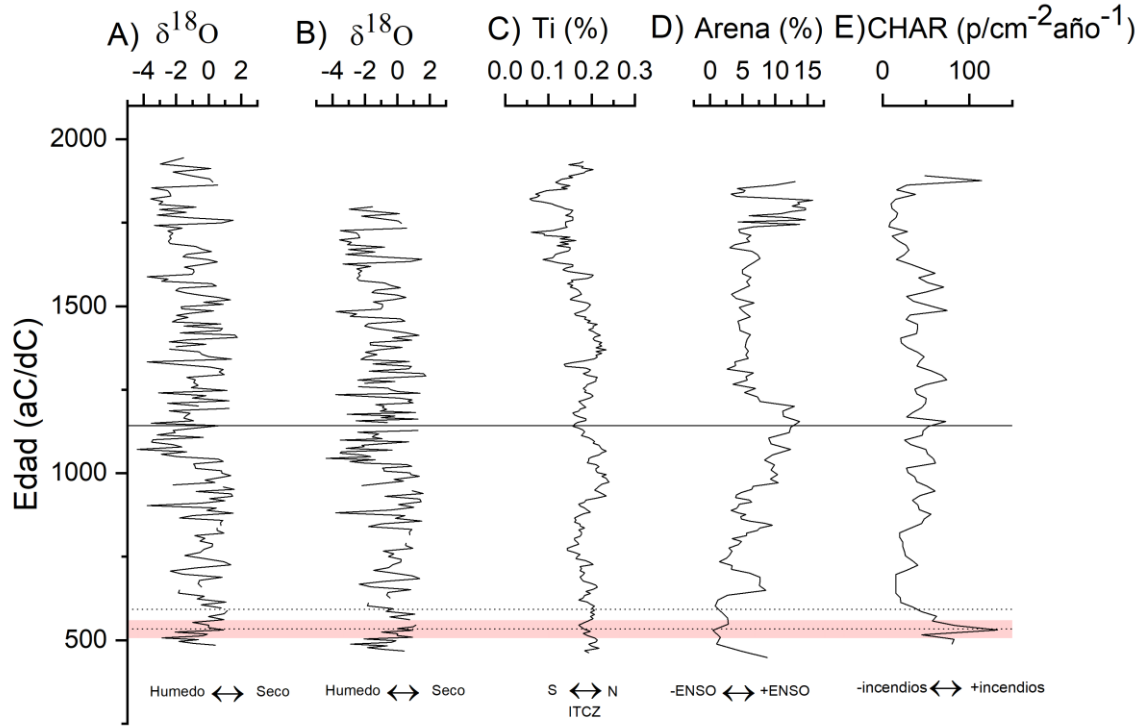


Figura 4. Comparación regional durante el período de 550 d.C: **A** y **B** curva de $\delta^{18}\text{O}$ de gasterópodos de Punta Laguna (Hodell et al., 2007; Curtis et al., 1996), **C** curva de Ti de la cuenca del Cariaco, Venezuela (Haug et al., 2001), **D** curva de porcentaje de arena de El Junco, Galápagos (Conroy et al., 2008) y **E** Curva de tasa de acumulación de partículas de carbón para Laguna de Ocho.

El inicio del período Posclásico está marcado por la intensificación en la actividad de incendios en Laguna de Ocho entre 1100 y 1400 d.C. Los incendios registrados durante este período son de magnitud moderada (>400 partículas $\text{cm}^{-2} \text{año}^{-1}$). Este aumento en la actividad de incendios podría estar relacionado con la repoblación del sitio durante el Posclásico. Castillo y Pereza (1991) mencionan que durante el Posclásico las poblaciones se extendieron a la costa este de Quintana Roo. Esto podría explicar el aumento de incendios durante el Posclásico, lo que sugiere que los incendios podrían estar relacionados con el desmonte de selva para construcción y agricultura. Así mismo, durante este período se reporta el regreso de las condiciones favorables a la región (Curtis et al., 1996; Hodell et al., 2007; Carillo

Bastos et al., 2010; Anderson et al., 2016; Aragón Moreno et al., 2018; Torrescano Valle et al., 2023). Hodell et al. (2007) menciona que el inicio del período Posclásico estaba marcado por el regreso de las condiciones húmedas en Punta Laguna alrededor de 1050 d.C. De manera similar, Hodell et al. (2005a) reporta para Laguna Chichancanab el regreso de las condiciones húmedas a partir de 1100 d.C., al igual que Haug et al. (2001) (Figura 10). El regreso de las condiciones húmedas pudo haber influido en la recuperación y acumulación de vegetación que sirve de combustible y esto podría contribuir al aumento de la actividad de incendios. Horn y Kappelle (2009) mencionan que el clima incide en la tasa de acumulación de combustible (vegetación) y en el contenido de humedad de éste, así como en la tasa de recuperación de la vegetación.

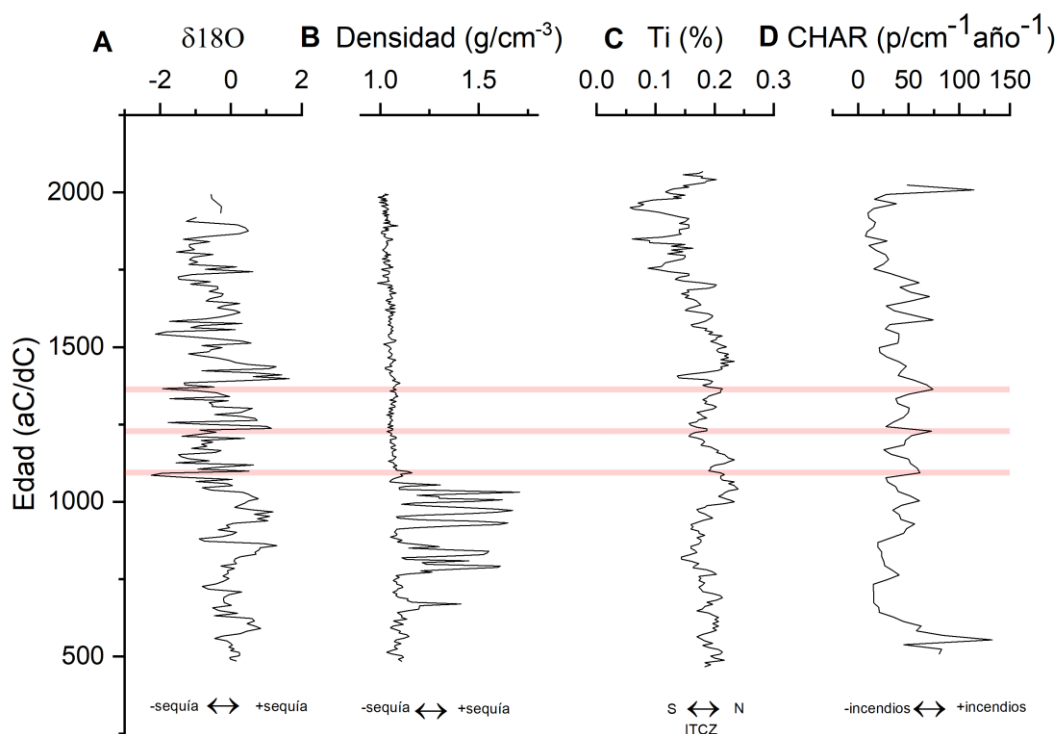


Figura 5. Comparación regional durante el período de alta actividad, **A** curva de $\delta^{18}\text{O}$ de gasterópodos de Punta Laguna (Curtis et al. 1996), **B** curva de densidad de sedimento de Chichancanab (Hodell et al. 2005) **C** curva de Ti de la cuenca del Cariaco, Venezuela (Haug et al.,

2001), y **C** Curva de tasa de acumulación de partículas de carbón para Laguna de Ocho para los últimos 550 d.C.

Entre 1400 y 1700 d.C., se registran de manera general incendios de baja magnitud (<70 partículas cm^{-2} año $^{-1}$) y para ~ 1700 d.C., se observa CHAR <5 partículas cm^{-2} año $^{-1}$, el más bajo de todo el sondeo. Este período corresponde temporalmente con la Pequeña Edad de Hielo (PEH); de acuerdo con Mann et al., (2009), fue un período con un clima anómalo observado entre el intervalo de 1400 a 1700 d.C. y su expresión climática fue variable en los registros (Hodell et al., 2005b; Lozano García et al., 2007). Los estudios de la región y el Circumcaribe evidencian un clima generalmente seco durante la PEH. Hodell et al., (2005b) reportan un clima más árido en el registro de Aguada X'caamal. Para el margen este de la península de Yucatán, en la Reserva de la Biosfera de Los Petenes, Roy et al., (2017) registran condiciones de sequía en la curva de K/Ca. En la Cuenca del Cariaco (Haug et al., 2001) se reportan condiciones de menos humedad. De manera contraria, en Chichancanab, Hodell et al., (2005) encuentran condiciones menos secas. Para Ria Lagartos, Carrillo Bastos et al., (2013) reportan la PEH como un período de variabilidad climática, período en el cual la precipitación fue igual a los valores más altos registrados para los últimos 3800 años cal AP.

En el registro de partículas de carbón en Laguna de Ocho, se detecta una disminución marcada en los incendios con una interrupción en la tendencia alrededor de 1590 d.C., en donde se presenta un acentuado aumento en la actividad de incendios para nuevamente presentar una reducción pronunciada de los incendios. Esto coincide en términos generales con la descripción de la PEH, la cual es reconocida como un período de anomalías climáticas frías, alternadas con fases cálidas, siendo las fases frías al menos dos. Un patrón similar ha sido reportado por Lozano García et al., (2007) en la región este de Mesoamérica, sugiriendo que esta fase de disminución en los incendios se debió a un aumento en la precipitación. Marlon et al., (2008) le adjudica la disminución en la quema de biomasa después de 600 cal AP (1350 d.C.) en Mesoamérica a la Pequeña Edad de Hielo, y menciona que este evento climático fue responsable de una tendencia a la baja en el carbón

a nivel global. Los autores mencionan que este patrón de disminución en los incendios es un fenómeno principalmente visible en el hemisferio occidental.

Después de la conquista de los españoles, se observa una tendencia hacia el aumento en las concentraciones de carbón alcanzando picos >900 partículas cm^{-2} año $^{-1}$ al final, durante los tiempos modernos. La recuperación de la selva y el aumento de la actividad alrededor de la época del contacto europeo, podrían ser el resultado combinado del aumento en la disponibilidad de combustible y cambios en el uso del suelo como resultado de la reducción de la población maya. El aumento en la acumulación de carbón después de 1850 d.C. (100 cal AP) probablemente refleja un aumento en la fuente de ignición humana y la quema de biomasa asociada a la intensificación del uso del suelo. Este aumento en las concentraciones de carbón entre 100 cal AP- al presente puede apreciarse en otros registros para la región tropical (Aragón Moreno et al., 2012; Correa Metrio et al., 2012; Wahl et al., 2013; Caffrey y Horn, 2014; Anderson y Wahl, 2015; Schüpbach et al., 2015). Anderson y Wahl (2015) para la región del Petén en el lago Paixban reportan que CHAR aumenta de cero durante el período de transición del postclásico a valores de $53 \text{ cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ alrededor de 100 cal AP y los autores lo relacionan con los asentamientos humanos.

Conclusión

Los registros sedimentarios de largo plazo son importantes para distinguir patrones en el ambiente y cambios en el uso de suelo en la región tropical. El registro de carbón en Laguna de Ocho refleja la historia de los incendios para los últimos 1400 cal AP. Los registros sedimentarios pueden complementar y posiblemente extender la reconstrucción arqueológica de los impactos humanos sobre el entorno. Los registros de laguna demuestran que la dinámica de incendios está asociada con períodos de alta variabilidad climática, incluyendo cambios en la humedad y la intensificación de las sequías. Los períodos de sequía probablemente promovieron la intensificación de los incendios durante este período, ya sea directamente o al reducir la humedad, disminuyendo la humedad en la biomasa y la del suelo. El registro de paleoincendios indica que el período de alta actividad de incendios fue alrededor de 1400 cal AP, el cual es atribuido al factor antropogénico. En los registros se pudo observar que la dinámica de incendios en Laguna de Ocho se mantiene alta durante el Posclásico. Durante la Pequeña Edad de Hielo se presentó una expresión marcada en la actividad de incendios en Laguna de Ocho. Se registró un aumento en la severidad de incendios al final del registro durante los tiempos modernos, este aumento en la severidad es atribuido al factor antropogénico.

Literatura consultada

- Anderson, L., Wahl, D. 2015. Two Holocene paleofire records from Peten, Guatemala: Implications for natural fire regime and prehispanic Maya land use. *Global and Planetary Change*. 138:82–92. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.012>.
- Aragón-Moreno, A.A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N. 2012. A ~ 3800-yr, high-resolution record of vegetation and climate change on the north coast of the Yucatan Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 178:35–42. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.04.002>.
- Aragón-Moreno, A.A., Islebe, G.A., Roy, P.D., Torrescano-Valle, N., Mueller, A.D. 2018. Climate forcings on vegetation of the southeastern Yucatán Peninsula (Mexico) during the middle to late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 495:214–226. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.014>.
- Blarquez, O., Ali, A.A., Girardin, M.P., Grondin, P., Fréchette, B., Bergeron, Y., Hély, C. 2015. Regional paleofire regimes affected by non-uniform climate, vegetation and human drivers. *Sci Rep*. 5(1):13356. <https://doi.org/10.1038/srep13356>.
- Blaauw, M., Christen, J.A. 2011. Flexible paleoclimatic age-depth models using autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457–474. <https://doi.org/10.101214/11-ba618>.
- Bond, W.J., Woodward F.I., Midgley G.F. 2005. The global distribution of ecosystems in a world without fire. *New Phytologist* 165: 525–538. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2004.01252.x>.
- Caffrey, M.A., Horn, S.P. 2014. Long-Term Fire Trends in Hispaniola and Puerto Rico from Sedimentary Charcoal: A Comparison of Three Records. *The Professional Geographer*. 67(2):229–241. <https://doi.org/10.1080/00330124.2014.922017>

Caffrey, M.A., Taylor, M.J., Sullivan, D.G. 2011. A 12,000-year Record of Vegetation and Climate Change from the Sierra de Los Cuchumatanes, Guatemala. *Journal of Latin American Geography*. 10(2):129–151. <http://www.jstor.org/stable/23209588>.

Carrillo-Bastos, A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N. 2013. 3800 Years of Quantitative Precipitation Reconstruction from the Northwest Yucatan Peninsula. Bohrer G, editor. *PLoS ONE*. 8(12): e84333. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0084333>.

Carrillo-Bastos, A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N., González, N.E. 2010. Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Peninsula, Mexico. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 160(3):189–196. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.02.013>.

Castillo, A.B., Peraza, R.L.Z. 1991. Punta Laguna: Un Sitio Prehispanico de Quintana Roo. *Estud Cult Maya* 18:23–64. Recuperado de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/15956>.

CONABIO. 2000. Regiones terrestres prioritarias de México. Zonas forestales de Quintana Roo (RTP-149). México: CONABIO

CONABIO/ITVO. 2019. Identificación del uso de suelo y vegetación (mediante clasificación no supervisada/supervisada) de la Unidad de Manejo para la Conservación de la Vida Silvestre (UMA) “Cocodrilos Chacchoben”, Bacalar, Quintana Roo, México. Estancia no presencial a nivel licenciatura, octubre de 2018 a enero de 2019.

CONAFOR. 2021. Diagnóstico Fitosanitario del Estado de Quintana Roo. Quintana Roo, Mexico. PP 57

Conroy, J.L., Overpeck, J.T., Cole, J.E., et al. 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galapagos Lake sediment record. *Quaternary Science Reviews* 27(11–12): 1166–1180. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.02.015>.

- Correa-Metrio, A., Bush, M.B., Cabrera, K.R., Sully, S., Brenner, M., Hodell, D.A., Escobar, J., Guilderson, T. 2012. Rapid climate change and no-analog vegetation in lowland Central America during the last 86,000 years. *Quaternary Science Reviews*. 38:63–75. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.025>.
- Curtis, J.H., Hodell, D.A., Brenner, M. 1996. Climate Variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the Past 3500 Years, and Implications for Maya Cultural Evolution. *Quat res*. 46(1):37–47. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.0042>.
- Fragoso-Servón, P., Pereira, A., Frausto, O., Bautista, F. 2014. Relación entre la geodiversidad de Quintana Roo y su biodiversidad Quivera, vol. 16, núm. 1, pp. 97-125 Universidad Autónoma del Estado de México Toluca, México
- Finsinger, W., Bonnici, I. 2022. Tapas: an R package to perform trend and peaks analysis. Zenodo, <https://doi.org/10.5281/zenodo.6344463>.
- García, E. 2004. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlos a las condiciones de la República Mexicana. Quinta Edición. México: Instituto de Geografía UNAM.
- Giuliano, C., Lacourse, T. 2023. Holocene fire regimes, fire-related plant functional types, and climate in south-coastal British Columbia Forests. *Ecosphere*. 14 (2): e4416. <https://doi.org/10.1002/ecs2.4416>
- Glückler, Ramesh & Herzsuh, Ulrike & Kruse, Stefan & Andreev, Andrei & Vyse, Stuart & Winkler, Bettina & Biskaborn, Boris & Pestryakova, Luidmila & Dietze, Elisabeth. 2021. Wildfire history of the boreal forest of southwestern Yakutia (Siberia) over the last two millennia documented by a lake-sedimentary charcoal record. <https://doi.org/10.5194/bg-18-4185-2021>.
- Haug, G.H., Günther, D., Peterson, L.C., Sigman, D.M., Hughen, K.A., Aeschlimann, B. 2003. Climate and the Collapse of Maya Civilization. *Science*. 299(5613):1731–1735. <https://doi.org/10.1126/science.1080444>

Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*. 293(5533):1304–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>.

Higuera, P., Brubaker, L.B., Anderson, P.M., Hu, F.S., Brown, T.A. 2009. Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. *Ecological Monographs*. 79(2):201–219. <https://doi.org/10.1890/07-2019.1>.

Higuera, P.E., Whitlock, C., Gage, J.A. 2010. Linking tree-ring and sediment-charcoal records to reconstruct fire occurrence and area burned in subalpine forests of Yellowstone National Park, USA. *The Holocene* 21: 327–341. <https://doi.org/10.1177/0959683610374882>.

Higuera, P. E., Briles, C. E., Whitlock, C. 2014. Fire-Regime Complacency and Sensitivity to Centennial-through Millennial-Scale Climate Change in Rocky Mountain Subalpine Forests, Colorado, USA. *Journal of Ecology* 102: 1429–41. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12296>.

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T. 2001. Solar Forcing of Drought Frequency in the Maya Lowlands. *Science*. 292(5520):1367–1370. <https://doi.org/10.1126/science.1057759>.

Hodell, D.A., Brenner, M. y Curtis, J.H., 2005a. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). *Quaternary Science Reviews*, 24, pp.1413-1427. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.013>.

Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., Medina-González, R., Ildefonso-Chan Can, E., Albornaz-Pat, A., y Guilderson, T. P., 2005b. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research*, 63, pp.109-121. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.11.004>.

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H. 2007. Climate and cultural history of the Northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. *Climatic Change*.

83(1):215–240. doi:10.1007/s10584-006-9177-4. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9177-4>.

Horn, S.P., Kappelle, M., 2009. Fire in the páramo ecosystems of Central and South America. In: Tropical Fire Ecology. Springer, Berlin, pp. 505–539. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77381-8_18.

Keeley, J.E., 2009. Fire intensity, fire severity and burn severity: a brief review and suggested usage. International Journal of Wildland Fire. 18 (1): 116-126. <https://doi.org/10.1071/WF07049>.

Kelly, R.F., Higuera, P.E., Barrett, C.M., Hu, F.S., 2011. A signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment–charcoal records. Quat. Res. 75, 11–17. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.07.011>.

Long, C. J., Whitlock, C., Bartlein, P. J., and Millspaugh, S. H. 1998. A 9000–year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high–resolution charcoal study. Canadian Journal of Forest Research 28: 774–782.

Lozano-García, M del S, Caballero, M., Ortega, B. et al. 2007. Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 104: 16200–16203. <https://www.jstor.org/stable/25449292>.

Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G. y Ni, F., 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. Science, 326, pp.1256-1260. <https://doi.org/10.1126/science.1177303>

Marlon, J. R., Bartlein, P. J., Daniau, A.-L., Harrison, S. P., Maezumi, S. Y., Power, M. J., Tinner, W., & Vanniére, B. 2013. Global biomass burning: a synthesis and review of Holocene paleofire records and their controls. Quaternary Science Reviews, 65, 5–25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.029>.

Marlon, J.R., Bartlein, P.J., Gavin, D.G., Long, C.J., Anderson, R.S., Briles, C.E, Brown, K.J., Colombaroli, D., Hallett, D.J., Power, M.J., et al. 2012. Long-term

perspective on wildfires in the western USA. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 109(9): E535–E543. <https://doi.org/10.1073/pnas.1112839109>.

Marlon, J.R., Bartlein, P., Carcaillet, C., Gavin, D., Harrison, S., Higuera, P., Joos, F., Power, M., Prentice, I., 2008. Climate and human influences on global biomass burning over the past two millennia. *Nature Geoscience*. 1, 697–702. <https://doi.org/10.1038/ngeo313>.

Mooney, S.D., Tinner, W. 2011. The analysis of charcoal in peat and organic sediments. International Mire Conservation Group and International Peat Society. 7(9). <https://doi.org/10.19189/001c.128417>.

Nevle, R.J., Bird, D.K. 2008. Effects of syn-pandemic fire reduction and reforestation in the tropical Americas on atmospheric CO₂ during European conquest. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 264: 25–38. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.008>

Ordoñez-Crespo, L., García-Rodríguez, M. 2010. Formas kársticas comunes de los cenotes del estado de Quintana Roo (Mexico). *M+A Revista electrónica de Medio Ambiente*, 9, 15-35

Pausas, J.L., Keeley, J.E. 2009. A Burning Story: The Role of Fire in the History of Life. *Bioscience*, 59 (7), 592-601, <https://doi.org/10.1525/bio.2009.59.7.10>

Power, M.J., Bush, M., Behling, H., Horn, S., Mayle, F., Urrego, D. 2010. Paleofire activity in tropical America during the last 21 ka: A regional synthesis based on sedimentary charcoal. *PAGES news*. 18(2):73–75. <https://doi.org/10.22498/pages.18.2.73>.

Power, M. J., F. E. Mayle, P. J. Bartlein, J. R. Marlon, R. S. Anderson, H. Behling, K. J. Brown, C. Carcaillet, D. Colombaroli, D. G. Gavin, D. J. Hallett, S. P. Horn, L. M. Kennedy, C. S. Lane, C. J. Long, P. I. Moreno, C. Paitre, G. Robinson, Z. Taylor, and M. K. Walsh. 2013. Climatic Control of the Biomass-Burning Decline in the Americas after AD 1500. *The Holocene* 23 (1): 3–13. <https://doi.org/10.1177/0959683612450196>.

Pozo, C., Armijo, C.N., Calmé, S. 2011. Riqueza Biológica de Quintana Roo. Un análisis para su conservación. Primera edición. México.

R Core Team. 2023. R: A language and environment for statistical computing[software]. R Foundation for statistical computing, Vienna, Austria, <https://www.R-project.org>

Robles-López, S., Pérez-Díaz, S., Ruiz-Alonso, M., Blarquez, O., Luelmo-Lautenschlaeger, R. López-Sáez, J. A. 2019, Holocene vegetation and fire dynamics in the supra-Mediterranean belt of the Gredos Range (central Iberian Peninsula), Plant Biosystems - An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology, <https://doi.org/10.1080/11263504.2019.1578281>

Romero, Maria Eugenia, 2000. Chacchoben: Un Sitio Del Clásico Temprano En La Región de Los Lagos. In: Adriana Velázquez, Morlet (ED.), Guardianes Del Tiempo. Universidad de Quintana Roo, Chetumal, pp. 73–87.

Roy, P.D., Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., Gutiérrez-Ayala, L.V. 2017. Late Holocene hydroclimate of the western Yucatan Peninsula (Mexico): LATE HOLOCENE Hydroclimate of the western Yucatan Peninsula. J Quaternary Sci. 32(8):1112–1120. <https://doi.org/10.1002/jqs.2988>.

Schüpbach, S., Kirchgeorg, T., Colombaroli, D., Beffa, G., Radaelli, M., Kehrwald, N.M., Barbante, C. 2015. Combining charcoal sediment and molecular markers to infer a Holocene fire history in the Maya Lowlands of Petén, Guatemala. Quaternary Science Reviews. 115:123–131. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.004>.

Sociedad de Productores Forestales Ejidales de Quintana Roo, S.C. 2020. Manifestación de Impacto Ambiental – Modalidad particular. Chetumal, Quintana Roo: SPFEQROO

Stevenson, J., Haberle, S .2005. Macro charcoal analysis: a modified technique used by the department of archaeology and natural history. Australian National University, Canberra

Torrescano-Valle, N., Folan, W., Yanez-Montalvo, A., Gunn, Joel. 2023. Climate and agricultural history from the Petén Campechano in the Late Holocene Maya lowlands of southern Mexico. *Vegetation History and Archaeobotany*. 32. 1-17. <https://doi.org/10.1007/s00334-023-00914-4>.

Vidal Zepeda, R. 2005. Yucatan Peninsula. Region 11. The Climatic Regions of Mexico. Selected Topics. Collection of Geography of Mexico (Ed.). In Institute of Geography. National Autonomous University of Mexico (UNAM), Mexico, 189-204. <http://www.publicaciones.igg.unam.mx/index.php/ig/catalog/view/42/42/128-1>

Wahl, D., Estrada-Belli, F., Anderson, L. 2013. A 3400-year paleolimnological record of prehispanic human–environment interactions in the Holmul region of the southern Maya lowlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. s 379–380. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.03.006>.

Whitlock, C., Larsen, C. 2001. Charcoal as a Fire Proxy. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M., Bradley, R.S., Alverson, K. (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research*, vol 3. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_5.

Capítulo V

Dinámica del fuego, vegetación y clima en la Laguna Ichkabal, Quintana Roo durante los últimos 2000 años

Introducción

Los incendios forestales son una parte integral en la mayoría de los ecosistemas terrestres y estos influyen en varios procesos ecológicos como en el ciclo biogeoquímico y de carbón, propiedades de la superficie terrestre, en la química atmosférica, en las actividades antropogénicas y distribución de la vegetación (Bowman et al., 2009; Schüpbach et al., 2015; Marlon, 2020). El fuego ha estado presente en la Tierra desde hace 400 millones de años desde el Devónico tardío. Se hipotetiza que las plantas vasculares terrestres aparecieron en la Tierra hasta el Silúrico tardío, pero no fue sino hasta el Devónico que colonizaron una amplia variedad de nichos. No obstante, estas plantas eran pequeñas y tuvieron que pasar millones de años para poder acumular suficiente biomasa y no fue sino hasta el Devónico tardío cuando se registró el primer incendio (Scott, 2000; Scott, 2010). Por otra parte, el fuego es controlado principalmente por el clima, éste influye en la quema de biomas a través de la evapotranspiración impulsado por la temperatura y sequías, las cuales contribuyen tanto a la acumulación de combustible como a la propagación del fuego. No obstante, el efecto dominante que el fuego tiene sobre la quema de biomasa varía en magnitud por factores locales y regionales, como la topografía, condiciones edáficas, la vegetación y principalmente la actividad humana (Blarquez et al., 2015).

El uso del fuego ha jugado un papel crucial en el manejo del paisaje y en la vida cotidiana de numerosas civilizaciones, influyendo en la variabilidad de los incendios a largo plazo. Las tierras bajas mayas, territorio que comprende la península de Yucatán, el norte de Belice y parte de Guatemala (Petén), es conocida como la región donde se desarrolló y posteriormente colapsó la civilización maya (Hammond et al., 1976; Gil, 2008). Hace 4000 años cal AP la cultura maya se estableció en la península de Yucatán, llegando a su máximo esplendor en el Clásico y su posterior

colapso alrededor de 900 años cal AP (Hammond et al., 1976; Kenneth et al., 2012). La cultura maya utilizó el fuego para diversas actividades incluyendo agricultura, el desmonte de tierras, construcción e incluso rituales religiosos (Blarquez et al., 2015; Schüpbach et al., 2015).

El uso del suelo y el desarrollo agrícola de los mayas estuvieron estrechamente ligados al manejo del fuego. La quema de la vegetación recién talada en áreas de selva tropical fue una práctica común y, en muchos casos, necesaria para despejar el terreno y prepararlo para la siembra (Nigh y Diemont, 2013). De acuerdo con los diversos estudios paleoecológicos en la Península de Yucatán, la cultura maya utilizó la agricultura para subsistir, cultivando especies como *Zea mays*, *Manihot esculenta*, *Ipomoea batatas*, *Cucurbita moschata*, *Theobroma spp.*, *Pachyrhizus erosus* entre otros (Turner y Miksicek, 1984; Aragon-Moreno et al., 2012). Asimismo, la extensa producción de cal (lime plaster) para la arquitectura y uso doméstico de igual manera requirió la tala y quema de grandes cantidades de vegetación para combustible. En el norte de Belice, Rushton et al. (2012) registraron un aumento en la actividad de incendios junto con la disminución del polen de pino, los autores argumentan que podría estar reflejando la explotación selectiva del pino como material de construcción y como combustible para la producción de cal.

Las reconstrucciones del fuego basadas en registros de sedimentos lacustres se derivan de tres fuentes principales de datos: las partículas de carbón, que proporciona evidencia directa de un incendio; el polen, que registra fluctuaciones en la vegetación asociadas a perturbaciones; y la evidencia litológica en la cuenca, como la erosión o la formación de minerales alterados por el fuego (Whitlock y Larsen, 2001). El análisis de carbón cuantifica la acumulación de partículas carbonizadas en los sedimentos durante y después de un evento de incendio (Mooney y Tinner, 2011). Las partículas de carbón se producen por la combustión incompleta de la materia orgánica y proporciona evidencia directa de un incendio (Conedera, 2009; Scott, 2010). La dispersión después de un incendio y su depositación en los cuerpos de agua permiten la preservación de las partículas de carbón fósil que posteriormente son analizadas para reconstruir la historia de los

incendios en un área en particular (Conedera, 2009). En los últimos años, el análisis de partículas de carbón en sedimentos ha sido ampliamente utilizado, convirtiéndolo en una herramienta útil para reconstruir la historia de incendios a distintas escalas de tiempo y espacio (Whitlock y Larsen, 2001; Conedera et al., 2009). Este ha sido utilizado para evaluar la quema de biomasa a escala global (Power et al. 2008), regional (Nevle y Bird, 2008; Dull et al., 2010; Power et al., 2010) y local (Anderson y Wahl et al., 2016)

El carbón originado por incendios ocurridos durante el Holoceno se encuentra comúnmente depositado en cuerpos de agua a lo largo de la península de Yucatán (Aragón et al., 2012; Rushton et al., 2012; Anderson y Wahl, 2015; Schüpbach et al., 2015; Aragón et al., 2024). No obstante, existen pocos registros que reconstruyan el comportamiento de los incendios de manera detallada en las tierras bajas mayas (Correa-Metrio et al., 2012;2023; Wahl et al., 2013; Walsh et al., 2014; Anderson y Wahl, 2015; Schüpbach et al., 2015). De estos trabajos solamente los llevados a cabo por Wahl et al. 2013; Walsh et al. 2014 y Anderson y Wahl (2015) reportan una señal de incendios a escala local mediante el análisis de macropartículas, y la mayoría de los estudios se basan en el análisis de micropartículas de carbón, el cual puede reflejar incendios a escala regional.

Los ecosistemas de selva tropical se caracterizan por una elevada precipitación anual. No obstante, las lluvias fluctúan regularmente a lo largo del año y pueden presentarse sequías estacionales. En las últimas décadas, diversos eventos de sequía extrema han afectado a las selvas tropicales (Corlett, 2016). En la actualidad estamos experimentando sequías más prolongadas como consecuencia del cambio climático, la tala de la vegetación para actividades de agricultura, obtención de material de construcción o asentamientos humanos, todo esto hace estas selvas de las tierras bajas mayas susceptibles a los incendios forestales (Bonal et al. ,2016; Corlett, 2016). Las sequías extremas corresponden a periodos de precipitación muy por debajo de lo normal. En la península de Yucatán estas sequías pudieran estar explicadas por eventos como El Niño Oscilación del sur (ENSO), ya que este tiene efectos en la precipitación que recibe esta región debido al efecto sobre el

desplazamiento de la Zona Intertropical de Convergencia (ITCZ) (Kennett et al., 2012; Roy et al., 2017; Aragon-Moreno et al., 2018). Los eventos de ENSO pueden ser caracterizados por temperaturas superficiales del mar inusualmente cálidas (El Niño) o inusualmente frías (La Niña) en el océano Pacífico ecuatorial. La fase del niño comúnmente resulta en el aumento de la temperatura y una reducción en la precipitación en los trópicos y creando las condiciones idóneas para que aumenten los incendios (Burton et al., 2020).

Los cambios en el comportamiento de los incendios por causas climáticas o antropogénicas son difíciles de diferenciar en los registros sedimentarios, pero existen estrategias para poder separar estos factores. Crawford et al., (2015) propone que se debe de i) seleccionar un sitio basado en el conocimiento de la historia humana (cercanía a un sitio arqueológico), ii) establecer un vínculo entre el uso del suelo y los cambios en la vegetación y las características del ambiente en las que habitaron. Así, los impactos antropogénicos se infieren mediante la identificación de un comportamiento anómalo en la actividad de incendio y cambios en composición y abundancia de la vegetación, que no pueden ser explicados por patrones climáticos pero que coinciden con la presencia humana en el sitio. Adicionalmente, los estudios de reconstrucción de la actividad de incendios en sitios cercanos a zonas arqueológicas, como la laguna Ichkabal, permiten evaluar con mayor claridad la influencia de las actividades humanas en la dinámica del fuego.

Los diversos estudios paleoecológicos han demostrado que los incendios han ocurrido en la región de los trópicos hace millones de años (Power et al., 2010). No obstante, existe mucho desconocimiento en relación con el papel que los incendios juegan a largo plazo en regiones particulares, específicamente la península de Yucatán. En la actualidad no se cuenta con el entendimiento ni conocimiento sobre cambios en la dinámica de los incendios como resultado del cambio climático inducido por actividades antropogénicas en esta región. Parámetros cruciales como frecuencia de incendios, periodos de alta actividad, severidad y ciclicidad de incendios, no han sido ampliamente discutido y entendidos específicamente para la zona. Las implicaciones globales de los incendios forestales en un futuro cercano y

la retroalimentación potencial entre la deforestación de las selvas tropicales y el clima convierten este tema investigación en gran relevancia científica. Asimismo, la ausencia de registros paleoecológicos de incendios de alta resolución para Quintana Roo limita la comprensión de la relación clima–fuego–vegetación en escalas temporales amplias. En este sentido, reconstruir la dinámica histórica de incendios permite generar una línea base natural para evaluar los cambios recientes y contribuir al desarrollo de estrategias de manejo y conservación ante escenarios futuros de cambio climático.

Área de estudio

La aguada Ichkabal se localiza en la región sureste de México (18°41'01" N, 88°40'02" W) en el municipio de Bacalar en el sur del estado de Quintana Roo (Figura 1). Se encuentra cerca de la zona arqueológica Ichkabal, asentamiento maya que contiene estructuras que datan del periodo preclásico (Rosado et al., 2014). El clima en la región es de tipo Aw o cálido subhúmedo, con lluvias en verano y seco en invierno (García, 2004; Vidal Zepeda, 2005). La temperatura media anual varía entre 24 °C y 28 °C, siendo la máxima de 33°C y la mínima de 17°C. La precipitación anual promedio varía entre 1100 a 1500 mm (Mainou, 2015; Huchin Ochoa et al., 2023). En general, la lluvia se registra de mayo a octubre, siendo más intensas en septiembre generalmente por efectos de huracanes, tormentas y depresiones tropicales. La lluvia que se registran durante invierno son el resultado de los frentes fríos cargados de humedad (Bautista y Palacios, 2012).

La vegetación corresponde a una selva mediana subperrenifolia con una altura promedio de entre 15 y 30 metros, con troncos menos gruesos que los de la selva alta perennifolia. Las especies más comunes son ramón (*Brosimum alicastrum*), chacá (*Bursera simaruba*), sakpaj (*Byrsonima bucidaefolia*), kitam che (*Caesalpinia guameri*), chechen negro (*Metopium brownei*), tzalam (*Lysiloma latisiliquum*), zapote (*Diospyros digyna*), palma chit (*Thrinax radiata*), higo (*ficus* sp.), palma tasiste (*Acoelorrhaphe wrightii*) entre otras. Las áreas menos drenadas se cubren de una vegetación más baja (Elis et al. 2020; Huchin Ochoa et al. 2022). Las epífitas más comunes son bromelias (*Tillandsia bulbosa*, *Tillandsia streptophylla*, *Tillandsia*

sp.), orquideas (*Oncidium* sp., *Myrmecophila* sp.), aráceas (*Philodendron jacquinii*, *Philodendron radiatum*, *Philodendron smithii*) y algunas cactáceas (*Selenicereus grandiflorus* ssp. *donkelaarii*, *Strophocactus*) (Palafox-Juárez et al., 2022).

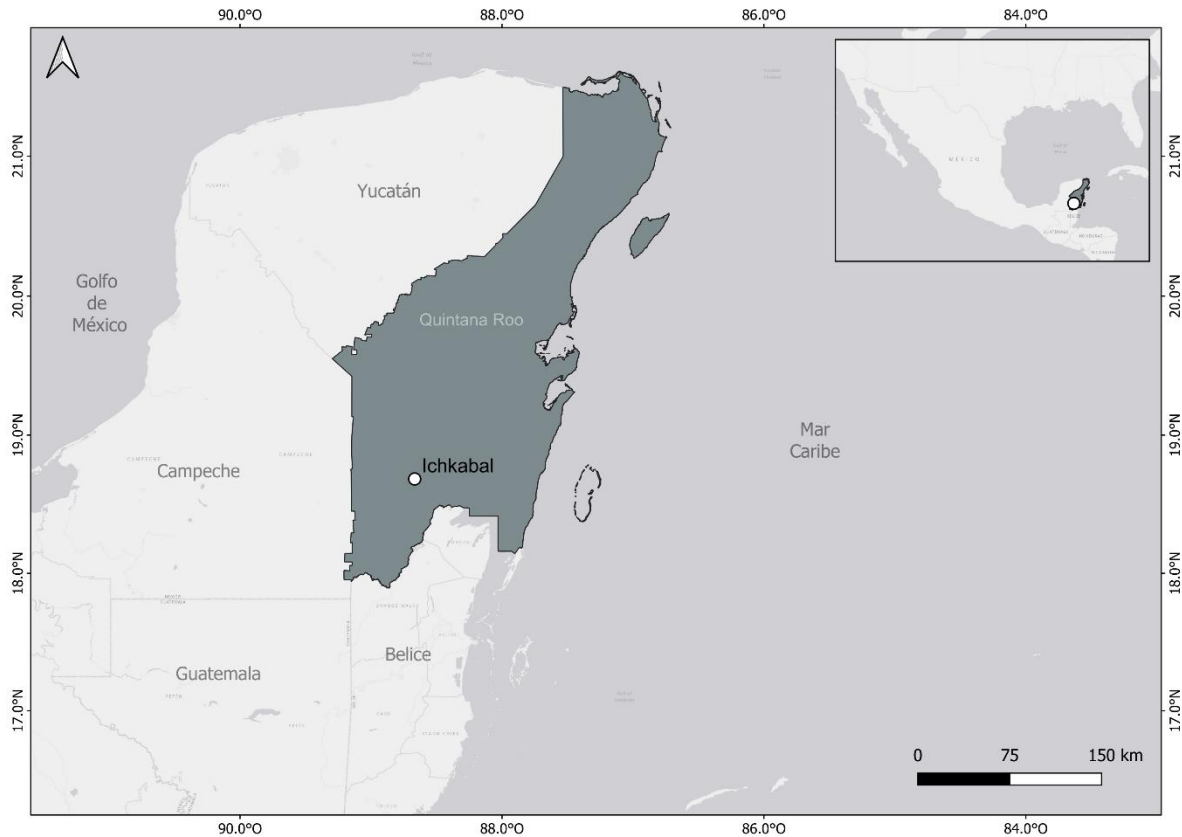


Figura 1. El sitio de muestreo ubicado en la península de Yucatán.

El área de estudio queda comprendida dentro de la plataforma de Yucatán, la cual consiste principalmente de una secuencia de rocas carbonatadas que abarcan desde el Terciario al reciente. Durante el Cretácico la Península de Yucatán estuvo cubierta por mares someros sobre los que se acumularon importantes capas de carbonatos y evaporitas, que a su vez dieron origen a calizas, dolomitas y yeso (Bautista et al., 2005). Este gran banco calcáreo fue depositado como productos de la transgresión marina del inicio del Cretácico que dio como resultado el depósito de carbonatos y anhidritas en esta región (Servicio Mexicano Geológico, 2004). Durante el Eoceno ocurrieron una serie de eventos geológicos que plegaron los

recién formados estratos de calizas dando origen a un relieve ondulado, definiendo la geomorfología actual de la porción sur de la península de Yucatán (Bautista et al., 2005; Fragoso-Servón et al., 2014). De acuerdo con Fragoso-Servón et al. (2016) el área de estudio se encuentra dentro de las unidades litológicas más antiguas, donde los suelos predominantes son Leptosoles/Phaeozems/Vertisoles en los que se desarrolla una selva mediana subperennifolia.

Materiales y métodos

Un núcleo de sedimento de 52 cm fue recuperado por medio de un sondeador tipo ruso en julio del 2023. El núcleo fue fotografiado en campo, y cuidadosamente empaquetado para evitar contaminación y pérdida de humedad y transportado al laboratorio de Palinología del Colegio de la Frontera Sur para su posterior procesamiento. Con el fin de conocer los cambios en la vegetación, se llevó a cabo el análisis palinológico. Para el análisis polínico se procesaron 24 muestras obtenidas a intervalos de 2 cm. La extracción de polen se realizó mediante la técnica de extracción estándar, KOH, HCL y acetólisis (Faegri e Iversen, 1989). Como marcado se adicionaron esporas exóticas de *Lycopodium* (Stockmarr, 1971). El montaje se realizó en laminillas con Entellan. Se contó un mínimo de 100 granos de polen en cada muestra mediante microscopía óptica (400X). Las esporas de hongos fueron contabilizadas pero excluidas de la suma total de polen para evitar una sobrerrepresentación de elementos locales. La identificación del polen se hizo a nivel taxonómico de familia y en algunos casos donde fue posible, a nivel de género y especie, con la ayuda del atlas desarrollado por Palacios-Chávez et al. (1991). Los taxones fueron agrupados de acuerdo con su afinidad ecológica en selva tropical y disturbio. Estos datos fueron presentados en un diagrama de polen graficados en el programa Tilia v. 3.0.3 (Grimm, 2016). Las zonas polínicas se delimitaron por medio de un análisis de agrupamiento, jerárquico aglomerativo (**cluster**) y estratigráficamente restringido por el método de suma total de cuadrados CONISS en Tilia (Grimm, 1987).

El análisis de macropartículas de carbón se llevó a cabo en las 52 muestras obtenidas a intervalos de 1 cm tomando 1 cm³ de muestra. Las muestras se procesaron de acuerdo con la metodología de Stevenson y Haberle (2005). Para disgregar y remover ácidos húmicos, cada muestra fue colocada en un vaso de precipitado y se agregaron 15 mL de hidróxido de potasio (KOH) y se dejó reaccionar durante 24 h. Posteriormente, el líquido sobrenadante se decantó y se agregaron 15 mL de peróxido de hidrogeno (H₂O₂) para blanquear la materia orgánica, reposando 24 h. Al finalizar las 24 h, el líquido sobrenadante se decantó y el sedimento fue pasado por un tamiz de 125 µm. Los sedimentos restantes en el tamiz se transfirieron a tubos de ensayo con agua destilada hasta ser contabilizados. Finalmente, se hizo el conteo con un microscopio estereoscópico bajo los objetivos 30X y 60X. Los resultados obtenidos fueron expresados en número de partículas por centímetro cubico (partículas/cm³) (Whitlock y Larsen, 2001; Mooney y Tinner, 2011).

Se estimó la tasa de acumulación de carbón CHAR (**Charcoal Accumulation Rate**, por sus siglas en inglés) en partículas cm⁻² año⁻¹, dividiendo las concentraciones de partículas de carbón entre la tasa de sedimentación calculada previamente en el software Bacon versión 4.2.3 (Blaauw y Christen, 2011). CHAR se descompuso en componente de fondo y picos utilizando el paquete tapas v.0.1.5 (Finsinger y Bonnici, 2022) en el ambiente R v.4.3.1 (R Core Team, 2023). La selección de los parámetros finales estuvo basada en un análisis de sensibilidad que demostró los valores del índice de señal-ruido (SNI, signal-to-noise index por sus siglas en ingles) para diferentes ventanas de suavizado. Como resultado, el registro de macropartículas de carbón se interpoló a una resolución de 20 años. Posteriormente, el componente de fondo fue estimado utilizando un ajuste de LOESS robusto a valores atípicos y una ventana de suavizado de 300 años. El componente de pico fue establecido utilizando un valor umbral definido localmente, este valor fue establecido utilizando un modelo de mezcla Gaussiana (GMM, Gaussuan Mixture Model) con un percentil del 95%. El componente de picos representa la contribución de carbón producido por incendios locales y son los valores por encima del valor umbral establecido mientras que el componente de

fondo es representado por los valores debajo de la curva de Loess (Martínez-Abarca et al., 2019).

Para determinar la composición elemental del sedimento, un total de 18 muestras obtenidas a un intervalo de 3 cm, fueron secadas a 50°C durante 24 h y pulverizadas finamente con un mortero de ágata. El material fue prensado en pastillas de 2mm y analizado tres veces por muestra en el modo mineral 120 s, con el fin de cubrir todas las opciones de medición. Los resultados se reportan como datos crudos sin corregir. Solamente aquellos elementos con concentraciones por arriba de los límites de detección y que demostraron una variabilidad significativa a lo largo del registro fueron considerados en la interpretación. Los resultados fueron presentados en ppm (partes por mil) y graficados.

La cronología (Figura 2) se estableció por medio de la datación radiocarbono AMS de tres muestras (Tabla 1) (sedimento y material orgánico), las muestras fueron procesadas en el laboratorio International Chemical Analysis en Estado Unidos de América. Las edades fueron calibradas con la curva de calibración IntCal20 (Reimer et al. 2020) utilizando el software Calib 8.20 (Stuvier et al. ,2017). El modelo edad-profundidad se elaboró por medio de un modelo de edad bayesiano con el paquete R version 3.5 (R core Team, 2018) y el paquete Bacon versión 4.2.3 (Blaauw y Christen, 2011).

Tabla 1. Edades radiocarbono por AMS (Accelerator mass spectrometry) de Laguna Ichkabal.

Código de laboratorio	Profundidad (cm)	Material datado	Edad 14C AP	14C Error $\pm$	Edades calibradas cal AP (2 σ)	Tasa de sedimentación
14C-8299	27	sedimento orgánico	1160	30	973-1131	0.0232
14C-10633	36	sedimento orgánico	1340	30	1245-1304	0.0268
14C-7676	48	sedimento orgánico	1970	30	1827-1949	0.0243

Resultados

Cronología y litología

Con los resultados de la datación (Tabla 1) se elaboró un modelo de edad bayesiano (Figura 2), así la edad basal para Laguna Ichkabal se estimó en 2079 cal AP y la tasa de sedimentación promedio fue de $0.025 \text{ cm/año}^{-1}$. La descripción litológica del núcleo consistió en una capa de limo color gris claro con manchas marrones (52-18 cm), capa de limo con muy baja presencia de materia orgánica con manchas color amarillo (18-10 cm) y materia orgánica color negro con la presencia de raíces (10-0 cm).

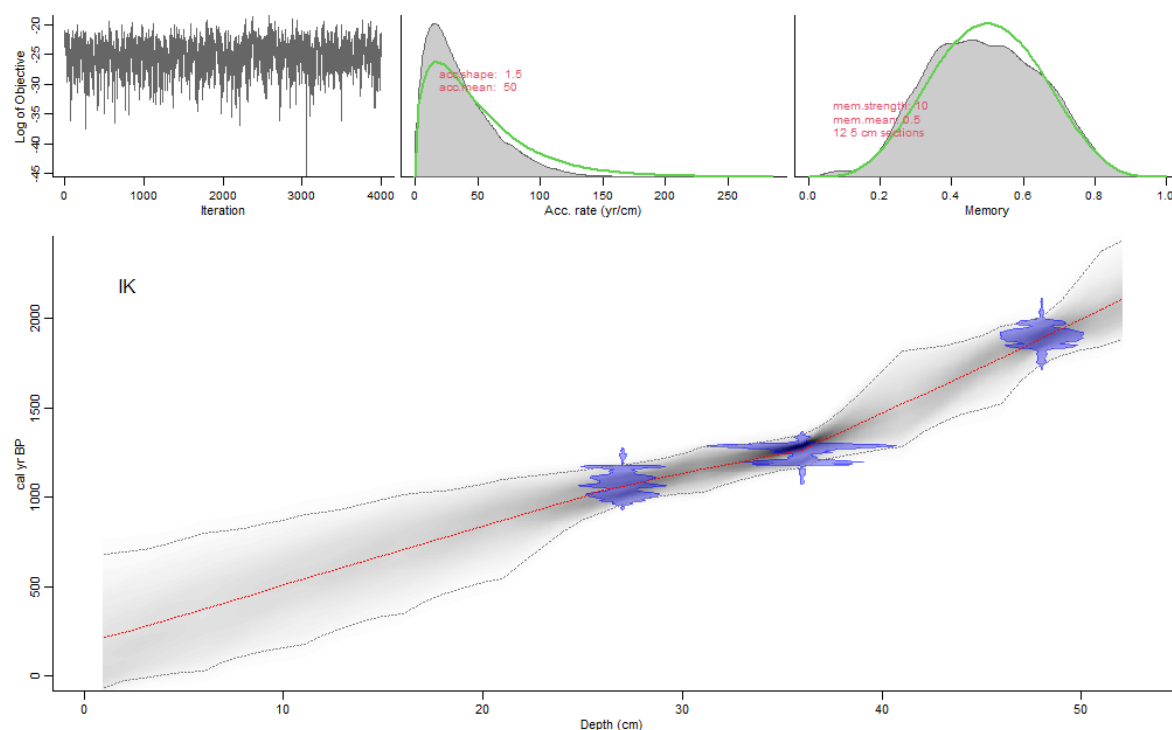


Figura 2. Modelo de edad bayesiano (Blaauw y Christen, 2011) del núcleo. En los recuadros superiores de izquierda a derecha, se ilustran las iteraciones (probabilidad), la tasa de acumulación y la memoria del modelo. El cuadro principal muestra las edades ^{14}C calibradas (azul transparente) y el modelo edad-profundidad (gris oscuro) indica las edades calendario probables. Las líneas grises

punteadas muestran un intervalo de confianza del 95%; línea roja muestra el mejor modelo basado en la edad media para cada profundidad.

Micropartículas y polen

Las 24 muestras procesadas para el análisis de polen presentaron micropartículas de carbón (Figura 3) y estas oscilaron con un mínimo de 251 p/cm³ y un máximo de 3083 p/cm³ y un promedio de 895.47 p/cm³. Las micropartículas de carbón fueron más abundantes en la parte más profunda del sondeo donde se registró el máximo de 3083 p/cm³ (52 cm) y estas se mantuvieron moderadamente alta desde la base hasta alrededor de 41 cm, después estas se mantienen en un rango de 430 p/cm³ y 670 p/cm³ (41 a 27 cm). Por arriba de los 27 cm, las concentraciones de micropartículas de carbón aumentan y se mantienen relativamente alta hasta la parte superior del sedimento, con un promedio de 874 p/cm³.

Se identificaron 31 taxa distribuidos en 25 familias, los porcentajes para cada taxón, así como los tipos de vegetación se representan en el diagrama de polen (Figura 3). Se identificaron tres zonas polínicas por medio del análisis de Cluster de CONISS. A continuación, se describen los cambios identificados en cada zona polínica.

Zona I (52-47 cm, ~2080-1840 cal AP)

Los taxa de disturbio son dominantes (70%) y están representados principalmente por Poaceae (48.4%) y Asteraceae (14.3%). Al inicio de esta zona aparecen de manera continua *Zea mays* y el polen de *Pinus* sp. Los elementos de selva están en menor proporción (30%) y aumentan al final de la zona. Los elementos de selva al inicio estuvieron representados principalmente por Moraceae (20.5%) y en menor proporción por Euphorbiaceae (3.1%), Arecaceae (2.5%), Malpighiaceae (1.2%) y Apocynaceae (1.2%). A partir de 1940 cal AP los elementos de selva aumentan de manera considerable alcanzando porcentajes de 53% al final de la zona, propiciado por la aparición de *Ficus* sp. (23%) y el aumento de Moraceae (28%). Al final de la zona disminuyen de manera considerable los elementos de disturbio y ya no se

registra el polen de *Zea mays* y *Pinus* sp. Las esporas de hongos se mantienen en valores bajos al inicio de la zona, pero aumentan de manera considerable junto con la aparición de *Nymphaea* sp. y Cyperaceae. Adicionalmente, en esta zona se registran los valores más altos de micropartículas de carbón de todo el sondeo.

Zona II (47-34 cm, ~1840-1220 cal AP)

En la transición a esta zona, los taxones de selva y de disturbio se alternan en porcentajes considerables; no obstante, los elementos de disturbio dominan a pesar de presentar una disminución al inicio de la zona. Después de la disminución los elementos de disturbio se recuperan alcanzando porcentajes por arriba del 50%, y están compuestos principalmente por Poaceae, Asteraceae y Chenopodiaceae/Amaranthaceae. La suma de vegetación de selva tropical constituye el 48% y corresponde en mayor proporción a la familia Moraceae. Después de 1500 cal AP los elementos de disturbio disminuyen alcanzando valores por debajo del 30% al final de la zona. Los elementos de Poaceae disminuyen considerablemente, alcanzando valores del 18%. Mientras que los elementos de selva tropical se recuperan y alcanzan valores del 74%, estos altos porcentajes de selva se deben a los altos porcentajes de *Ficus* sp. Las esporas de hongos se mantienen bajas a lo largo de la zona, no obstante, conforme se aproxima el final de zona (~1300 cal AP) estos aumentan de manera significativa. Las micropartículas de carbón registran un aumento significativo de 831 partículas/cm³ a 1232 partículas/cm³ entre 1500 y 1600 cal AP, pero estas disminuyen (439 partículas/cm³) al final de la zona.

Subzona III a (34-16 cm, 1220- 700 cal AP):

La selva sigue dominando esta subzona, pero se registra una ligera disminución con respecto a la zona anterior (72%). Los altos porcentajes de Moraceae, Fabaceae, *Ficus* sp. y Euphorbiaceae reflejan la permanencia de las condiciones de humedad. Se observa una mayor diversidad, ya que en conjunto con los taxa anteriores

aparecen, aunque en baja proporción, otros elementos como *Haematoxylum campechianum*, Myrtaceae, Boraginaceae, y Euphorbiaceae. Dentro de los elementos de disturbio, Poaceae con 22% y Asteraceae con 17%, son los más abundantes. Al límite superior de la zona polínica, la vegetación de selva fluctúa considerablemente hasta alcanzar valores del 53%. Dentro de ésta, Moraceae disminuye (de 57% a 26%), al igual que la Fabaceae (9%), mientras que Euphorbiaceae incrementa. Los elementos de disturbio, representados principalmente por las familias, Poaceae, Asteraceae y Chenopodiaceae/Amaranthaceae, presentan valores de 47%. En conjunto con estos tres taxa de disturbio, *Zea mays* aparece de manera continua entre 1100 y 880 cal AP. La aparición del polen de maíz se ve acompañada de un aumento significativo en las micropartículas de carbón y en las esporas de hongos.

Subzona III b (16-0 cm, 700 cal AP-Presente)

Los elementos de selva oscilan entre el 47 y 70%; el dominante es Moraceae (>20%) y en menor proporción Fabaceae y Euphorbiaceae. Poaceae sigue siendo el elemento de disturbio con mayor porcentaje, seguido de Asteraceae. Se registra la presencia de *Zea mays* a lo largo de la subzona excepto alrededor de 680 cal AP y 550 cal AP. Esta subzona se caracteriza por una disminución significativa de los elementos de selva alrededor de 550 cal AP (11cm), pero que se recuperan de manera significativa al final de la subzona. Este periodo de disminución de los porcentajes de selva es seguido por un aumento significativo de micropartículas de carbón (1659 p/cm³). Al final de la subzona los elementos de selva alcanzan valores del 69%, en los cuales Moraceae y Fabaceae se encuentran altamente representadas. Los elementos de disturbio continúan disminuyendo hasta alcanzar valores de ≤30%. La suma de vegetación de disturbio la componen Poaceae y en menor proporción Chenopodiaceae/Amaranthaceae y Convolvulaceae.

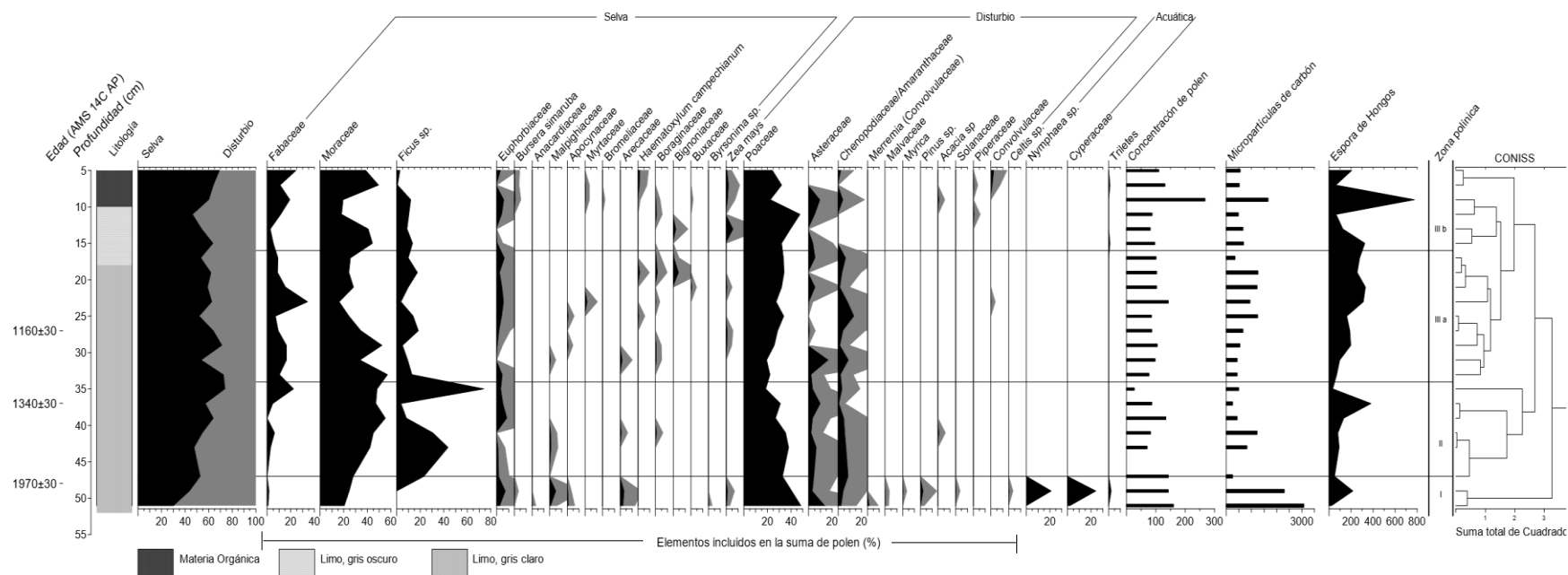


Figura 3. Diagrama de polen expresado en porcentajes, los grupos se encuentran ordenados por afinidades ecológicas. Las zonas polínicas fueron delimitadas por el análisis de CONISS.

Geoquímica

La concentración de potasio estuvo por debajo de los límites de detección (<0.01%) en 16 muestras. La concentración de Ca (6701.1-18682.72 ppm; promedio= 9039.92 ppm), Ti (6276.62-11117.79 ppm; promedio= 8274.53 ppm), Fe (1317.49-87918.63 ppm; promedio= 58139.73 ppm), Zn (357.80-6237.92 ppm; promedio= 1751.89 ppm), Rb (5.28-28.97 ppm; promedio= 12.03 ppm), Sr (45.01-71.03 ppm; promedio 59.57 ppm), Zr (389.05-710.13 ppm; promedio= 640.29 ppm), Nb (45.29-90.56 ppm; promedio=59.16 ppm), Mo (35.54-94.60 ppm; promedio=51.17 ppm), Cd (12.33-25.15 ppm; promedio= 18.46 ppm), Pb (33.17-68.72 ppm; promedio=52.97 ppm) fueron variables (Figura 4). Las concentraciones elementales fluctúan por su asociación con la fracción de carbonatos, esto se debe al origen kárstico del suelo de la península de Yucatán, ya que provoca un efecto de dilución en las concentraciones elementales en los sedimentos (Servicio Mexicano Geológico, 2004; Roy et al., 2017).

Se utilizó Fe/Ca para reducir los efectos de dilución por los carbonatos y evaporitas en la abundancia de minerales clásticos (Roy et al., 2018). De acuerdo con Weltje y Tjallingii (2008) las proporciones elementales se prefieren sobre los valores crudos de XRF, debido a que los datos composicionales están sujetos a la restricción de suma unitaria propia de los datos composicionales, lo que explica por qué las relaciones son menos sensibles a los efectos de dilución. Asimismo, para reconstruir cambios pasados en la relación Evaporación/Precipitación se calculó el proxy geoquímico $Ca/\sum (Ti + Fe)$. Se asume que una disminución en la precipitación reduce el aporte de Ti y Fe a la cuenca y causa una concentración y posterior precipitación del carbonato de calcio autogénico. De tal manera que, altas proporciones reflejan condiciones de menor precipitación y bajas proporciones reflejan condiciones de humedad (Mueller et al. 2009). Las concentraciones de estos proxies Fe/Ca (0.17-9.55 ppm, promedio= 6.83 ppm) y $Ca/ (Ti + Fe)$ (0.09-0.80 ppm, promedio= 0.17 ppm) variaron a lo largo del sedimento (Figura 4).

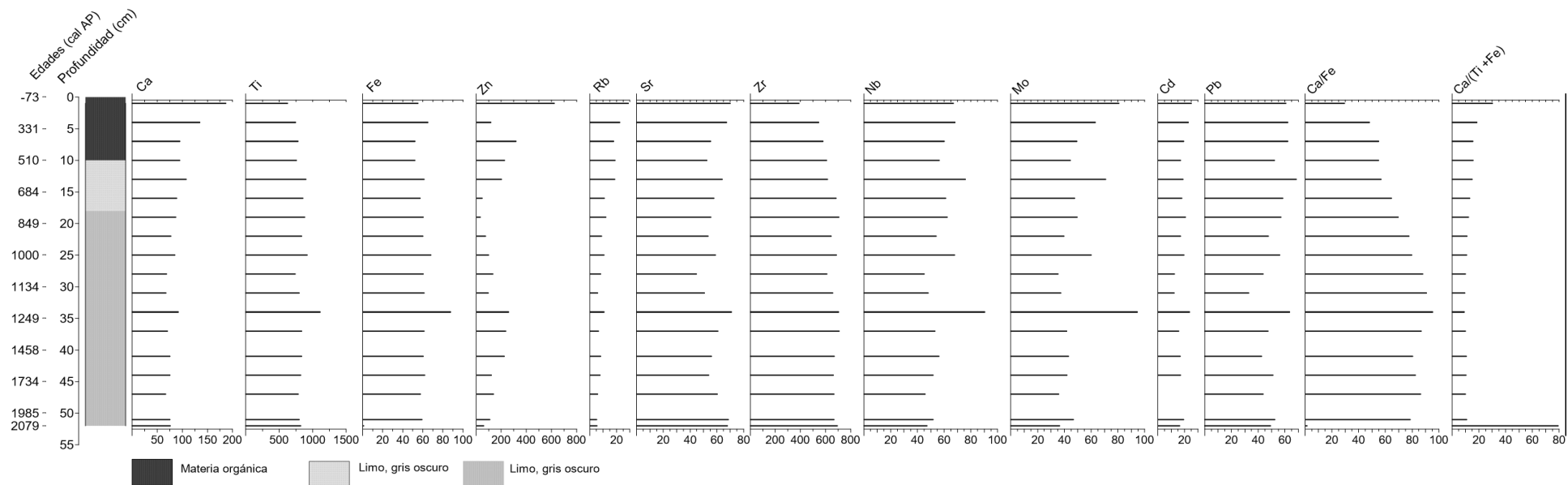


Figura 4. Geoquímica de Laguna Ichkabal, los proxies Ca/Fe y Ca/ (Ti + Fe) fueron incluidos. Las curvas de los elementos geoquímicos y los proxies son expresados en ppm

Partículas de carbón

La separación del registro de CHAR de laguna Ichkabal indican la ocurrencia de eventos de incendios a lo largo de los 2100 años cal AP. El término “evento de incendio” es utilizado en lugar de “incendio” para describir picos estadísticamente significativos en el registro debido a que más de un incendio pudo haber ocurrido dentro de la duración del pico (Long et al., 1998; Brown y Power, 2013). El término “magnitud de incendio” se refiere a la acumulación total de macropartículas de carbón en un pico y se refiere al tamaño/severidad de un evento de incendio. Las macropartículas de carbón estuvieron presentes en las 52 muestras analizadas. Los resultados de macropartículas de carbón mostraron una alta variabilidad a lo largo del registro con un mínimo de 247 partículas/cm³, un máximo de 2222 partículas/cm³, un promedio de 836.44 partículas/cm³ y una desviación estándar de 559.87 partículas/cm³. Los valores son altos en la base del registro, pero estos disminuyen de manera considerable entre 50 cm y 27 cm. Los valores aumentan de manera significativa a partir de 26 cm y hasta la parte superior del sondeo alcanzando hasta 2222 partículas/cm³ en la sección superior del núcleo (3 cm).

Por medio del análisis de *Tapas* se lograron detectar 10 eventos de incendios a lo largo del registro, lo que indica eventos locales de incendios que produjeron cantidades significativas de carbón. Se lograron identificar dos grandes eventos de incendios (picos) alrededor de 870 cal AP y 227 cal AP. Adicionalmente se identificaron 8 incendios de menor magnitud alrededor de: 1910, 1430, 1250, 1110, 900, 870, 670 y 490 cal AP (Figura 5). El intervalo de recurrencia de un evento de incendio (FRI, Fire Return Interval por sus siglas en inglés) tuvo un rango de 40 a 260 años con un promedio de 166 años. La diferencia temporal entre los picos representa el intervalo de recurrencia de incendios (Brown y Power et al. 2013). El incendio más severo de todo el sondeo se registró en la parte superior del sondeo alrededor de 230 cal AP con 2894 piezas cm⁻² pico⁻¹. Por otra parte, el incendio menos severo ocurrió alrededor de 1430 con 2 piezas cm⁻² pico⁻¹. El índice de señal ruido (SIN, Signal Noise Index por sus siglas en inglés) estuvo entre -0.21 a 4.26 con un valor medio de 1.85.

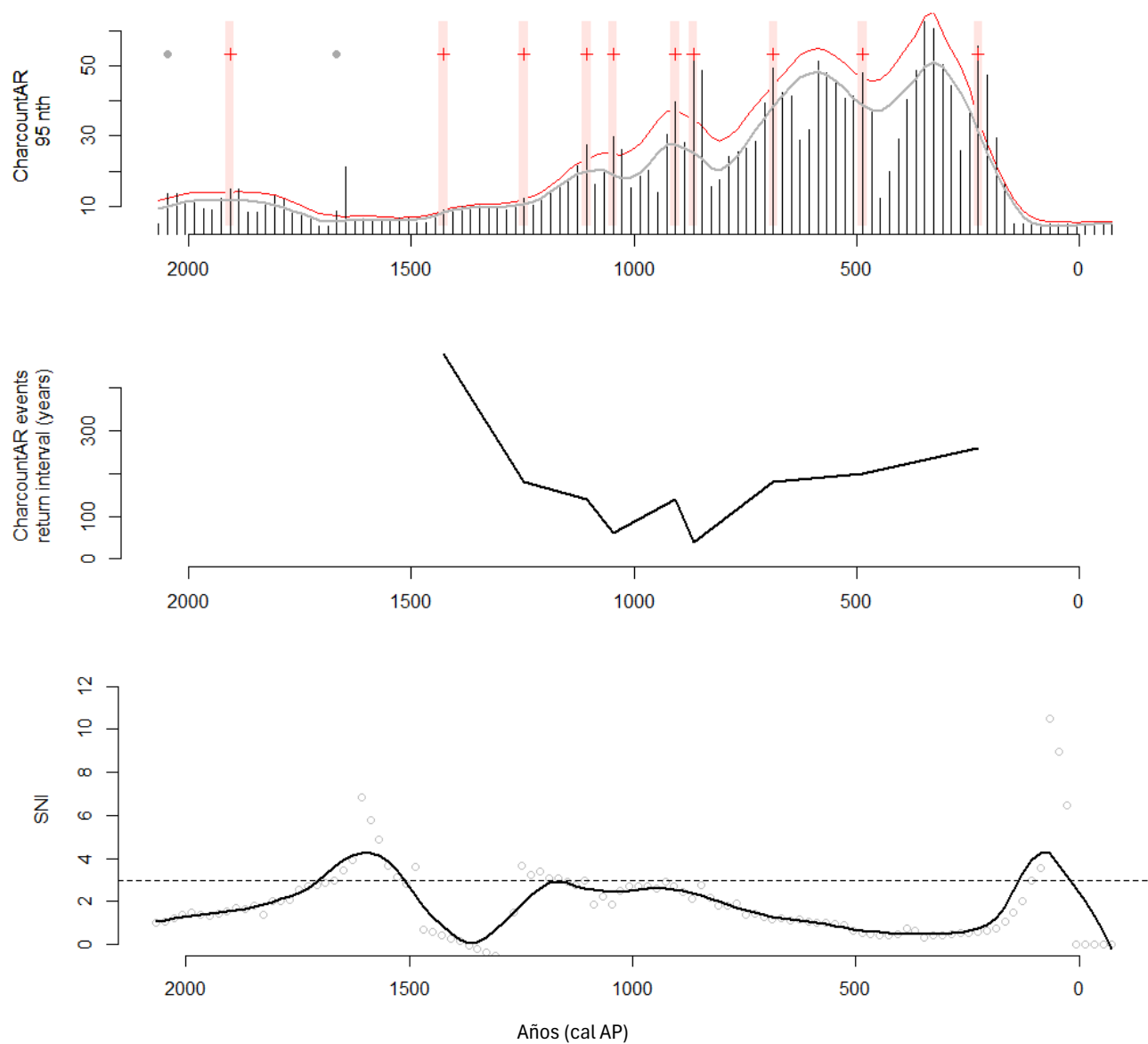


Figura 5. Resultados de los análisis de macro partículas en laguna Ichkabal para los últimos 2100 años cal AP en el software *Tapas*: a) tasa de acumulación de macropartículas de carbón (CHAR partículas $\text{cm}^{-2} \text{año}^{-1}$), línea gris representa el valor del carbón secundario, línea roja representa el valor umbral, las cruces rojas representan los eventos de incendios identificados por el análisis en *Tapas* y los puntos grises representa picos insignificantes. b) Recurrencia de incendios. c) Índice de señal-ruído (SNI) del componente de CHAR basado en Kelly et al., (2011) (línea punteada representa el valor umbral de 3).

Discusión

El registro sedimentario de macropartículas de carbón en laguna Ichkabal representa la historia del fuego para el centro de Quintana Roo durante los últimos 2100 años cal AP. El registro de partículas de carbón junto con el registro de polen y geoquímica permitieron hacer la reconstrucción de la dinámica de incendios y comparar los resultados con los cambios naturales y los inducidos por la actividad humana en la vegetación durante los últimos 2100 años. El registro de polen proporciona una referencia para ver cambios en la vegetación con el principal objetivo de identificar cambios en la dinámica de incendios por factores antropogénicos. Adicionalmente, el análisis geoquímico nos permite inferir si la dinámica de incendios está relacionado a cambios climáticos. Por último, la presencia de micropartículas de carbón nos permite inferir y evaluar la actividad de incendios a diferentes escalas espaciales, distinguiendo entre eventos locales y señales regionales, que nos ayuden a fortalecer la interpretación de los cambios en la dinámica de incendios a lo largo del tiempo (Mooney y Tinner, 2011).

La distribución del tamaño de las partículas de carbón puede utilizarse para determinar la distancia de la fuente; las partículas de mayor tamaño indican una fuente cercana y las de menor tamaño pueden ser transportadas a mayor distancia de la fuente y reflejan una señal regional. Las macropartículas de carbón son transportadas a corta distancia del incendio y son adecuadas para reconstruir eventos de incendios a escala local (Conedera et al., 2009). El análisis del registro de macropartículas de carbón proporciona información sobre la dinámica de incendios, en el cual se incluye la frecuencia, periodos de alta y baja actividad de incendios y severidad. El registro de polen en laguna Ichkabal demuestran que la estructura forestal moderna ya estaba establecida alrededor de 2000 cal AP y estaba dominada por selva tropical. Durante este período nuestros resultados registran numerosos eventos de incendios a lo largo de 2100 cal AP, lo cual indican una dinámica de incendios persistente (Figura 5).

De acuerdo con los resultados de *Tapas*, el primer incendio en el registro ocurrió alrededor de 1910 cal AP. Este primer evento de incendio presentó una recurrencia

de incendio de 140 años. El registro polínico estuvo caracterizado por una disminución significativa en los elementos de selva acompañado de la ocurrencia de *Zea mays*, sugiriendo la presencia de actividades agrícolas en la zona. Las actividades agrícolas han estado presentes en la región de las tierras bajas mayas desde al menos 3000 a.C (Pohl et al. 1996). El fuego ha sido una herramienta utilizada por los mayas para modificar el paisaje principalmente para la agricultura (Anderson y Wahl, 2015). De acuerdo con Morlet (2014) para 2800 a.C ya se cultivaba maíz y para el año 600 a.C, ciudades como Dzibanché e Ichkabal ya contaban con estructuras de considerable importancia.

Por otra parte, el proxy de $\text{Ca}/(\text{Ti} + \text{Fe})$ muestra las proporciones más altas de todo el sondeo sugiriendo un clima de menor precipitación. De modo similar el proxy Ca/Fe muestra altas proporciones apoyando la idea de un clima menos húmedo. Este periodo de disminución en la precipitación ha sido reportado en la región circum-caribe (Haug et al. 2001) y en la región de la península de Yucatán (Curtis et al., 1996; Hodell et al., 2007; Carillo Bastos et al., 2010; Aragon-Moreno et al., 2012) y ha sido atribuido a migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y una fase de ENSO dominada por El Niño (Haug et al., 2001; Conroy et al., 2008). Kenneth et al. (2012) argumenta que la variabilidad climática en la región está impulsada por la migración de la ITCZ y cambios en la frecuencia de El Niño, asociados a la circulación de Walker. Durante los años con evento de El Niño, la ITCZ se posiciona sobre el Pacífico ecuatorial, provocando la reducción de la precipitación durante el verano hacia las tierras bajas mayas. Por otra parte, la ITCZ es una zona de franja de baja presión y fuerte precipitación que se genera por la convergencia de los vientos alisos y esta migra entre 9°N y 2°N en respuesta de las temperaturas superficiales del mar (SST) (van Hengstum et al. 2015). Un registro sedimentario de Laguna Pallcacocha (Ecuador) revelan que la mayor amplificación en la actividad de ENSO ocurrió entre 2000 y 1500 cal AP el cual ha sido reportado por otros autores (Woodroffe et al., 2003; Moy et al., 2002; Riedinger et al., 2002). El incremento en la actividad de incendios a escala local, evidenciado por el aumento en las macropartículas de carbón, coincide con un aumento significativo en las micropartículas de carbón, las cuales reflejan señales de incendios a escala

regional. Esta sincronía indica que los eventos de fuego estuvieron influenciados por una combinación de factores antropogénicos locales y forzamientos climáticos regionales. De esta forma, resulta interesante que el primer pico de incendio en laguna Ichkabal (~1900 cal AP) coincide cronológicamente con un periodo de alta actividad de incendio en el neotrópico registrado alrededor de 2000 cal AP (Power et al., 2010).

Después de 1907 no se identifican eventos de incendios hasta 1427 cal AP, en el cual la magnitud de los picos disminuye de manera significativa con respecto al periodo anterior ($2 \text{ piezas cm}^{-2} \text{ pico}^{-1}$). La recurrencia de incendios aumenta (FRI), mientras que la actividad y severidad disminuyen. Esta baja actividad en los eventos de incendios podría explicarse por la baja abundancia de árboles en la selva tropical. Otra posible explicación podría deberse al cambio de estrategias agrícolas. Por ejemplo, en Belice Beach et al. (2009) señalan que desde el preclásico medio se utilizaban zanjas agrícolas, probablemente asociadas al drenaje y control hídrico de los campos de cultivo. Asimismo, SNI estuvo por debajo de 3 durante toda esta fase, junto con la continua entrada de partículas de carbón, lo que sugiere la ocurrencia de incendios frecuentes de baja magnitud. Esto podría ser representado por una señal relacionada con una población densa que habitaba un paisaje más abierto y que empleaba estrategias agrícolas intensivas que no requerían quemadas extensivas.

Aunque la población maya aumentó significativamente a partir del Preclásico Tardío (Gil 2008), la actividad de incendios se mantiene baja durante el periodo entre 1400 cal AP y 1200 cal AP. En Quintana Roo para el Clásico Temprano (200-600 d.C), las poblaciones mayas ya contaban con estructuras notablemente complejas, con grandes ciudades y edificaciones monumentales de estilo petenero entre las cuales ya destacaban las ciudades de Dzibanché, Kohunlich, Ichkabal y Cobá (Morelt 2014; Straulino Mainou 2015). Para el Clásico Temprano, el patrón de asentamientos maya en Quintana Roo se caracterizó por una fuerte concentración alrededor de grandes centros urbanos, asociados a un importante crecimiento poblacional (Morlet 2014). Schüpbach et al (2015), en la región del Petén (Guatemala), registra

bajas concentraciones de macropartículas de carbón a pesar de que la población maya aumentó de manera significativa solo a partir del Preclásico Tardío (2400–1750 años AP; 450 a.C. -200 d.C.), la actividad local de incendios se mantuvo baja después de los 2400 años AP y lo atribuyen a cambios en la estrategia agrícolas que no requieren de quema extensiva. Para esta misma región, Anderson y Wahl (2015) registran bajos valores en la entrada de macropartículas de carbón entre 1300 y 1400 cal AP. Los autores señalan que los valores <3 a lo largo de la mayor parte de esta fase, así como una tasa constante en la entrada de carbón podría estar asociado a incendios pequeños y frecuentes. Esto lo interpretan como una señal producida por una densa población viviendo en un paisaje más abierto en el cual se empleaban estrategias agrícolas intensivas donde no empleaban fuego.

Durante este periodo se registra un aumento en los elementos de selva mientras que el proxy Ca/Fe muestra disminución sugiriendo condiciones de mayor humedad en la región. Las micropartículas de carbón al igual que las macropartículas de carbón muestran una disminución. Estas condiciones climáticas han sido reportadas en varios trabajos en la península de Yucatán. Aragon-Moreno et al., (2012) en Ria Lagartos reporta el regreso de las condiciones de humedad entre 1700 cal AP y 1000 cal AP, lo cual permitió la expansión de la selva tropical y una disminución en las micropartículas de carbón (<100 p/cm³). Este periodo de aumento en la precipitación puede verse reflejado en la curva de los elementos geoquímicos, los cuales registran un pico distintivo alrededor de 1200 cal AP. No obstante, durante este periodo se registra un ligero incremento en la severidad 1 a 4 piezas cm⁻² pico⁻¹, esto podría ser atribuido a la recuperación en los porcentajes de selva tropical por el regreso de las condiciones de humedad, aumentando la disponibilidad de biomasa para un incendio.

La frecuencia y severidad de incendios aumentan entre 1100 y 900 cal AP alcanzando un pico significativo alrededor de 1050 cal AP. Durante este periodo la recurrencia de incendios promedio fue de 113 años. Durante toda esta fase la vegetación muestra tendencias de disminución, y la vegetación de disturbio aumenta. La curva de Ti, Fe y Ca/Fe indican un clima variable pero generalmente

más seco en comparación con el periodo anterior. Hodell et al. (2005) señala que el periodo entre 800 y 1000 a.C fue el periodo más seco del Holoceno tardío en la región del Peten y la península de Yucatán y los autores atribuyen esta sequía con el colapso de la cultura maya. Este periodo de reducción en la precipitación ha sido documentado en otros registros paleoclimáticos de la región. La parte centro de Quintana Roo registró condiciones secas y variables durante el periodo de 1300 y 1200 cal AP, y el periodo de ~1200 cal AP fue el más seco de todo el registro (Carillo Bastos et al., 2010). Mientras que, en la parte norte de la península de Yucatán, en Ria Lagartos, Aragon Moreno et al., (2012) registra un aumento en los elementos de selva tropical alrededor de 1100, no obstante, alrededor de 1030 cal AP registra una sequía extrema evidente en los bajos porcentajes de *Moraceae* y *Brosimum alicastrum*. De modo similar, Curtis et al., (1996) identifica un periodo de sequía entre 1200 y 930 cal AP en Punta Laguna. Adicionalmente, la concentración en las micropartículas alcanza un pico alrededor de 1000 cal AP e indican un incremento en la actividad regional de incendios, posiblemente asociado a la sequía regional.

Estas condiciones de menor precipitación también han sido reportadas en otras regiones tropicales (Haug et al., 2001;2003; Malaizé et al., 2011; Wurtzel et al., 2013; Peros et al., 2015). Haug et al., (2001) identifico una disminución en el aporte de Ti en la cuenca del Cariaco durante el periodo del Clásico Terminal atribuido principalmente a la posición de la zona de Convergencia Intertropical. En este mismo sitio, Wurtzel et al., (2013) por medio de Mg/Ca en foraminíferos identifico un aumento en las temperaturas superficiales de 1.2°C entre 900 d.C. y 1150 d.C. Los autores atribuyen este aumento en las temperaturas superficiales a la intensificación de la Circulación de Retorno Meridional del Atlántico (AMOC, por sus siglas en inglés) provocando temperaturas cálidas en el Atlántico Norte. La variación de AMOC afecta la posición de la ITCZ como consecuencia del aumento en las temperaturas superficiales del mar (SST) y el cinturón de los vientos alisos (Haugh et al., 2001; Wurtzel et al., 2013). Una Circulación de Retorno Meridional del Atlántico débil reduce la fuerza del ciclo anual de las temperaturas superficiales del mar (SST) en el Pacífico, lo cual fortalece la variabilidad de ENSO (Liu et al., 2023).

La variabilidad interanual de la actividad de incendios en las regiones tropicales ha sido asociada con ENSO en su fase de El Niño y este se debe principalmente a la disminución en la precipitación, condiciones más propicias para la ocurrencia de un incendio (Zheng et al., 2023). ENSO constituye la variabilidad interanual más prominente del sistema climático y se caracteriza principalmente por presentar dos fases: anomalías positivas (El Niño) y anomalías negativas (Niña) de las temperaturas superficiales del mar en el Pacífico tropical (Lu et al., 2025). En Costa Rica, Horn y Standford (1992) registran el periodo entre 1180 y 1110 cal AP como un periodo de alta actividad de incendios. Los autores le atribuyen este periodo de alta actividad de incendios a cambios en la precipitación, que posiblemente disminuyeron los niveles del lago y permitieron una quema más extensa de parcelas agrícolas, asociado con una alta variabilidad climática y aumento en los eventos de ENSO en la fase Niño. Walsh et al., (2015) concluyen que en la región del Noroeste del Pacífico (América del Norte) cambios climáticos como el aumento en ENSO durante los últimos 6,000 años, pudieron haber provocado un aumento en la actividad de incendios, principalmente por una disminución en la precipitación. Los autores observan que los periodos de alta actividad de ENSO coinciden con picos de incendios durante los periodos de 2,500 cal AP y entre 1100 y 800 cal AP. Este patrón también se sigue viendo en la actualidad, durante eventos de EL Niño las emisiones globales por incendios aumentan entre 5.9% a 20%, impulsado por un calentamiento anómalo y una reducción en la precipitación (Hu et al., 2025).

Adicionalmente, varios autores señalan que la variabilidad climática en la región tropical podría estar relacionada con la variabilidad solar (Hodell et al., 2001; Steinhilber et al., 2009; Wurtzel et al., 2013; Torrescano Valle et al., 2023). Hodell et al. (2001) propone que las sequías relacionadas al colapso de la cultura maya entre 800 d.C y 1000 d.C ocurrieron durante periodos de alta actividad solar. Algunos modelos indican que las fluctuaciones solares pueden inducir cambios en la circulación de Hadley que a su vez afectan las temperaturas superficiales del mar en los trópicos por medio de los vientos alisos y la entrada de calor latente (Wurtzel et al., 2013; van Hengstum et al., 2015). La actividad solar afecta la circulación

meridional promedio por medio de la expansión y debilitamiento de las celdas de Hadley. La expansión o debilitamiento de las celdas de Hadley responden a la distribución del calor, cuando el calor es distribuido en latitudes bajas estas se mueven hacia los polos, y cuando el calor es distribuido en latitudes altas estas celdas se desplazan hacia el ecuador (Haigh et al., 2005). Cambios en la fuerza de las celdas de Hadley durante un evento de ENSO afecta la velocidad del corriente de chorro subtropical, estos se fortalecen durante El Niño y se debilitan durante La Niña (Seager et al., 2003).

Para 870 cal AP los incendios aumentan en severidad y se registra el segundo incendio más severo de todo el registro ($1354 \text{ piezas cm}^{-2} \text{ pico}^{-1}$). La recurrencia de incendios disminuye a 40 años y la frecuencia de incendios aumenta. La selva tropical continúa exhibiendo una disminución, la reducción de Moraceae y Fabaceae y el aumento de *Ficus* sp. reflejan cambios hidrológicos. Durante este periodo la curva de Ti y Fe muestran una disminución mientras que el proxy Ca/Fe exhibe un aumento, sugiriendo que las condiciones de sequía aun persistían en el área. En la curva de micropartículas de carbón se registra una tendencia similar al compararla con la curva de macropartículas, sobre todo durante el periodo entre 800 cal AP y 780 cal AP. La similitud en ambas curvas de micro y macro partículas de carbón sugieren que los incendios estaban ocurriendo a escala regional. Las macropartículas de carbón por su tamaño son transportadas en un rango espacial de unos pocos cientos de metros hasta algunos kilómetros y por ello un proxy de incendios locales, mientras que las micropartículas de carbón por su tamaño pequeño son transportadas a una mayor distancia y proporcionan una señal regional (Whitlock y Larsen, 2001). Por lo tanto, este aumento sincronizado en las curvas puede ser atribuido a un aumento en la actividad de incendios a nivel regional, posiblemente ligado a las persistentes condiciones de sequía.

Estas condiciones de persistente sequía han sido ampliamente reportadas en la región (Curtis et al., 1996; Haug et al., 2001; Hodell et al., 2005; Carillo Bastos et al., 2010; Medina Elizalde et al., 2010; Roy et al., 2017). Hodell et al., (2005) identifica este periodo entre 920 y 1100 d.C, como la segunda fase de la Sequía del

Clásico terminal (TCD, Terminal Classic Drought por sus siglas en inglés), periodo coincidente con el colapso de la cultura maya. Los autores observan cuatro intervalos de sequías durante este periodo alcanzando valores máximos alrededor de 792 cal AP, 808 cal AP y 931 cal AP con sequías de 21, 10, 20 y 17 años de duración. En Punta Laguna, Curtis et al., (1996) de igual manera reconoce el periodo entre 910 y 990 d. C como un periodo de disminución en la precipitación, que cae dentro del periodo Clásico Terminal. Los registros neotropicales de incendios indican que los incendios han ocurrido generalmente durante periodos de disminución en la precipitación (Power et al. 2010). En República Dominicana, Crausbay et al., (2015) reporta un aumento en la actividad de incendios alrededor de 800 cal AP atribuidos principalmente a condiciones de sequía como consecuencia de cambios en la posición de la ITCZ y aumento en la variabilidad de ENSO. LeBlanc et al., (2017) en Laguna Alejandro (Republica Dominicana) registra un pico de micropartículas de carbón alrededor de 850 cal AP, indicando un aumento en la actividad de incendios a nivel regional. En Puerto Rico, Huang et al., (2019) reporta un aumento en la actividad de incendios entre 500 cal AP y 1400 cal AP, atribuido principalmente a un clima seco y a un aumento en la actividad antropogénica en el sitio.

Durante este periodo se registraron cambios climáticos significativos ligados a una fuerte variación en la actividad de ENSO con consecuencias en la posición de la ITCZ (Haug et al., 2001; Conroy et al., 2008). Lachniet et al. (2004) apuntan a que ENSO es el principal modulador de las anomalías hidrológicas en Centro America. De manera puntual, los autores observan anomalías hidrológicas desde 550 d.C en Panamá, pero las condiciones más secas de todo el registro ocurrieron entre 900 d.C y 1310 d.C atribuido principalmente a la actividad de ENSO. En un registro coralino, Wu et al. (2017) observan una variabilidad interanual intensa en las temperaturas superficiales (SST) y la salinidad superficial del mar (SSS) en el mar caribe durante el Periodo Clásico Terminal (TCP). El registro muestra los periodos de 865 d.C, 872 d.C y 956 d.C como periodos significativamente anómalos. Los autores señalan que estos cambios en las temperaturas superficiales del mar (SST)

están ligados a cambios en la fuerza del Retorno Meridional del Atlántico (AMOC) con efectos en la actividad de ENSO.

En IchKabal, después del colapso de la cultura maya, la actividad de incendios se mantiene con severidad baja, acompañado de una recuperación de la selva probablemente como respuesta del regreso de las condiciones húmedas. La recurrencia de los incendios aumenta a 180 años. Después de 600 cal AP la disminución en los valores del proxy Ca/Fe y el aumento en los valores de Ca/ (Ti + Fe) indican el regreso de las condiciones húmedas. Nevle y Bird (2008) señalan que la actividad de incendios disminuyó después de 500 cal AP en Centroamérica, lo que coincide temporalmente con pandemias que redujeron la población indígena en ~90% y contribuyeron al colapso de dos civilizaciones. No obstante, en la laguna Ichkabal se registra el incendio más severo de todo el registro alrededor de 230 cal AP (1720 d. C). Durante este periodo, en el registro se observa el polen de maíz se de manera continua hasta el presente. Esto podría interpretarse como un aumento de los incendios por actividades antropogénicas en la zona. El aumento en la severidad podría ser el resultado de la recuperación de la selva después de 600 cal AP, ya que al haber una recuperación habría mayor disponibilidad de biomasa. Por otra parte, la curva de micropartículas de carbón muestra una disminución significativa, lo que podría estar relacionado con la ocurrencia de incendios a escala local. Estos datos indican que la actividad de incendios durante este periodo no estaba homogéneamente distribuida localmente, como resultado de la historia ocupacional del área.

Conclusiones

Nuestros resultados son el primer registro de alta resolución que aporta nuevas evidencias sobre la actividad de incendios para los últimos 2000 años en las tierras bajas mayas. El uso integrado de distintos proxies de incendios, clima y vegetación nos permitieron distinguir entre periodos de actividad de incendios por causas climáticas y/o antropogénicas. Nuestros resultados demuestran que los incendios han sido un componente importante en las selvas de Quintana Roo desde al menos el Holoceno tardío. Durante el periodo de mayor ocupación maya, la actividad de incendios permaneció baja, al igual que la severidad y la frecuencia, probablemente por cambios en las estrategias agrícolas. Los incendios han sido altamente variables tanto en el tiempo como en el área de estudio, reflejando la complejidad de la dinámica de incendios en ecosistemas tropicales.

En laguna Ichkabal se registraron diez eventos de incendios de los cuales dos fueron de mayor magnitud (~870 y 227 años cal AP) y ocho eventos de menor magnitud. Mientras que la recurrencia de incendios (frecuencia) oscilo entre 40 y 260 años, con un promedio de 166 años. La dinámica de incendios en laguna Ichkabal estaba principalmente controlada por cambios hidrológicos como resultado de forzamientos climáticos a escala regional y actividad antropogénica/ocupación en el área de estudio. Los periodos de mayor severidad en los eventos de incendios durante el Clásico tardío (1107 cal AP y 1047 cal AP) y el Posclásico (870 cal AP) coinciden con periodos de cambios hidrológicos principalmente asociados a una posición al sur de la ITCZ y una mayor amplitud de ENSO por cambios en la actividad solar. Cabe destacar que, el clima juega un papel importante en el control de la dinámica de incendios en laguna Ichkabal, ya que durante periodos de sequía prolongada la frecuencia de incendios aumenta.

La baja actividad de incendios entre 487 cal AP y 230 cal AP, expresados como la recurrencia de incendios más amplia de todo el registro de 260 años, corresponde al regreso de las condiciones húmedas a la región y la disminución en la población maya. El evento de incendio más severo (mayor magnitud) de todo el registro se fue

alrededor de 230 cal AP, después de un periodo de inactividad de incendios, atribuido a la recuperación de la selva que permitieron la acumulación de la biomasa.

Por otra parte, una ventaja de analizar en conjunto las micropartículas y macropartículas de un mismo sitio es que permite discriminar entre una señal regional y local en la actividad de incendios, ya que las macropartículas de carbón representan una señal de incendio local y las micropartículas de carbón proporcionan una señal de incendio regional. Los resultados de este estudio aportan información sobre la actividad de incendios en la parte sur de Quintana Roo durante periodos de condiciones de sequía y en escenarios de vegetación similar a los actuales.

Literatura consultada

- Anderson, L., Wahl, D. 2015. Two Holocene paleofire records from Peten, Guatemala: Implications for natural fire regime and prehispanic Maya land use. *Global and Planetary Change*. 138:82–92. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.012>.
- Aragón-Moreno, A.A, Islebe, G., Torrescano-Valle, N., Hernández-Arana, H., Carrillo Bastos, A., Friedel, R. 2024. Mangrove dynamics driven by Late Holocene drought at Laguna Bacalar, Mexico. 2 (5). 100023. <https://doi.org/10.1016/j.qeh.2024.100023>.
- Aragón-Moreno, A.A., Islebe, G.A., Roy, P.D., Torrescano-Valle, N., Mueller, A.D. 2018. Climate forcings on vegetation of the southeastern Yucatán Peninsula (Mexico) during the middle to late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 495:214–226. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.014>.
- Aragón-Moreno, A.A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N. 2012. A ~ 3800-yr, high-resolution record of vegetation and climate change on the north coast of the Yucatan Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 178:35–42. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.04.002>.
- Bautista, F., Palacio, G., Ortíz-Pérez, M., Batllori-Sampedro, D., Castillo-González, M., 2005, El origen y manejo maya de las geoformas, suelos y aguas en la Península de Yucatán, en Bautista, F., Palacio, G. (eds.), *Caracterización y Manejo de los suelos de la Península de Yucatán: Implicaciones Agropecuarias, Forestales y Ambientales*: México, Universidad Autónoma de Campeche, Universidad Autónoma de Yucatán, Instituto Nacional de Ecología, 33-58
- Bautista, F., Palacio, G. 2012. Península de Yucatán. In: Krasilnikov P, Jiménez Nava, JF, Reyna Trujillo T, García Calderón, NE, eds. *Geografía de Suelos de México*. Ciudad de México, México: Prensas de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. pp. 355-406. ISBN: 9786070227042
- Beach, T., Luzzadder-Beach, S., Dunning, N., Scarborough, V. 2003. Depression Soils in the Lowland Tropics of Northwestern Belize: Anthropogenic and Natural

Origins, pp. 139-174, In: Lowland Maya Area: Three Millennia at the Human-Wildland Interface, Edited by A. Gomez-Pompa, M. Allen, S. Fedick, J. Jiménez-Osornio, eds., Binghamton, NY: Haworth Press.

Blaauw, M., Christen, J.A. 2011. Flexible paleoclimatic age-depth models using autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457–474. <https://doi.org/10.101214/11-ba618>.

Bonal, D., Burban, B., Stahl, C., Wagner, F., Hérault, B. 2016. The response of tropical rainforests to drought-lessons from recent research and future prospects. *Annals of forest science*, 73, 27–44. <https://doi.org/10.1007/s13595-015-0522-5>.

Bowman, D.M.J.S., Balch, J.K., Artaxo, P., Bond, W.J., Carlson, J.M., Cochrane, M.A., D'Antonio, C.M., DeFries, R.S., Doyle, J.C., Harrison, S.P., Johnston, F.H., Keeley, J. E., Krawchuk, M.A., Kull, C.A., Marston, J.B., Moritz, M.A., Prentice, I.C., Roos, C.I., Scott, A.C., Swetnam, T.W., van der Werf, G.R., Pyne, S.J., 2009. Fire in the earth system. *Science* 324, 481–484. <https://www.jstor.org/stable/20493785>.

Brown, K.J., and Power, M.J. (2013) Charred Particle Analyses. In: Elias S.A. (ed.) *The Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 2, pp. 716-729. Amsterdam: Elsevier.

Carrillo-Bastos, A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N., González, N.E. 2010. Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Península, Mexico. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 160(3):189–196. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.02.013>.

Conedera, M., Tinner, W., Neff, C., Meurer, M., Dickens, A.F., Krebs, P. 2009. Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation. *Quaternary Science Reviews*. 28(5):555–576. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.005>.

Correa-Metrio, A., Cordero Oviedo, C., Gámez-Núñez, E., Olivares-Casillas, G., Escobar, J., Curtis, J., Pérez, L., Blaauw, M., Bernal, J. 2023. The evolution of the Maya coastal landscape in the Mexican Caribbean during the last 6200 years.

Quaternary Science Reviews. 314. 108214.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108214>.

Correa-Metrio, A., Bush, M.B., Cabrera, K.R., Sully, S., Brenner, M., Hodell, D.A., Escobar, J., Guilderson, T. 2012. Rapid climate change and no-analog vegetation in lowland Central America during the last 86,000 years. *Quaternary Science Reviews*. 38:63–75. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.025>.

Corlett, R. T. 2016. The Impacts of Droughts in Tropical Forests. *Trends in Plant Science*, 21(7), 584–593. <https://doi.org/10.1016/j.tplants.2016.02.003>

Crausbay, S.D., Martin, P.H. and Kelly, E.F. 2015, Tropical montane vegetation dynamics near the upper cloud belt strongly associated with a shifting ITCZ and fire. *J Ecol*, 103: 891-903. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12423>

Crawford, J. N., Mensing, S. A., Lake, F. K., & Zimmerman, S. R. 2015. Late Holocene fire and vegetation reconstruction from the western Klamath Mountains, California, USA: A multi-disciplinary approach for examining potential human land-use impacts. *The Holocene*, 25(8), 1341-1357. <https://doi.org/10.1177/0959683615584205>

Curtis, J.H., Hodell, D.A., Brenner, M. 1996. Climate Variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the Past 3500 Years, and Implications for Maya Cultural Evolution. *Quat res*. 46(1):37–47. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.0042>.

Dull, R.A., Nevle, R.J., Woods, W. I., Bird, D.K., , Avnery, S., Denevan, W. M. 2010. The Columbian Encounter and the Little Ice Age: Abrupt Land Use Change, Fire, and Greenhouse Forcing, *Annals of the Association of American Geographers*, 100:4, 755-771, <https://doi.org/10.1080/00045608.2010.502432>.

Ellis, E. A., Navarro Martínez, A., García Ortega, M., Hernández Gómez, I. U., Chacón Castillo, D. 2020. Forest cover dynamics in the Selva Maya of Central and Southern Quintana Roo, Mexico: deforestation or degradation?, *Journal of Land Use Science*, 15:1,25-51, <https://doi.org/10.1080/1747423X.2020.1732489>

Faegri, K., Iversen, J. 1989. In: Faegri K, Kaland PE, Krzywinski K (eds) Textbook of pollen analysis, 4th edn. Wiley, Chichester

Finsinger, W., Bonnici, I. 2022. Tapas: an R package to perform trend and peaks analysis. Zenodo, <https://doi.org/10.5281/zenodo.6344463>.

Fragoso-Servón, P., Bautista, F., Frausto, O., y Pereira, A. 2015. Caracterización de las depresiones kársticas (forma, tamaño y densidad) a escala 1:50,000 y sus tipos de inundación en el Estado de Quintana Roo, México. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, 31(1). Retrieved from <https://rmcg.geociencias.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/268>.

Fragoso-Servón, P., Bautista, F., Pereira, A., y Frausto, O. 2016. Distribución de suelos en ambientes tectokársticos en la porción este de la Península de Yucatán, México. *Geos*, 36(2), 265-273. <https://geos.cicese.mx/index.php/geos/article/view/10>.

García, E. 2004. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (5a ed.). Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. <http://www.publicaciones.igg.unam.mx/index.php/ig/catalog/book/83>

Gill, R.B., 2008. Las grandes sequías mayas, agua, vida y muerte. Fondo de cultura económica.

Grimm, E.C. 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method on incremental sum of square. *Computer and Geoscience*, 13(1), 13-35. [http://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90022-7](http://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7)

Grimm, E.C. 2016. Tilia (v3.0.3) [software]. Illinois State Museum. Research and Collection Center, Springfield. Disponible en <https://www.neotomadb.org/apps/tilia>

Haigh, J. D., Blackburn, M., y Day, R. 2005. The Response of Tropospheric Circulation to Perturbations in Lower-Stratospheric Temperature. *Journal of Climate*, 18(17), 3672-3685. <https://doi.org/10.1175/JCLI3472.1>

Hammond, N., Pring, D., Berger, R., Switsur, V. R., y Ward, A. P. 1976. Radiocarbon chronology for early Maya occupation at Cuello, Belize. *Nature*, 260(5552), 579–581. <https://doi.org/10.1038/260579a0>

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H. 2007. Climate and cultural history of the Northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. *Climate Change*, 83, pp.215.240. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9177-4>.

Horn, S. P., and Sanford, R. L., Jr. 1992. Holocene fires in Costa Rica. *Biotropica* 24, 354–361. <https://doi.org/10.2307/2388605>.

Hu, Y., Xu, Y., Chenguang, T. 2025. Impacts of El Niño–Southern Oscillation on global fire PM2.5 during 2000–2023, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, Volume 18, Issue 3, 100597, ISSN 1674-2834, <https://doi.org/10.1016/j.aosl.2025.100597>.

Huchin Ochoa, S. A., Navarro-Martínez, A., Ellis, E.A., y Hernández Gómez, I.U. (2022). Deforestación en el municipio de Bacalar, Quintana Roo, México durante el período 1993-2017. *Madera y bosques*, 28(3), e2832396. <https://doi.org/10.21829/myb.2022.2832396>

Huang, W., Liu, X., González, G. et al. 2019. Late Holocene fire history and charcoal decay in subtropical dry forests of Puerto Rico. *fire ecol* 15, 14. <https://doi.org/10.1186/s42408-019-0033-0>.

Kennett, D. J., Breitenbach, S. F. M., Aquino, V. V., Asmerom, Y., Awe, J., Baldini, J. U. L., Bartlein, P., Culleton, B. J., Ebert, C., Jazwa, C., Macri, M. J., Marwan, N., Polyak, V., Prufer, K. M., Ridley, H. E., Sodemann, H., Winterhalder, B., & Haug, G. H. 2012. Development and Disintegration of Maya Political Systems in Response to Climate Change. *Science*, 338(6108), 788–791. <https://doi.org/10.1126/science.1226299>

Lachniet, M. S., Burns, S. J., Piperno, D. R., Asmerom, Y., Polyak, V. J., Moy, C. M., y Christenson, K. 2004. A 1500-year El Niño/Southern Oscillation and rainfall history for the Isthmus of Panama from speleothem calcite, *J. Geophys. Res.*, 109, D20117, doi:[10.1029/2004JD004694](https://doi.org/10.1029/2004JD004694).

Liu, W., Duarte Cavalcante Pinto, D., Fedorov, A., y Zhu, J. 2023. The impacts of a weakened Atlantic Meridional Overturning Circulation on ENSO in a warmer climate. *Geophysical Research Letters*, 50, e2023GL103025. <https://doi.org/10.1029/2023GL103025>

LeBlanc, A., Kennedy, L., Liu, K.B., y Lane, C. 2017. Linking hurricane landfalls, precipitation variability, fires, and vegetation response over the past millennium from analysis of coastal lagoon sediments, southwestern Dominican Republic. *Journal of Paleolimnology*. 58, 135-150, <https://doi.org/10.1007/s10933-017-9965-z>.

Long, C. J., Whitlock, C., Bartlein, P. J., and Millspaugh, S. H. 1998. A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high-resolution charcoal study. *Canadian Journal of Forest Research* 28: 774–782.

Mainou, L. S., 2015. Hacer mezclas de cal en Dzibanché durante el clásico temprano: la temporalidad y la función arquitectónica como determinantes. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de México (UNAM). pp.288

Malaizé, B., Bertran, P., Carbonel, P. et al. 2011 Hurricanes and climate in the Caribbean during the past 3700 years BP. *The Holocene* 21 (6): 911–924. <https://doi.org/10.1177/09596836114001>.

Marlon, J.R. 2020. What the past can say about the present and future of fire. *Quaternary Research*. 96:66–87. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.48>.

Martínez-Abarca, R., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M. 2019. Incendios y actividad volcánica: historia de fuego en la cuenca de México en el Pleistoceno tardío con base en registros de material carbonizado en el lago de Chalco *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 36, núm. 2, Universidad Nacional Autónoma de México, México Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=5726525100>.

Mooney, S.D., Tinner, W. 2011. The analysis of charcoal in peat and organic sediments. *International Mire Conservation Group and International Peat Society*. 7(9):1-18, <https://doi.org/10.19189/001c.128417>.

Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420 (6912), 162–165. <https://doi.org/10.1038/nature01194>

Mueller, A.D., Islebe, G.A., Hillesheim, M.B., Grzesik, D.A., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A., Venz, K.A. 2009. Climate drying and associated forest decline in the lowlands of northern Guatemala during the late Holocene. *Quat. Res.* 71, 133–141. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.10.002>.

Nevle, R.J., Bird, D.K. 2008. Effects of syn-pandemic fire reduction and reforestation in the tropical Americas on atmospheric CO₂ during European conquest. 264(1-2), 0–38. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.008>.

Nigh, R., Diemont, S. A. 2013. The Maya milpa: fire and the legacy of living soil. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 11(s1). Portico. <https://doi.org/10.1890/120344>.

Palafox-Juárez, B., Herrera-Silveira, J., Teutli Hernández, C., Callejas-Jiménez, M., Torrescano-Valle, N. 2022, “Mangroves and Wetlands of Bacalar, Quintana Roo, Mexico, dataset”, Mendeley Data, V3, <https://doi.org/10.17632/vrq7x9kvt5.3>.

Pohl, M. D., Pope, K. O., Jones, J. G., Jacob, J. S., Piperno, D. R., deFrance, S. D., Josserand, J. K. 1996. Early Agriculture in the Maya Lowlands. *Latin American Antiquity*, 7(4), 355–372. <https://doi.org/10.2307/972264>.

Power, M., Bush, M., Behling, H., Horn, S., Mayle, F.E., Urrego, D. 2010. Paleofire activity in tropical America during the last 21 ka: A regional synthesis based on sedimentary charcoal. *PAGES News*. 18, 73-75. <https://doi.org/10.22498/pages.18.2.73>.

Power, M.J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P.J., Harrison, S.P., Mayle, F.E., Ballouche, A., Bradshaw, R.H.W., Carcaillet, C., (. . .) y Zhang, J.H. 2008. Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global

synthesis and analysis of charcoal data. *Climate Dynamics* 30: 887–907.
<https://doi.org/10.1007/s00382-007-0334-x>.

R Core Team. 2023. R: A language and environment for statistical computing[software]. R Foundation for statistical computing, Vienna, Austria,
<https://www.R-project.org>

Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk, R.C., Butzin, M., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A. K. B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reim, R. D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kB Radiocarbon 62. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>.

Riedinger, M.A., Steinitz-Kannan, M., Last, W.M., Brenner, M. 2002. A ~6100 14C yr record of El Niño activity from the Galápagos Islands. *Journal of Paleolimnology*. 27(1). 1-7. <https://doi.org/10.1023/A:1013514408468>.

Rosado Varela, Á. A., Medina Argueta, G. 2014. Ciclo de vida turístico de Bacalar, Pueblo Mágico, Quintana Roo Teoría y Praxis, núm. 15, pp. 96-120 Universidad de Quintana Roo Cozumel, México

Roy, P.D., Torrescano-Valle, N., Escarraga-Paredes, D.S., Vela-Pelaez, A.A., Lozano-Santacruz, R. 2018. Comparison of elemental concentration in near-surface late Holocene sediments and precipitation regimes of the Yucatán Peninsula (Mexico): a preliminary study. *Bol Geol Min* 129:693–706.
<https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.4.006>.

Roy, P.D., Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., Gutiérrez-Ayala, L.V. 2017. Late Holocene hydroclimate of the western Yucatan Peninsula (Mexico): LATE HOLOCENE Hydroclimate of the western Yucatan Peninsula. *J Quaternary Sci*. 32(8):1112–1120. <https://doi.org/10.1002/jqs.2988>.

- Rushton, E.A., Metcalfe, S.E., Whitney, B.S. 2012. A late-Holocene vegetation history from the Maya lowlands, Lamanai, Northern Belize. *The Holocene*. 23(4):485–493. <https://doi.org/10.1177/0959683612465449>.
- Schüpbach, S., Kirchgeorg, T., Colombaroli, D., Beffa, G., Radaelli, M., Kehrwald, N.M., Barbante, C. 2015. Combining charcoal sediment and molecular markers to infer a Holocene fire history in the Maya Lowlands of Petén, Guatemala. *Quaternary Science Reviews*. 115:123–131. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.004>.
- Scott, A.C., Damblon, F. 2010. Charcoal: Taphonomy and significance in geology, botany and archaeology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 291(1–2):1–10. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.044>.
- Scott, A. 2000. The Pre-Quaternary history of fire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 164, 281-329. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00192-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00192-9).
- Servicio Geológico Mexicano. 2004. Carta geológico-Minera Chetumal E16-4-7 Escala 1:250,00 Estados de Quintana Roo y Campeche. E16-4-7
- Seager, R., Harnik, N., Kushnir, Y., Robinson, W., & Miller, J. 2003. Mechanisms of Hemispherically Symmetric Climate Variability. *Journal of Climate*, 16(18), 2960-2978. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<2960:MOHSCV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2960:MOHSCV>2.0.CO;2).
- Steinhilber, F., Beer, J., and Fröhlich, C. 2009, Total solar irradiance during the Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19704, <https://doi.org/10.1029/2009GL040142>.
- Stevenson J., Haberle, S. 2005. Macro charcoal Analysis: A modified technique used by the department of archaeology and natural history. Department of Archaeology and natural history, Research school of Pacific and Asian Studies, Australian National University. Australia
- Stockmarr, J., 1971, Tablets with spores used in absolute pollen analysis: *Pollen et Spores*, 13(4), 515-621.

Straulino Mainou Luisa. 2015. Hacer mezclas de cal en Dzibanché durante el clásico temorano: La temporalidad y función arquitectónica como determinantes. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de México.

Stuiver, M., P.J. Reimer; R.W. Reimer; 2017, CALIB 8.20 [WWW program] at <http://calib.org>.

Turner II, B. L., Charles H. Miskicek. 1984. Economic Plant Species Associated with Prehistoric Agriculture in the Maya Lowlands Source: Economic Botany, Vol. 38, No. 2. pp. 179-193. <http://www.jstor.org/stable/4254608>.

van Hengstum, P., Donnelly, J., Fall, P., Toomey, M., Albury, N., Kakuk, B. 2016. The intertropical convergence zone modulates intense hurricane strikes on the western North Atlantic margin. Scientific Reports. 21728. <https://doi.org/10.1038/srep21728>.

Vidal Zepeda, R. 2005. Yucatan Peninsula. Region 11. The Climatic Regions of Mexico. Selected Topics. Collection of Geography of Mexico (Ed.). In Institute of Geography. National Autonomous University of Mexico (UNAM), Mexico, 189-204. <http://www.publicaciones.igg.unam.mx/index.php/ig/catalog/view/42/42/128-1>.

Velazquez Morlet, A. 2014. Urban pre-Hispanic maya settlement patterns in Quintana Roo, Mexico, and its transformations. From abandonment to agglomeration. Architecture, Archaeology, and Contemporary City Planning.

Wahl, D., Estrada-Belli, F., Anderson, L. 2013. A 3400 year paleolimnological record of prehispanic human–environment interactions in the Holmul region of the southern Maya lowlands. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. s 379–380. 17–31. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.03.006>.

Walsh, M., Marlon, J., Goring, S., Brown, K., y Gavin, D. 2015. A Regional Perspective on Holocene Fire–Climate–Human Interactions in the Pacific Northwest of North America. Annals of the Association of American Geographers. 105. 1-23. <https://doi.org/10.1080/00045608.2015.1064457>.

Walsh, M.K., Prufer, K.M., Culleton, B.J., Kennett, D.J. 2014. A late Holocene paleoenvironmental reconstruction from Agua Caliente, southern Belize, linked to regional climate variability and cultural change at the Maya polity of Uxbenká. *Quat res.* 82(1):38–50. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.013>.

Weltje, G.J., Tjallingii, R. 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: theory and application. *Earth and Planetary Science Letters* 274: 423–438, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.054>.

Whitlock, C., Larsen, C. 2001. Charcoal as a Fire Proxy. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M., Bradley, R.S., Alverson, K. (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research*, vol 3. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_5.

Woodroffe, C.D., Beech, M.R., Gagan, M.K., 2003. Mid-late Holocene El Niño variability in the equatorial Pacific from coral microatolls. *Geophysical Research Letters*, 30(7), 1358, <https://doi/10.1029/2002GL015868>.

Wurtzel, J.B., Black, D.E., Thunnell, R.C., Peterson, L.C., Tappa, E.J., Rahman, S., 2013. Mechanisms of southern Caribbean SST variability over the last two millennia. *Geophys. Res. Lett.* 40, 5954–5958. <https://doi.org/10.1002/2013GL058458>.

Zheng, H., Xue, L., Ding, K., Lou, S., Wang, Z., Ding, A., y Huang, X. 2023. ENSO-related fire weather changes in Southeast and Equatorial Asia: A quantitative evaluation using fire weather index. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 128, e2023JD039688. <https://doi.org/10.1029/2023JD039688>978

Capítulo VI

Conclusiones generales

En este estudio se logró reconstruir la dinámica de incendios en el sur de Quintana Roo durante el Holoceno tardío mediante el análisis de registros sedimentarios de Laguna Cementerio, Laguna de Ocho y Laguna Ichkabal. Los resultados obtenidos muestran que la dinámica de los incendios en la región ha sido altamente variable a lo largo del Holoceno tardío, así como en los tres sitios evaluados, reflejando la complejidad de los factores que intervienen en la dinámica de incendios en los ecosistemas tropicales.

De manera puntual, en Laguna Cementerio se identificaron un total de 18 eventos de incendios, de los cuales tres son de alta severidad (~1700, 1350 y 8 años calibrados AP). La distribución de los eventos de incendios muestra una mayor concentración en la sección media del registro entre 1700 cal AP y 1350 cal AP y los eventos de menor severidad y frecuencia se registraron en la parte basal del registro. Mientras que el evento más severo de todo el registro fue alrededor de 8 cal AP. Lo que indica que la actividad de incendios en Laguna Cementerio no fue constante, sino caracterizada por periodos específicos de mayor severidad y frecuencia.

Por otro lado, la Laguna de Ocho presentó tres eventos principales (~1397, 362 y -58 años cal AP) y once eventos menores, con un intervalo de recurrencia de incendios (FRI) entre 45 y 210 años y un promedio de aproximadamente 112 años en los últimos 1450 años. Este sitio muestra una alta variabilidad en la magnitud de los incendios, con un evento de gran intensidad durante el Clásico temprano (~1400 años cal AP), así como incrementos posteriores al periodo Posclásico. Asimismo, se identificaron fases de baja severidad durante el Clásico tardío (760–1000 d.C.) y al final del Posclásico (1600–1700 d.C.), incluyendo el evento menos severo del registro. Finalmente, Para la laguna Ichkabal se registraron diez eventos de incendios, de los cuales dos fueron de alta severidad (~870 y 227 años cal AP). El intervalo de recurrencia osciló entre 40 y 260 años, con un promedio de 166 años, lo que indica una menor frecuencia relativa de incendios si lo comparamos con Laguna de Ocho, aunque con evidencia clara de eventos locales significativos.

Estos resultados muestran que la dinámica de incendios en ambos sitios estuvo influenciada por cambios temporales en las condiciones ambientales y climáticas, generando diferencias en la frecuencia y severidad de los incendios registrados.

De esta forma, los registros sedimentarios, demuestran que la dinámica de los incendios en el sur de Quintana Roo durante el Holoceno tardío no ha sido homogénea, y esta caracterizada por variaciones en la frecuencia, recurrencia e intensidad del fuego. De manera general, se lograron identificar periodos de alta actividad de incendios asociados a condiciones climáticas secas. No obstante, la diferencia entre sitios, particularmente en los intervalos de recurrencia y magnitud de los eventos de incendios indican que los factores locales como la vegetación, la disponibilidad de biomasa y la actividad antropogénica juegan un papel fundamental en la dinámica de incendios. En este sentido, los resultados obtenidos apoyan parcialmente la hipótesis planteada, ya que los periodos de sequía regional coincidieron con incrementos en la actividad y severidad de incendios, lo que sugiere un importante control climático sobre la dinámica del fuego durante el Meghalayano. No obstante, la variabilidad observada entre registros indica que los factores locales y antropogénicos también influyeron en la dinámica espacial y temporal de los incendios.

Por otra parte, la limitada cobertura temporal de los registros (3200 cal AP, 2000 cal AP y 1500 cal AP) impidió aislar una señal de incendios atribuible únicamente al forzamiento climático, ya que en las tierras bajas mayas se han documentado actividades agrícolas desde ~600 a.C., lo que evidencia que la dinámica de incendios durante gran parte del periodo analizado pudo estar influenciada por dos factores: las prácticas de manejo del paisaje y del clima. Con respecto a la influencia humana, los incendios eran principalmente utilizados como una herramienta agrícola. No obstante, además de la influencia o señal humana en la dinámica de incendios, los periodos de alta actividad coinciden cronológicamente con periodos de sequía a nivel regional como lo han documentado estudios multiproxy de la región.

La sincronía en el aumento de la actividad y severidad de incendios entre los tres registros durante 1800–1000 cal AP y ~800 cal AP, coinciden cronológicamente con periodos de sequías, lo que indica un control climático regional sobre la dinámica de incendios. Esto ocurre principalmente a través de condiciones idóneas que permiten que la biomasa tenga una mayor combustibilidad, intensificando la ocurrencia de los incendios. Esta respuesta sincronizada entre los tres sitios señala que la dinámica de incendios operó a escala regional ante forzamientos climáticos. Los registros demuestran que la dinámica de incendios en Quintana Roo pudiera estar relacionado a periodos de sequías posiblemente relacionadas a eventos de ENSO como respuesta a la actividad solar. Por otra parte, la dinámica de incendios no provocó una afectación total de la vegetación como lo demostraron los resultados palinológicos, de Laguna Cementerio y Laguna de Ocho lo cual indica que los incendios eran programados y controlados y no por una devastación total de la vegetación durante periodos de alta actividad de incendio.

Los resultados presentados en esta investigación pueden complementar y posiblemente extender la reconstrucción arqueológica de los impactos humanos en los ecosistemas, particularmente en cómo las actividades antropogénicas influyen en el comportamiento de la dinámica de los incendios. Esta investigación podría ofrecer un marco de referencia para anticipar la respuesta de la dinámica de incendios ante escenarios de cambio climático acelerado combinados con una intensificación de la intervención humana.

Literatura consultada

Adámek, M., Bobek, P., Hadincová, V., Wild, J., Kopecký, M. 2015. Forest fires within a temperate landscape: A decadal and millennial perspective from a sandstone region in Central Europe. *Forest Ecology and Management*. 336:81–90. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2014.10.014>.

Anderson, L., Wahl, D. 2016. Two Holocene paleofire records from Peten, Guatemala: Implications for natural fire regime and prehispanic Maya land use. *Global and Planetary Change*. 138:82–92. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.012>.

Aragón-Moreno, A.A., Islebe G.A., Torrescano-Valle, N. 2012. A ~ 3800-yr, high-resolution record of vegetation and climate change on the north coast of the Yucatan Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 178:35–42. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.04.002>.

Aragón-Moreno, A.A., Islebe, G.A., Roy, P.D., Torrescano-Valle, N., Mueller, A.D. 2018. Climate forcings on vegetation of the southeastern Yucatán Peninsula (Mexico) during the middle to late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 495:214–226. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.014>.

Arizpe, A.H., Donald, A., Falk, C.A., Woodhouse, T., Swetnam, W. 2020. Widespread fire years in the US-Mexico Sky Island are contingent on both winter and monsoon precipitation. *International Journal of Wildland Fire*. 29, 1072-1087. <https://doi.org/10.1071/WF19181>

Artés, T., Oom, D., de Rigo D, D. TH., Maianti, P., Libertà, G., San-Miguel-Ayánz, J. 2019. A global wildfire dataset for the analysis of fire regimes and fire behaviour. *Sci Data*. 6(1):296. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0312-2>.

Aslan, C.E., Samberg, L., Dickson, B.G., Gray, M.E. 2018. Management thresholds stemming from altered fire dynamics in present-day arid and semi-arid environments. *Journal of Environmental Management*. 227:87–94. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.08.079>.

- Barboza, L., Li, B., Tingley, M.P., Viens, F. G. 2014. Reconstructing past temperatures from natural proxies and estimated climate forcings using short- and long-memory models. *Ann Appl Stat.* 8(4). doi:10.1214/14-AOAS785.
- Blarquez, O., Ali, A.A., Girardin, M.P., Grondin, P., Fréchette, B., Bergeron, Y., Hély, C. 2015. Regional paleofire regimes affected by non-uniform climate, vegetation and human drivers. *Sci Rep.* 5(1):13356. <https://doi.org/10.1038/srep13356>.
- Burn, M.J., Palmer, S.E. 2014. Solar forcing of Caribbean drought events during the last millennium: SOLAR FORCING OF CARIBBEAN DROUGHT EVENTS. *J Quaternary Sci.* 29(8):827–836. <https://doi.org/10.1002/jqs.2660>.
- Bush, M., Correa-Metrio, A.H., Brenner, M., Ariztegui, D., Anselmetti, F., Gilli, A., Burton, C., Mueller, A. 2009. The Last Glacial Maximum: Central America. *Science*, 325(5941), 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Carrillo-Bastos, A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N. 2013. 3800 Years of Quantitative Precipitation Reconstruction from the Northwest Yucatan Peninsula. Bohrer G, editor. *PLoS ONE.* 8(12): e84333. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0084333>.
- Carrillo-Bastos, A., Islebe, G.A., Torrescano-Valle, N., González, N.E. 2010. Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Península, Mexico. *Review of Palaeobotany and Palynology.* 160(3):189–196. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.02.013>.
- Chang Martinez, L.A. 2012. Reconstrucción paleoecológica en el lago de Zacapu, Michoacán durante Pleistoceno Tardío-Holoceno [Tesis]. [Morelia, Michoacán]: Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Chen, Y., Morton, D.C., Andela, N. et al. 2017. A pan-tropical cascade of fire driven by El Niño/Southern Oscillation. *Nature Clim Change* 7, 906–911. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0014-8>

Clark, J.S. 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: Source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research*. 30(1):67–80. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90088-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90088-9).

Cochrane, Mark A. 2009. Tropical Fire Ecology || Fire in the tropics. , 10.1007/978-3-540-77381-8(Chapter 1), 1–23. New York, U.S.A, https://doi.org/10.1007/978-3-540-77381-8_1

CONAFOR. 2019. Programa anual de trabajo 2019. :169 páginas.

Cordeiro, R.C., Turcq, B., Suguio, K., Oliveira da Silva, A., Sifeddine, A., Volkmer-Ribeiro, C. 2008. Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. *Global and Planetary Change*. 61(1):49–62. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.08.005>.

Correa-Metrio, A., Bush, M.B., Cabrera, K.R., Sully, S., Brenner, M., Hodell, D.A., Escobar, J., Guilderson, T. 2012. Rapid climate change and no-analog vegetation in lowland Central America during the last 86,000 years. *Quaternary Science Reviews*. 38:63–75. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.025>.

Correa-Metrio, Alex, Cordero Oviedo, Cecilia, Gámez-Núñez, E, Olivares-Casillas, Gustavo, Escobar, J, Curtis, J , Pérez, Liseth , Blaauw, Maarten , Bernal, J. 2023. The evolution of the Maya coastal landscape in the Mexican Caribbean during the last 6200 years. *Quaternary Science Reviews*. 314. 108214. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108214>.

Curtis, J.H., Hodell, D.A., Brenner, M. 1996. Climate Variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the Past 3500 Years, and Implications for Maya Cultural Evolution. *Quat res*. 46(1):37–47. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.0042>.

Duffin, K.I. 2008. The representation of rainfall and fire intensity in fossil pollen and charcoal records from a South African savanna. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 151(1–2):59–71. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2008.02.004>.

Fann N, Alman B, Broome RA, Morgan GG, Johnston FH, Pouliot G, Rappold AG. 2018. The health impacts and economic value of wildland fire episodes in the U.S.:

2008–2012. *Science of The Total Environment*. 610–611:802–809. doi: 10.1016/j.scitotenv.2017.08.024.

FAO. 2007. *Situación de los bosques del mundo 2007*. Roma Italia.

Falk, D., Heyerdahl, E., Brown, P., Farris, C., Fulé, P., McKenzie, D., Swetnam, T., Taylor, A., Horne, M. 2011. Multi-scale controls of historical forest-fire regimes: New insights from fire-scar networks. *Frontiers in Ecology and the Environment*.:110622071548013. <https://doi.org/10.2307/23034492>.

Galván L, Magaña V. 2020. Forest fires in Mexico: an approach to estimate fire probabilities. *Int J Wildland Fire*. 29(9):753. doi:10.1071/WF19057.

Girardin, M., Ali, A., Carcaillet, C., Blarquez, O., Hély, C., Terrier, A., Genries, A., Bergeron, Y. 2013. Vegetation limits the impact of a warm climate on boreal wildfires. *The New phytologist*. 199:1001–1011. <https://doi.org/10.1111/nph.12322>.

Gravina, P., Ludovisi, A., Moroni, B. et al. 2022. Geochemical Proxies and Mineralogical Fingerprints of Sedimentary Processes in a Closed Shallow Lake Basin Since 1850. *Aquat Geochem* 28, 43–62. <https://doi.org/10.1007/s10498-022-09403-y>

Halofsky, J.E., Peterson, D.L., Harvey, B.J. 2020. Changing wildfire, changing forests: the effects of climate change on fire regimes and vegetation in the Pacific Northwest, USA. *Fire Ecology*. 16(1):4. <https://doi.org/10.1186/s42408-019-0062-8>.

Hanan, E.J., Ren, J., Tague, C.L., Kolden, C.A., Abatzoglou, J.T., Bart, R.R., Kennedy, M.C., Liu, M., Adam, J.C. 2021. How climate change and fire exclusion drive wildfire regimes at actionable scales. *Environ Res Lett*. 16(2):024051. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abd78e>.

Haug, G.H., Günther, D., Peterson, L.C., Sigman, D.M., Hughen, K.A., Aeschlimann, B. 2003. Climate and the Collapse of Maya Civilization. *Science*. 299(5613):1731–1735. <https://doi.org/10.1126/science.1080444>.

Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science*. 293(5533):1304–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>.

Higuera, P. 2009a. CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis.

He T, Lamont BB, Pausas JG. 2019. Fire as a key driver of Earth's biodiversity. *Biol Rev*. 94(6):1983–2010. doi:10.1111/brv.12544.

Higuera, P., Brubaker, L.B, Anderson, P.M., Hu, F.S., Brown, T.A. 2009b. Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. *Ecological Monographs*. 79(2):201–219. <https://doi.org/10.1890/07-2019.1>

Higuera, P., Gavin, D.G., Bartlein, P.J., Hallett, D.J. 2010. Peak detection in sediment - charcoal records: impacts of alternative data analysis methods on fire-history interpretations. *Int J Wildland Fire*. 19(8):996. <https://doi.org/10.1071/WF09134>.

Hodell, D.A., Curtis, J.H., Jones, G.A., Higuera-Gundy, A., Brenner, M., Binford, M.W., Dorsey, K.T. 1991. Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years. *Nature*. 352(6338):790–793. <https://doi.org/10.1038/352790a0>.

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T. 2001. Solar Forcing of Drought Frequency in the Maya Lowlands. *Science*. 292(5520):1367–1370. <https://doi.org/10.1126/science.1057759>.

Hodell, D.A., Brenner, M. y Curtis, J.H., 2005a. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). *Quaternary Science Reviews*, 24, pp.1413-1427, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.013>.

Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., Medina-González, R., Ildefonso-Chan Can, E., Albornaz-Pat, A., y Guilderson, T. P., 2005b. Climate change on the

Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research*, 63, pp.109-121.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.11.004>

Huang, W., Liu, X., González, G., Zou, X. 2019. Late Holocene fire history and charcoal decay in subtropical dry forests of Puerto Rico. *fire ecol.* 15(1):14.
<https://doi.org/10.1186/s42408-019-0033-0>.

Iglesias, V., Yospin, G.I, Whitlock, C. 2015. Reconstruction of fire regimes through integrated paleoecological proxy data and ecological modeling. *Front Plant Sci.* 5.
<https://doi.org/10.3389/fpls.2014.00785>.

International Union of Forest Research Organization. 2018. Global fire challenges in a warming world. Robinne F.N., Burns J., Kant P., de Groot B., Flannigan M.D., Kleine M., Wotton D.M (eds). Vienna Report No.: 32.

PCC IP on CC. 2007. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson. Cambridge UK: Cambridge University Press.

IPCC. 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Geneva, Switzerland: Intergovernmental Panel on Climate Change.

IPCC. 2021. Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Climate Change 2021, the physical science basis. Summary for policy makers. Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou.

Islebe Gerald. 1999. La paleoecológica: bases y aplicaciones. *Foresta Veracruzana*.1(47–50).

- Jolly, W.M., Cochrane, M.A., Freeborn, P.H., Holden, Z.A., Brown, T.J., Williamson, G.J., Bowman, D.M.J.S. 2015. Climate-induced variations in global wildfire danger from 1979 to 2013. *Nat Commun.* 6(1):7537. <https://doi.org/10.1038/ncomms8537>.
- Jones, P.D., Mann, M.E. 2004. Climate over past millennia: CLIMATE OVER PAST MILLENNIA. *Rev Geophys.* 42(2). <https://doi.org/10.1029/2003RG000143>.
- Koinig, K., Shotyk, W., Lotter, A., Ohlendorf, C., Sturm, M. 2003. 9000 Years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake - The role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology.* 30:307–320. <https://doi.org/10.1023/A:1026080712312>.
- League, B.L., Horn, S.P. 2000. A 10 000 Year Record of Páramo Fires in Costa Rica. *Journal of Tropical Ecology.* 16(5):747–752. <https://www.jstor.org/stable/3068684>.
- Leys, B.A., Griffin, D., Larson, E.R., McLauchlan, K.K. 2019. Century-Scale Fire Dynamics in a Savanna Ecosystem. *Fire.* 2(3):51. <https://doi.org/10.3390/fire2030051>.
- Littell, J.S., Peterson, D.L., Riley, K.L., Liu, Y., Luce, C.H. 2016. A review of the relationships between drought and forest fire in the United States. *Glob Change Biol.* 22(7):2353–2369. <https://doi.org/10.1111/gcb.13275>.
- Lotter, A.F. 2003. Multiproxy climate reconstruction. In: Anson Mackay, Rick Battarbee, John Birks, Frank Oldfield editors. *Global Change in the Holocene.* Cambridge University Press. p.373-383
- Mancini, M., Bamonte, F., Marcos, M., Sottile, G., Echeverría, M. 2018. Análisis y métodos paleoecológicos para la reconstrucción de comunidades de bosque y estepas de Patagonia, Argentina. *Peapa.* <https://doi.org/10.5710/PEAPA.11.07.2018.256>.
- Marlon, J.R., Bartlein, P.J., Gavin, D.G., Long, C.J., Anderson, R.S., Briles, C.E., Brown, K.J., Colombaroli, D., Hallett, D.J., Power, M.J., et al. 2012. Long-term perspective on wildfires in the western USA. *Proceedings of the National Academy of Sciences.* 109(9): E535–E543. <https://doi.org/10.1073/pnas.1112839109>.

Marlon JR, Bartlein PJ, Daniau A-L, Harrison SP, Maezumi SY, Power MJ, Tinner W, Vannière B. 2013. Global biomass burning: a synthesis and review of Holocene paleofire records and their controls. *Quaternary Science Reviews*. 65:5–25. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.11.029.

Marlon JR, Kelly R, Daniau A-L, Vannière B, Power MJ, Bartlein P, Higuera P, Blarquez O, Brewer S, Brücher T, et al. 2016. Reconstructions of biomass burning from sediment-charcoal records to improve data–model comparisons. *Biogeosciences*. 13(11):3225–3244. doi:10.5194/bg-13-3225-2016.

Marlon, J.R. 2020. What the past can say about the present and future of fire. *Quaternary Research*. 96:66–87. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.48>.

McLauchlan, K.K., Higuera, P.E., Miesel, J., Rogers, B.M., Schweitzer, J., Shuman, J.K., Tepley, A.J., Varner, J.M., Veblen, T.T., Adalsteinsson, S.A., et al. 2020. Fire as a fundamental ecological process: Research advances and frontiers. *Journal of Ecology*. 108(5):2047–2069. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.13403>.

Medina-Elizalde, M., Burns, S.J., Lea, D.W., Asmerom, Y., von Gunten, L., Polyak, V., Vuille, M., Karmalkar, A. 2010. High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth and Planetary Science Letters*. 298(1–2):255–262. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.08.016>.

Mendoza, B., Velasco Herrera, V.M., Jáuregui, E. 2006. A Study of Historical Droughts in Southeastern Mexico. *Journal of Climate*. 19 (12): 2916-2934, <https://doi.org/10.1175/JCLI3726.1>.

Mengist W, Soromessa T. 2019. Assessment of forest ecosystem service research trends and methodological approaches at global level: a meta-analysis. *Environmental Systems Research*. 8(1):22. doi:10.1186/s40068-019-0150-4.

Minckley, T.A., Shriver, R.K. 2011. Vegetation Responses to Changing Fire Regimes in a Rocky Mountain Forest. *fire ecol.* 7(2):66–80. <https://doi.org/10.4996/fireecology.0702066>.

Mooney, S.D., Tinner, W. 2011. The analysis of charcoal in peat and organic sediments. International Mire Conservation Group and International Peat Society. 7(9). <https://doi.org/10.19189/001c.128417>.

Morris, J.L., Mueller, J.R., Nurse, A., Long, C.J., McLauchlan, K.K. 2014. Holocene fire regimes, vegetation and biogeochemistry of an ecotone site in the Great Lakes Region of North America. Collins B, editor. *J Veg Sci.* 25(6):1450–1464. <https://doi.org/10.1111/jvs.12202>.

Mueller, S.E., Thode, A.E., Margolis, E.Q., Yocom, L.L., Young, J.D., Iniguez, J.M. 2020. Climate relationships with increasing wildfire in the southwestern US from 1984 to 2015. *Forest Ecology and Management.* 460:117861. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2019.117861>.

Mukherjee, S., Mishra, A., Trenberth, K.E. 2018. Climate Change and Drought: a Perspective on Drought Indices. *Curr Clim Change Rep.* 4(2):145–163. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0098-x>.

Mustaphi, C.J.C., Pisaric, M.F.J. 2014. A classification for macroscopic charcoal morphologies found in Holocene lacustrine sediments. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment.* 38(6):734–754. <https://doi.org/10.1177/0309133314548886>.

Nindel, S. 2017. Forest fire dynamics and carbon stocks in different ecological zones of Ghana. [Master thesis]: Technische Universität Dresden.Germany

Ottmar, R., Sandberg, D., Riccardi, C., Prichard, S. 2007. An overview of the Fuel Characteristic Classification System — Quantifying, classifying, and creating fuel beds for resource planningThis article is one of a selection of papers published in the Special Forum on the Fuel Characteristic Classification System. *Canadian*

Journal of Forest Research-revue Canadienne De Recherche Forestiere - CAN J FOREST RES. 37. <https://doi.org/10.1139/X07-077>.

Patterson, W.A.III, Edwards, K.J., Maguire, D.J.1987 Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. Quaternary Science Reviews, 6, 3–23.

Power, M.J., Bush, M., Behling, H., Horn, S., Mayle, F., Urrego,D. 2010. Paleofire activity in tropical America during the last 21 ka: A regional synthesis based on sedimentary charcoal. PAGES news. 18(2):73–75. <https://doi.org/10.22498/pages.18.2>.

Roberts, N. 2014. The holocene: an environmental history. Third edition. Wiley Blackwell.

Roy, P.D., Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A., Gutiérrez-Ayala, L.V. 2017. Late Holocene hydroclimate of the western Yucatan Peninsula (Mexico): LATE HOLOCENE Hydroclimate of the western Yucatan Peninsula. J Quaternary Sci. 32(8):1112–1120. <https://doi.org/10.1002/jqs.2988>.

Ruiz-Cordova, J.P., Lozano-García, S., Caballero, M., Figueroa-Range, B.L., Sosa-Nájera, S., Hernández-Vázquez, M.S. 2019. Historia de la vegetación, ambiente y evidencia de actividad humana de los últimos 6,000 años en el lago alpino La Luna, Nevado de Toluca. Revista Mexicana de Biodiversidad. 90(0). <https://doi.org/10.22201/ib.20078706e.2019.90.2996>.

SEMARNAT. 2022. Número de incendios forestales. [accessed 2022 Oct 28]. http://dgeiawf.semarnat.gob.mx:8080/ibi_apps/WFServlet?IBIF_ex=D3_RFOREST A05_01&IBIC_user=dgeia_mce&IBIC_pass=dgeia_mce&NOMBREENTIDAD=*&NOMBREANIO=*.

Schroeter, N., Toney, J.L., Lauterbach, S., Kalanke, J., Schwarz, A., Schouten, S., Gleixner, G. 2020. How to Deal with Multi-Proxy Data for Paleoenvironmental Reconstructions: Applications to a Holocene Lake Sediment Record from the Tian Shan, Central Asia. Front Earth Sci. 8:353. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00353>.

Schüpbach, S., Kirchgeorg, T., Colombaroli, D., Beffa, G., Radaelli, M., Kehrwald, N.M., Barbante, C. 2015. Combining charcoal sediment and molecular markers to infer a Holocene fire history in the Maya Lowlands of Petén, Guatemala. *Quaternary Science Reviews*. 115:123–131. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.004>.

Scott, A.C., Damblon, F. 2010. Charcoal: Taphonomy and significance in geology, botany and archaeology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 291(1–2):1–10. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.044>.

Tanner, B., Douglas, M., Greenberg, C., Chamberlin, J., Styers, D. 2018. A Macroscopic Charcoal and Multiproxy Record from Peat Recovered from Depression Marshes in Longleaf Pine Sandhills, Florida, USA. *Quaternary*. 1(3):25. <https://doi.org/10.3390/quat1030025>.

Torrescano-Valle, N., Islebe, G.A. 2006. Tropical forest and mangrove history from southeastern Mexico: a 5000 yr pollen record and implications for sea level rise. *Veget Hist Archaeobot*. 15(3):191–195. <https://doi.org/10.1007/s00334-005-0007-9>.

Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, S., Figueroa-Rangel, B.L., Ortega-Guerrero, B., Vázquez-Castro, G. 2012. Cambio ambiental y respuestas de la vegetación de los últimos 17,000 años en el centro de México: el registro del lago de Zirahuén. *Revista mexicana de ciencias geológicas*. 29(3):764–778.

Tyukavina Alexandra, Potapov Peter, Hansen Matthew , Pickens Amy, Stehman Stephen, Turubanova Svetlana, Parker Diana, Zalles Viviana, Lima Andre, Kommareddy Indrani, Song Xiao-Peng , Wang Lei, Harris Nancy. 2022. Global Trends of Forest Loss Due to Fire From 2001 to 2019. *Frontiers in Remote Sensing*. 3. 10.3389/frsen.2022.825190.

Urrutia-Jalabert R, González ME, González-Reyes Á, Lara A, Garreaud R. 2018. Climate variability and forest fires in central and south-central Chile. *Ecosphere*. 9(4). <https://doi.org/10.1002/ecs2.2171>.

WWF, World Wide Foundation. 2017. Forests ablaze Causes and effects of global forest fires. Alemania.

Walker, M., Head, M.J., Berkelhammer, M. Björck, S. et al. 2018: Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/ Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/ subseries. *Episodes* 41 (4), 213-223. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>.

Walsh MK, Whitlock C, Bartlein PJ. 2010. 1200 years of fire and vegetation history in the Willamette Valley, Oregon and Washington, reconstructed using high-resolution macroscopic charcoal and pollen analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 297(2):273–289. doi: 10.1016/j.palaeo.2010.08.007.

Walsh, M.K., Prufer, K.M., Culleton, B.J., Kennett, D.J. 2014. A late Holocene paleoenvironmental reconstruction from Agua Caliente, southern Belize, linked to regional climate variability and cultural change at the Maya polity of Uxbenká. *Quat res.* 82(1):38–50. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.01.013>.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., et al. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*. 27(19–20):1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>.

Whitlock, C., Larsen, C. 2001. Charcoal as a Fire Proxy. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M., Bradley, R.S., Alverson, K. (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research*, vol 3. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_5.

Whitlock, C. 2004. Forests, fires and climate. *Nature*. 432(7013):28–29. <https://doi.org/10.1038/432028a>.

Whitlock, C., Higuera, P.E., McWethy, D.B., Briles, C.E. 2010. Paleoecological Perspectives on Fire Ecology: Revisiting the Fire-Regime Concept. *TOECOLJ*. 3(2):6–23. <https://doi.org/10.2174/1874213001003020006>.

- Williams, A.P., Abatzoglou, J.T., Gershunov, A., Guzman-Morales, J., Bishop, D.A., Balch, J.K., Lettenmaier, D.P. 2019. Observed Impacts of Anthropogenic Climate Change on Wildfire in California. *Earth's Future*. 7(8):892–910. <https://doi.org/10.1029/2019EF001210>.
- van Wees, D., van der Werf, G.R., Randerson, J.T., Andela, N., Chen, Y. and Morton, D.C. 2021, The role of fire in global forest loss dynamics. *Glob Change Biol*, 27: 2377-2391. <https://doi.org/10.1111/gcb.15591>
- Wu, J., Porinchu, D.F. 2019. A high-resolution sedimentary charcoal- and geochemistry-based reconstruction of late Holocene fire regimes in the páramo of Chirripó National Park, Costa Rica. *Quat res*. 93:314–329. <https://doi.org/10.1017/qua.2019.64>.
- Wu, C., Venevsky, S., Sitch, S., Mercado, L.M., Huntingford, C., Staver, A.C. 2021. Historical and future global burned area with changing climate and human demography. *One Earth*. 4(4):517–530. <https://doi.org/10.1016/j.oneear.2021.03.002>.
- Xu, R., Yu, P., Abramson, M.J., Johnston, F.H., Samet, J.M., Bell, M.L., Haines, A., Ebi, K.L., Li, S., Guo, Y. 2020. Wildfires, Global Climate Change, and Human Health. *New England Journal of medicine*. 383 (22): 2173-2181.
- Yan, K., Wang, C., Mischke, S., Wang, J., Shen, L., Yu, X., Meng, L. 2021. Major and trace-element geochemistry of Late Cretaceous clastic rocks in the Jitai Basin, southeast China. *Sci Rep*. 11:13846. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-93125-8>.
- Zou, C., Mao, L., Tan, Z., Zhou, L., Liu, L. 2021. Geochemistry of major and trace elements in sediments from the Lubei Plain, China: Constraints for paleoclimate, paleosalinity, and paleoredox environment. *Journal of Asian Earth Sciences*: X. 6:100071. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2021>.