



INSTITUTO TECNOLÓGICO DE CHETUMAL

Reconstrucción paleoecológica de la franja de manglar Mahahual-Xcalak durante el Holoceno tardío.

Tesis para obtener el Grado de:
Maestra en Manejo de Zona Costera

Presenta:
Biól. Chloe Brynie Ulanie Rosas

Directora:
Dra. Alicia Carrillo Bastos

Chetumal, Quintana Roo, México,
Octubre de 2018



Chetumal, Q. Roo., 25 de septiembre 2018.

ASUNTO: Autorización de impresión.

C. CHLOE BRYNIE ULANIE ROSAS

De acuerdo a las Disposiciones para la Operación de Estudios de Posgrado del Tecnológico Nacional de México, dependiente de la Secretaría de Educación Pública, y habiendo cumplido con todas las indicaciones que el comité tutorial le hizo con respecto a su tesis titulada:

“REECONSTRUCCIÓN PALEOLÓGICA DE LA FRANJA DE MANGLAR MAHAHUAL-XCALAK DURANTE EL HOLOCENO TARDÍO”

La División a mi cargo le concede la autorización para que proceda a la impresión de la misma.

ATENTAMENTE
“Cultura Ciencia y Tecnología para la superación de México”

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

R

SECRETARÍA DE
EDUCACIÓN PÚBLICA
INSTITUTO TECNOLÓGICO
DE CHETUMAL
DIVISIÓN DE ESTUDIOS
POSGRADO E INVESTIGACIÓN

C. c.p. Departamento de Servicios Escolares.
C. c.p. Minutario.
ACB/gaby



Av. Insurgentes No. 330, Esq. Andrés Quintana Roo, Colonia David Gustavo Gutiérrez, Apdo.
Postal 267, C.P. 77013 Chetumal Quintana Roo México, Tel. (983) 8322330 y 8321019
Ext. 101

www.itchetumal.edu.mx



COMPAÑÍA
ISO 9001:2008
RIS 14001:2004
CERTIFICADA



TECNOLÓGICO NACIONAL DE MÉXICO

Instituto Tecnológico de Chetumal

SECCION: DIV. EST. POSGRADO
OFICIO No. W-299/2018

Chetumal, Q. Roo., 25 de septiembre 2018.

ASUNTO: Nombramiento del Jurados.

C.C. INTEGRANTES DEL JURADO:

PRESIDENTE:	Dra. Alicia Carrillo Bastos Cédula de grado: 10148545
SECRETARIO:	Dra. Carmen Amelia Villegas Sánchez Cédula de grado: 08802457
VOCAL:	Dr. Leopoldo Querubín Cutz Pool Cédula de grado: 7289631
VOCAL SUPLENTE:	M. en C. Alejandro Medina Quej Cédula de grado: 7228466

Por este medio les informo que el Examen de Grado, del (a) C. **Chloe Brynie Ulanie Rosas** con número de control **M11390694**, egresado(a) del Instituto Tecnológico de Chetumal, del programa de Maestría en Manejo de Zona Costera, se realizará el día **viernes 5 de octubre de 2018 a las 12:00 hrs.**, en la sala de Titulación de este Instituto por lo que se pide su puntual asistencia.

ATENTAMENTE
"Cultura Ciencia y Tecnología para la superación de México"

Dra. Alicia Carrillo Bastos
Jefa de la División de Estudios de Posgrado e Investigación



- C.c.p. Departamento de Servicios Escolares.
- C.c.p. Departamento Académico.
- C.c.p. Departamento de Recursos Financieros.
- C.c.p. Alumno.
- C.c.p. Coordinación.
- C.c.p. Minutario.

ACB/Gaby

SECRETARÍA DE EDUCACIÓN PÚBLICA
INSTITUTO TECNOLÓGICO DE CHETUMAL
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO E INVESTIGACIÓN



Av. Insurgentes No. 330, Esq. Andrés Quintana Roo, Colonia David Gustavo Gutiérrez, Apdo. Postal 267, C.P.77013 Chetumal Quintana Roo México, Tel. (983) 8322330 y 8321019
Ext. 101

www.itchetumal.edu.mx



*A Dariel, Dahlia y la familia Correa,
Que me brindan su amor, apoyo incondicional y me motivan.*

AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Tecnológico de Chetumal por permitirme el ingreso al posgrado y proporcionarme las herramientas para mi formación.

Agradezco a mi directora de tesis la Dra. Alicia Carillo Bastos por su generosidad al brindarme la oportunidad de recurrir a su capacidad y experiencia científica, así como su tiempo, paciencia y apoyo a lo largo de mi tesis.

Al Dr. Leopoldo Querubín Cutz Pool y la Dra. Carmen Amelia Villegas Sánchez por su tiempo en la revisión del manuscrito, apreciables ideas y observaciones para mejorar este proyecto.

Al Maestro Héctor Ortiz por su valiosa amistad, apoyo y motivación a lo largo del posgrado.
Gracias Profe.

A Dariel por su amor, comprensión, apoyo y ser un pilar fundamental en todo momento.

A Dahlia por apoyarme a cumplir mis sueños, por el amor y creer en mí.

A la familia Correa por el cariño, amor y apoyo incondicional. Gracias Familia!

Por ultimo quiero agradecer a todos aquellos que no se encuentran en esta página pero que directa e indirectamente formaron parte de esta etapa de mi formación académica.

INDICE

	Página
RESUMEN	1
I INTRODUCCION	2
II ANTECEDENTES	7
III Objetivos	11
3.1 Objetivo General.....	11
3.2 Objetivos Específicos	11
IV MÉTODO	12
4.1 Área de estudio	12
4.2 Método	15
4.2.1 Colecta de la muestra.....	15
4.2.2 Cronología y Estratigrafía.....	15
4.3 Análisis de polen.....	16
4.3.1 Tratamiento de las muestras	16
4.3.2 Conteo y análisis de datos.....	16
4.4 Análisis de TOC (productividad).....	17
4.5 Análisis de TIC y geoquímica	17
V RESULTADOS	19
5.1 Cronología y Estratigrafía.....	19
5.2 Composición de la vegetación	21
5.3 Productividad	26
5.4 Condiciones ambientales	28
VI DISCUSIÓN	34
6.1 Interpretación de los proxies.....	34

6.2 Reconstrucción ambiental.....	41
VII CONCLUSIONES.....	54
VIII ABREVIACIONES	56
IX LITERATURA CONSULTADA	57

RESUMEN:

En este estudio se presenta la reconstrucción de la historia de la vegetación, productividad histórica y las condiciones del medio físico de la laguna Cementerio, Xcalak Quintana Roo durante el Holoceno tardío, inferida mediante el análisis del polen fósil, TOC, TIC y análisis geoquímicos obtenidos de los sedimentos. El inicio del Holoceno tardío se presentaron condiciones húmedas, la vegetación dominante era la selva compuesta principalmente por elementos de Moraceae, Fabaceae, Euphorbiaceae, Rubiaceae y *Bursera simaruba*. Los cambios registrados en la vegetación durante el Holoceno tardío muestran una respuesta a la dinámica hidrológica de la zona. Se logró determinar que la productividad histórica en la laguna Cementerio está relacionada con la cantidad de precipitación, ya que esto provoca aumentos en la cobertura vegetal y por lo tanto aumenta el material orgánico que se descompone e incorpora a los suelos. Por otra parte, el primer y único registro de *Zea mays* alrededor de 560 d.c (1390 cal AP) permitió identificar la presencia de actividades agrícolas cerca de la zona durante el Clásico. Durante ese mismo tiempo se registró la mayor reducción de la selva y amplitud de sabana lo cual permitió el depósito de *Pinus sp.* Se observa la presión simultánea de ambos factores sobre la selva, dando como resultado la reducción de la cobertura vegetal. El colapso de la cultura maya se registró en el 700 cal AP, periodo en el cual se registra como una de las sequías más intensas de todo el sondeo. El colapso de la cultura maya alrededor de 700 cal AP permitió la posterior recuperación de la cobertura vegetal y se observa que a partir de este evento la selva se recupera de manera continua hasta el final del sondeo. El presente estudio es un registro que aporta nuevas evidencias sobre los cambios en la laguna Cementerio, Xcalak durante los últimos 2,800 años, zona que ha sido poco estudiada desde el punto de vista paleoambiental.

I INTRODUCCIÓN:

Las comunidades vegetales son asociaciones temporales de plantas que determinan la identidad de un ecosistema (Islebe y Sánchez 2001). En particular la vegetación de manglar conforma el paisaje costero de las zonas tropicales del planeta y es una formación en la que predominan distintas especies de árboles denominados mangles. Los mangles cuentan con adaptaciones que les permiten resistir regímenes cambiantes de inundación y salinidad, debido a que se establecen en la zona de transición entre el ambiente marino y terrestre (CONABIO 2009; Díaz Gaxiola 2011). Por su ubicación cerca del mar, su desarrollo se ve influenciado por factores como el clima, cambios en el nivel del mar por su cercanía a la línea de costa, disturbios naturales (huracanes), actividades humanas, entre otros (Yáñez Arancibia *et al.* 2014).

Las zonas de manglar constituyen un soporte indispensable para la biodiversidad tanto marina como terrestre, principalmente por su complejidad estructural que da refugio a una multitud de organismos marinos en estadios juveniles que pasan una parte de su vida en estos hábitats, donde encuentran la protección y abundante alimento que les garantiza un rápido crecimiento y una subsistencia más exitosa (Hutchinson *et al.* 2014; Moreno Casasola e Infante Mata 2016). Además de representar una zona de crianza, los manglares contribuyen, a través de la hojarasca, con cantidades importantes de materia orgánica a la cadena trófica del detritus, de la cual se alimentan diversos organismos y sistemas béticos adyacentes (Kathiresan 2005; Flores-Verdugo 2007; Hutchinson *et al.* 2014). Debido a esto, los manglares representan un eslabón importante en los sistemas tropicales y su influencia se extiende más allá de la línea de costa (De Jesús Navarrete y Olivera Rivera 2002).

Por la importancia que la zona de manglar representa y la alta vulnerabilidad en la que se encuentra, debido a los asentamientos humanos que se desarrollan en zonas costeras de alto valor económico, las especies de mangle han sido decretadas como especies sujetas a protección especial (NOM 059 SEMARNAT-2010) (PROFEPA 2014). A partir de este decreto, especialmente en Quintana Roo, los estudios entorno al ecosistema de manglar han despertado mayor interés en la comunidad científica y se han realizado estudios tratando de entender la dinámica del ecosistema. Algunos de los procesos que se han estudiado son: sucesión ecológica (Ball 1980; Carillo Bastos *et al.* 2008; Cunha-Lignon *et al.* 2009), tiempo de recuperación (Imbert *et al.* 2000; Cahoon *et al.* 2002; Hensel y Proffitt 2002), reforestación (Flores Verdugo *et al.* 1999; Pardo Benítez 2007), productividad (De Jesús Navarrete y Olivera Rivera 2002; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Valle Martínez 2015) y cambio de cobertura (Hirales Cota *et al.* 2010; Moreno Ruiz 2013), entre otros. Aunado con los estudios para entender la dinámica del manglar, de igual manera se han llevado a cabo estudios para conocer la diversidad de mesofauna y macrofauna presente en los manglares (Castaño Meneses 2012; García Gómez *et al.* 2014).

En el entendimiento de la dinámica de los ecosistemas de manglar, el cambio en la composición taxonómica ha sido poco estudiado, principalmente en escalas temporales largas (miles de años). Una estrategia para desarrollar este tipo de estudios es a través de la paleoecología, la cual permite reconstruir la historia de la vegetación de un sitio mediante el estudio de secuencias sedimentarias, analizando la fluctuación en la composición taxonómica de la vegetación (Valle Martínez 2015) y mediante el análisis del polen fósil acumulado en los cuerpos lacustres (Islebe 1999; Watson *et al.* 2010). Los ecosistemas lacustres son sitios apropiados para realizar estudios paleoecológicos debido a la capacidad de captación y almacenamiento de diversos indicadores

indirectos del ambiente, llamados proxies (Leyden 2002). En estos cuerpos de agua ocurre un proceso de sedimentación en condiciones anaeróbicas, lo que propicia la conservación y fosilización de registros orgánicos como el polen (Islebe 1999; Watson *et al.* 2010). La estructura y composición química del polen le permite conservarse sin alteración en depósitos de sedimentos durante miles o millones de años. La evidencia obtenida a partir del estudio del polen fósil permite reconstruir con gran precisión la sucesión de comunidades vegetales a través del tiempo (Gutiérrez-Ayala 2011). En el laboratorio, mediante tratamiento químico y físico, se obtiene el polen, lo cual permite identificar los granos mediante microscopía observando las características morfológicas de la exina. La producción de polen varía de acuerdo a cada especie, su presencia y cantidad es un indicador del tipo de clima que prevalece en la zona de estudio (Islebe 1999; Aragón Moreno 2011); esta forma se obtiene una imagen muy cercana a la vegetación que existió en un sitio y tiempo determinado (Aragón Moreno 2011). Así, el estudio de las especies vegetales en términos de su abundancia y composición permite reconstruir los paleoambientes a los cuales estuvieron asociados (Gutiérrez Ayala 2011).

Los estudios paleoambientales brindan la oportunidad de conocer las condiciones que existían en el pasado, marcan el desarrollo temporal de los ambientes y permiten interpretar las condiciones actuales (Carillo Bastos 2013). En la Península de Yucatán se han llevado a cabo diversos estudios paleoambientales, donde se han utilizado diferentes proxies como el polen fósil que se encuentra depositado en los cuerpos de aguas y zonas inundables como el manglar (Islebe y Sánchez 2002; Torrescano e Islebe 2006; Torrescano 2007; Wooller *et al.* 2007; Monancii *et al.* 2011 Aragón Moreno *et. al* 2012; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Carillo *et al.* 2013). Sin embargo, en la mayoría se ha utilizado únicamente el polen fósil como indicador limitando la posibilidad de estudiar otros aspectos del ecosistema.

Otro atributo importante de los ecosistemas de manglar es la productividad, en la mayor parte de los estudios, ha sido analizada como la tasa de producción de hojarasca (partes vegetales que se desprenden de los árboles o arbustos), y es medida en escalas temporales cortas, principalmente en ciclos anuales (Vázquez Castro *et al.* 2008). La productividad es un parámetro fundamental en todos los ecosistemas costeros, jugando un papel esencial en el entendimiento de la dinámica ecológica y en el ciclo del carbono. Además, la productividad histórica refleja el estado del ecosistema a lo largo de una escala amplia y permite ver patrones que han llevado a la conformación actual del ecosistema. Asimismo, es posible inferir cambios en el régimen de precipitación, lo cual nos ayuda a reconstruir el medio ambiente ya que autores como Xiao *et al.* (2006) relacionan directamente los porcentajes de carbón orgánico total (TOC, por sus siglas en inglés) (productividad) como indicador de cambios en la precipitación. A pesar de la relevancia que la productividad representa en el ecosistema, existen muy pocos estudios que se enfoquen al análisis histórico de ésta en los manglares (Gutiérrez Ayala 2011; Valle Martínez 2015).

Conjuntamente con el análisis de la composición taxonómica y los cambios en la productividad, es importante estudiar el ambiente en el que se desarrollan las comunidades (Vázquez castro *et al.* 2008; Sosa Nájera *et al.* 2010). Para esto se utiliza una gran variedad de proxies climáticos, que representan líneas de evidencia en la reconstrucción de ambientes del pasado, permitiéndonos tener una perspectiva tanto local como regional e incluso global. Los estudios multiproxy representan una herramienta útil para conocer la mayor parte de los procesos que intervinieron en la conformación de un ecosistema. Entre los principales proxies que se utilizan en conjunto con el polen fósil están las partículas de carbono, isotopos estables, cantidad de carbono orgánico e inorgánico (TIC-TOC), microfósiles como foraminíferos, diatomeas, moluscos y elementos traza (Islebe 1999; Lotter 2003). Estos últimos además de proporcionar

información sobre condiciones climáticas permiten inferir ambientes de depositación (Roy *et al.* 2017).

La Península de Yucatán representa una de las 11 provincias fisiográficas del territorio Mexicano, la bordean las aguas del Golfo de México por el occidente y norte, y el mar caribe por el oriente (Vidal Zepeda 2005). La Península es muy diversa en paisajes y playas por su ubicación cercana al mar Caribe. La vegetación dominante para algunas regiones de la Península de Yucatán como la laguna Cementerio, Xcalak es el manglar (Hirales Cota *et al.* 2010). A pesar de su importancia como ecosistema, los estudios en la zona del manglar, enfocados al entendimiento de la dinámica en largos periodos, son escasos. Esto limita el entendimiento de las causas y dinámica que constituyen su conformación actual. Además, los ecosistemas de manglar son extraordinariamente vulnerables a los efectos negativos del cambio climático debido principalmente al incremento en el nivel del mar, el impacto de huracanes, la alteración de los ciclos biogeoquímicos e hidrológicos incluyendo el intensivo cambio de uso del suelo (Valle Martínez 2015).

Por lo anterior, el objetivo del presente estudio fue reconstruir temporalmente la historia de los cambios en la composición y productividad de la vegetación de la franja de manglar Xcalak-Mahahual, así como los cambios en el clima y sus efectos en la dinámica de la vegetación durante el Holoceno tardío (últimos 3,000 años). Para esto se utilizaron datos palinológicos como indicador de vegetación, TOC como evidencia de productividad y elementos traza como proxies climáticos en los sedimentos de la laguna Cementerio ubicada en Xcalak, Quintana Roo

II ANTECEDENTES:

Actualmente integrar una perspectiva a largo plazo sobre los cambios ambientales ha adquirido gran interés debido a la variabilidad natural del clima y como éste ha provocado cambios en los ecosistemas. Los estudios paleoecológicos permiten conocer los procesos de sucesión de especies y recambio de taxones como respuesta de la vegetación a diversas presiones. En la Península de Yucatán se han realizado estudios paleoambientales durante los últimos años con el fin de explicar las interacciones complejas entre el clima y el ambiente.

Estudios recientes de alta resolución en ecosistemas de manglares, basados en proxy paleoecológicos que reconstruyen la vegetación, sugieren que ésta ha cambiado a lo largo del tiempo y no ha permanecido estática (Islebe y Sánchez 2002; Torrescano e Islebe 2006; Torrescano 2007; Aragón Moreno *et al.* 2012; Torrescano Valle e Islebe 2012). De los trabajos realizados en la zona podemos destacar el de Torrescano e Islebe (2006), en el que demostraron que el ecosistema de manglar se desarrolló a principios del Holoceno medio y el establecimiento de la línea de costa ocurrió alrededor de 3,800 años AP. Asimismo, los autores observaron que alrededor de 6000-4000 años AP el nivel del mar incrementó entre 2-3 metros, lo cual nos demuestra que tan inestable ha sido la dinámica de la línea de costa durante este periodo. Islebe y Sánchez (2002) describen cambios en la composición en el sistema de manglar para la zona de Puerto Morelos durante los últimos 2,500 años. Los autores sugieren que los cambios en la composición de las especies posiblemente sucedieron como consecuencia de las variaciones en el

nivel del mar. Además, evidenciaron a través de cambios en la vegetación condiciones secas hace 1,500 cal AP (calibrado Antes del Presente- antes de 1950).

Por otra parte, Aragón Moreno *et al.* (2012) evidenciaron, mediante el uso de la paleoecología, que en el margen norte de la Península (Ría Lagartos) alrededor de 3,780- 3,450 cal AP la vegetación de manglar era dominante como respuesta a un periodo de relativa humedad, seguido de una sequía (3,450 y 1,700 cal AP) con una fase húmeda dentro de ésta. La sequía más severa se registró alrededor de 950 cal AP lo cual coincide con el colapso de la cultura maya, durante este tiempo la vegetación se redujo, se registran altos porcentajes de Asteraceae y aumentaron los valores de *C. erectus* (<20%) y desaparece *R. mangle* abruptamente.

En otro estudio dentro de la península de Yucatán se demostró que la vegetación de manglar responde a mecanismos climáticos que operan en escalas globales como el Fenómeno del Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y la variación en la posición de la Zona Tropical de Interconvergencia (ITCZ). El fenómeno de El Niño – Oscilación del Sur (ENOS), es la anomalía cálida entre el acoplamiento de la atmósfera y el océano Pacífico tropical (Bravo Cabrera *et al.* 2017). Por otra parte, la zona de convergencia intertropical (ITCZ) es el conjunto de celdas atmosféricas causantes del clima húmedo en el planeta, en México tiene mucha influencia en los distintos climas presentes (Valle Martínez 2012; Haug *et al.* 2001). Aragón Moreno *et al.* (2018a), en un registro de Rio Hondo (Quintana Roo), lograron identificar mediante cambios en la composición del manglar tres eventos de sequía en 5200, 4200 y 2600 cal AP, los cuales responden a eventos climáticos globales. El periodo más seco se observó alrededor de 2,600 cal AP, en el cual se observó un aumento *C. erectus* y una disminución significativa en la cobertura de la vegetación. Este evento de sequía coincide con una intensa actividad del ENSO y una migración de la ITCZ hacia el sur. En otro estudio llevado a cabo por

Aragón Moreno *et al.* (2018b), mediante un análisis de correlación, los autores lograron establecer una relación entre la presencia de *C. erectus*, ENSO e ITCZ. Además, se logró establecer una correlación positiva entre *Rhizophora mangle* y la posición de la ITCZ.

Existen otros trabajos que a pesar de no haberse llevado a cabo cerca del área de estudio permiten hacer comparaciones e inferencias regionales, con lo cual se tiene una mejor perspectiva y es posible comprender si las respuestas de la vegetación están relacionadas con eventos climáticos locales, regionales o globales (Leyden 1987; Leyden *et al.* 1993; Islebe *et al.* 1996; Curtis *et al.* 1998; Haug *et al.* 2001; Wooller *et al.* 2004, 2007; Mueller *et al.* 2009; Monacii *et al.* 2011). Por ejemplo, el estudio de polen llevado a cabo por Monacii *et al.* (2011) no concuerda con las señales reportadas en el Palmar, Quintana Roo (Torrescano Valle e Islebe 2006), en un ecosistema de manglar similar y geográficamente cercano, lo que nos podría sugerir que el forzamiento climático no fue similar en ambos lugares, y que por lo tanto el clima actuó a nivel local.

En cuanto a la productividad, una de las pocas investigaciones es la realizada por Gutiérrez Ayala *et al.* (2012) en la Reserva de la Biosfera de Los Petenes (RBLP), en la cual logró reconstruir por medio de TIC-TOC la productividad histórica, determinando un promedio de 23% para los últimos 4,000 años. La curva de la productividad mostró un comportamiento de alta variabilidad el cual está relacionado con la cobertura vegetal.

Con relación a la historia climática en zonas de manglar se cuenta con escasas referencias para la región. Sin embargo, existen trabajos realizados en diversos sitios de la Península (Curtis *et al.* 1996; Leyden *et al.* 1998; Hodell *et al.* 2005; Torrescano Valle 2007; Carillo Bastos *et al.* 2010; Medina Elizalde *et al.* 2010a; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Carillo Bastos 2013; Roy *et al.* 2017) en los cuales se ha detectado una alta variabilidad climática, fases de sequías y humedad. Los

trabajos de los Lagos Coba (Leyden *et al.* 1998) y el lago Chichancanab (Hodell *et al.* 2005) son reconstrucciones multiproxy las cuales evidencian cambios registrados en la región Este y centro de la Península. En particular en el lago Chichancanab (Hodell *et al.* 2005) se observan dos eventos de condiciones de sequías entre 770 y 1100 AD con un periodo alterno de humedad entre las fases seca.

Por último, se han realizado investigaciones sobre el cambio climático, basados en estudios de las concentraciones de elementos traza, en los cuales destacan los realizados en la Reserva de la Biosfera Los Petenes (RBLP) (Roy *et al.* 2017) y el realizado en la cuenca del carriaco en Venezuela (Haug *et al.* 2001; 2003). En este último las concentraciones de Ti estuvieron positivamente correlacionadas a la precipitación y evidencian de acuerdo a las concentraciones de Ti la posición de la ITCZ. Roy *et al.* (2017) en RBLP lograron identificar tres sequías importantes para la parte noroeste de la Península de Yucatan. Al comparar los resultados de ese estudio con otros estudios proxies (Curtis *et al.* 1996; Hodell *et al.* 2005; Medina Elizalde *et al.* 2010; Carillo Bastos *et al.* 2010; Aragón *et al.* 2012) llevados a cabo en la Península de Yucatán los autores lograron identificar que de las tres sequias identificadas por los autores (Roy *et al.* 2017) únicamente una de las sequías coincide con los otros trabajos realizados en la Península y se observó que las condiciones fueron áridas para la Península alrededor de 1100-825 cal AP.

III OBJETIVOS:

3.1 Objetivo general:

- Reconstruir la dinámica natural de la franja de manglar Mahahual-Xcalak ocurridas en el Holoceno tardío.

3.2 Objetivos específicos:

- Identificar los cambios en la composición taxonómica de la vegetación de manglar a lo largo del Holoceno tardío por medio del polen fósil.
- Determinar la historia de la productividad del manglar durante el Holoceno tardío mediante TIC-TOC.
- Reconstrucción del medio físico a través del análisis geoquímico de los sedimentos del manglar durante el Holoceno tardío.

IV METODOLOGÍA:

4.1 Área de estudio

La península de Yucatán representa una de las 11 provincias fisiográficas del territorio mexicano (Carrillo Bastos 2008), y está conformada por una plataforma de estratos de rocas carbonatadas (calizas, areniscas y evaporitas) de secuencias que van del Paleógeno en la región interior al Cuaternario en la línea de costa norte y este (Gutiérrez Ayala 2011). El área de estudio se encuentra en la parte sureste de la Península de Yucatán y dentro del Área Natural Protegida Parque Nacional Arrecifes de Xcalak (CONANP 2004). La laguna Cementerio se encuentra ubicado en Xcalak localizado al sur del estado de Quintana Roo, en el municipio de Othón P. Blanco y se localiza entre las coordenadas 18°15'-18°45' N y 87°40'-87°55'O (Fig. 1) (Hirales Cota *et al.* 2010). El clima del área es sub-húmedo con régimen de lluvias de verano y muy cálido, con una temperatura media anual mayor a 26°C, donde la variación espacial en la península es poco marcada y no hay diferencias mayores a 1°C (Vidal Zepeda 2005), con máxima de 35°C y mínima de 14°C; presenta una precipitación media anual de 1200 a 1500mm ((Koppen, modificado por García 1973). Por su localización dominan durante todo el año sobre la región los vientos alisos, con una fuerte componente del este, predominando la dirección este-sureste. Los vientos dominantes provienen del sureste en los meses de febrero a mayo y de junio a octubre del este con velocidades de 2 a 4 m/seg (Vidal Zepeda 2005).

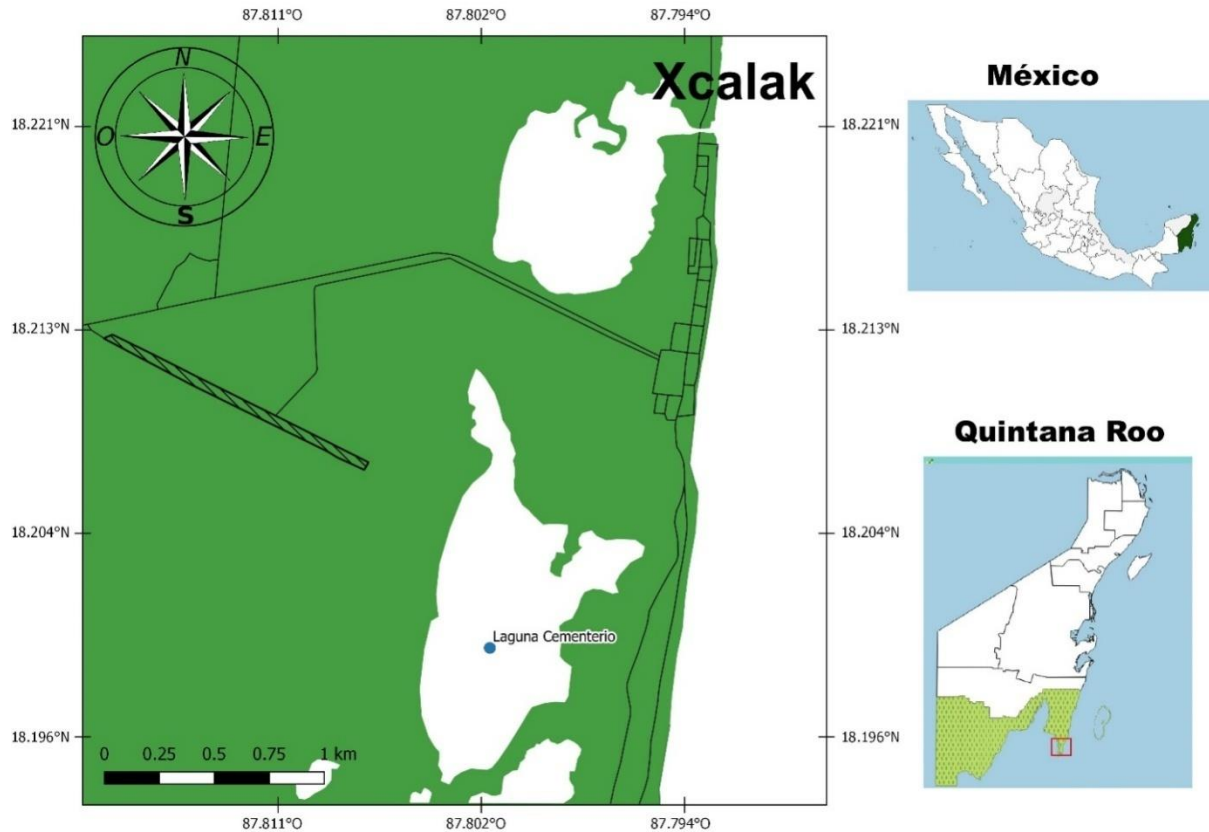


Figura 1. Mapa del área de estudio en donde se muestra la Laguna Cementerio, sitios del cual se extrajeron las muestras

La probabilidad del desarrollo de huracanes y tormentas tropicales es elevada durante el verano, con mayor frecuencia en el mes de septiembre. Las mareas no presentan una variación espacial fuerte a escala regional, el régimen de mareas es mixto semidiurno por lo que se presentan diariamente dos pleamares y dos bajamares (Diario Oficial 2004).

La franja de Xcalak-Mahahual en la costa presenta una playa angosta y un humedal compuesto de manglares, con dominancia local de *Rhizophora mangle*, el cual se extiende a lo largo de la costa caribeña de México (Bastida Zavala *et al.* 2000). Dentro de la vegetación halófila también

está la presencia de especies arbóreas de entre 8 y 12 m de altura como *Cocos nucifera*, *Piscidia piscipula* y *Thrinax radiata*, *Coccoloba uvifera*, *Pouteria campechiana* y *Metopium brownei* en la cercanía con el manglar con tres especies dominantes (*Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans* y *Conocarpus erectus*) (CONANP 2004). De acuerdo con la clasificación de Lugo y Sneaker (1974) (citado por Hiraes Cota *et al.* 2010) los tipos de manglar encontrados en la zona son manglar enano, ribereño, de franja, de cuenca y de isla.

4.2 MÉTODO

El método del presente trabajo se divide en tres secciones: la composición taxonómica de la vegetación de mangle a lo largo del Holoceno tardío por medio del polen fósil, la historia de la productividad por medio de TOC y la reconstrucción del medio físico en el ecosistema de manglar por medio de análisis de TIC y geoquímica (floreescencia) durante el Holoceno tardío.

4.2.1 Colecta de la muestra

En septiembre de 2018 en la Laguna Cementerio mediante un sondeador tipo ruso se colectó un sondeo de sedimento fósil dentro del manglar, el cual alcanzo una profundidad de 150 cm. Se utilizó una sonda de interface agua-sedimento, diseñada para perforar el sedimento y extraer núcleos semicilíndricos de 50 cm de largo sin comprimir (Carillo Bastos 2008; Gutiérrez-Ayala 2011). Cada submuestra de 50 cm fue cuidadosamente empaquetada y etiquetada en campo y se transportaron al laboratorio de Zoología del Instituto Tecnológico de Chetumal, donde se procesaron y se prepararon para la el establecimiento de la cronología, obtención del polen fósil, medición de la productividad y análisis geoquímico.

4.2.2 Cronología y Estratigrafía

Para la datación de sedimentos se tomó una muestra de 1 cm³, a la profundidad de 143 cm. La muestra fue enviada al laboratorio de BETA ANALYTIC ubicado en Miami, Florida, donde fue procesada mediante la técnica de espectrometría por aceleración de masa utilizando como fechador el C14. La fecha que se obtuvo fue calibrada con el programa CALIB 7.0.4 por medio de la curva de calibración INTCAL13 (Stuvier y Reimer 2017). Tras la calibración se construyeron modelos (edad-profundidad) para estimar la edad más probable a la profundidad de 143 cm. Posteriormente, con la fecha se realizó una regresión lineal, utilizando como segundo

punto la profundidad 0cm como la edad reciente (-68 cal AP) para calcular las edades a lo largo de toda la columna de sedimento. Para la caracterización de los sedimentos se tomaron en cuenta propiedades tales como: color, textura, contenido de materia orgánica (por la presencia de hojas, ramas etc.) y contenido de carbonatos (durante el procesamiento con ácido), todo esto de forma cualitativa.

4.3 Análisis de Polen

4.3.1 Tratamiento de las muestras

Para la extracción del polen fósil se tomaron muestras de sedimento de 1cm³ a intervalos de 3 cm y se seleccionaron las profundidades en las que se analizaron las muestras de polen. En total se analizaron 16 muestras de polen fósil y cada muestra se procesó mediante técnica de extracción convencional (Carillo Bastos 2008; Gutiérrez Ayala 2011; Aragón Moreno 2011). Se utilizó KOH al 10% para romper sedimentos y eliminar ácidos húmicos, y se calentó la muestra a baño maría hasta llegar a punto de ebullición seguidos de una etapa de filtrado con una fina malla. Posteriormente, se agregó HCL al 10% el cual elimina carbonatos. Finalmente, se realizó acetólisis para degradar el tejido orgánico, seguida de la fijación en laminillas utilizando el medio de montaje Entellan.

4.3.2 Conteo y análisis de datos

El conteo de polen se realizó a través de microscopía óptica con el objetivo de 40X y 100X, hasta alcanzar un conteo mínimo de 100 granos de polen por profundidad (Gutiérrez Ayala 2011; Aragón Moreno 2012; Carillo Bastos 2013) excluyendo las esporas de hongo y especies acuáticas en la suma de polen. De igual manera, se tomó en cuenta la presencia de foraminíferos en las muestras. La identificación de polen se realizó a nivel taxonómico de familia y en algunos

casos, donde fue posible, a nivel género y especie, todo esto con la ayuda de las claves desarrolladas por Palacios Chávez *et al.* (1991) y Lozano y Martínez (1990). Los taxones fueron separados por grupos ecológico en: manglar, selva y disturbio. Los grupos ecológicos fueron determinados de acuerdo a la información recabada en los diversos estudios florísticos, de lluvia de polen y estudios paleoecológicos (Palacio Chávez *et al.* 1991; SEMARNAT 1996; Banfi y Quattrocchi 1997; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Valle Martínez 2015) los taxones se clasifican al tipo de vegetación (manglar, selva y disturbio) con base a los requerimientos ecológicos (hábitat) que se conoce actualmente de las especies y familias. Los datos obtenidos se integraron en un diagrama de polen mediante el programa TILIA (Grimm 2015). Las zonas polínicas se definieron con un análisis de similitud con el uso de la herramienta CONISS, el cual viene incluido en el paquete del programa TILIA.

4.4 Análisis de TOC (productividad)

El análisis de Carbono Orgánico Total (TOC) se llevó a cabo en 58 muestras a intervalos de 2 cm. Las muestras fueron secadas a 50°C durante 24 horas y finalmente maceradas utilizando un mortero de Ágata. La medición se realizó en el equipo Thermo Scientific Hiper TOC S.A en 10 mg de cada muestra (profundidad). La medida de TOC resultó de la diferencia del carbono total (CT) y el TIC. El equipo calculó el CT por medio del CO₂ liberado como resultado de la combustión total de las muestras a 950°C (Schumacher 2002).

4.5 Análisis de TIC y geoquímica

Para el análisis de Carbón Inorgánico Total (TIC), se llevó a cabo en 58 muestras a los mismos intervalos que TOC. La medición se realizó en el equipo Thermo Scientific Hiper TOC S.A en 10 mg de cada muestra (profundidad). El TIC se calcula por medio del CO₂ liberado a partir de

la acidificación de la muestra con ácido fosfórico (H_3PO_4) al 10%, el cual reaccionó con el carbono inorgánico. El contenido de carbonato de calcio fue obtenido a partir del carbono inorgánico total (TIC) mediante la siguiente fórmula: $\%CaCO_3 = \%TIC \times 8.33$ (Knies *et al.* 2003; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Roy *et al.* 2017).

Las concentraciones de Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca y K fueron medidas en 58 muestras, a los mismos intervalos que TOC y TIC, utilizando el equipo Thermoscientific Niton XL3t X-ray fluorescence (XRF) analyzer. La medición para el análisis de TOC (productividad), TIC y geoquímica se realizó en el laboratorio de paleoambiente del departamento de Geología de la Universidad Autónoma Nacional de México (UNAM) con los equipos mencionados anteriormente. Los resultados fueron expresados en porcentajes y graficados en el programa Origin.

V RESULTADOS:

5.1 Cronología y Estratigrafía

La edad radiocarbono que se obtuvo en el presente estudio fue de 2670 \pm 30 AP (Antes del Presente). Con la calibración y regresión se obtuvo la modelación edad-profundidad (Fig. 2). Con dicho modelo se determinó que la edad en la base de la columna de sedimento corresponde a 2865-2905 Cal AP.

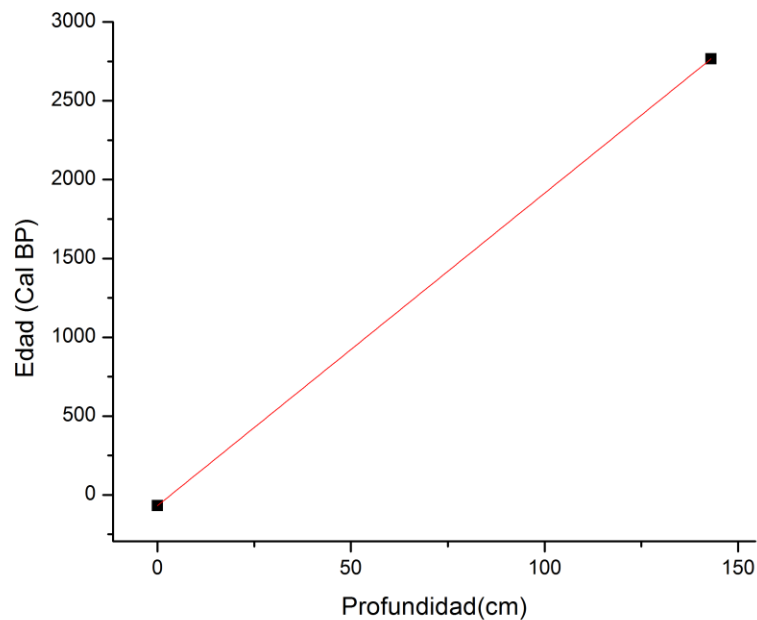


Figura 2. Modelo edad profundidad, profundidad (cm) y rango de edades (cal AP). Ecuación de regresión lineal ($y = 19.818x - 68$ y $R^2 = 1$).

A lo largo de la columna de sedimento se observaron variaciones estratigráficas en las cuales se detectan variaciones en el contenido de materia orgánica, carbonatos y arena fina que permiten dividirla en cinco secciones, (tabla 1). La primera entre 0-29 cm con un alto contenido de materia orgánica y restos vegetales, la porción gris clara siguiente de 30-50 cm con alto contenido de arenas finas, la tercera sección 51-69 cm se caracterizó por la presencia de restos calcáreos y baja cantidad de materia orgánica de color gris oscuro, la siguiente sección de 70-126 cm de color gris claro con presencia de restos vegetales y calcáreos y por último la sección de 127-150 la parte basal de color café oscuro con alto contenido de materia orgánica. A lo largo de la columna estratigráfica se presentan raíces y restos vegetales.

Tabla 1. Litología, principales cambios detectados en el sedimento.

PROFUNDIDAD (CM)	DESCRIPCIÓN
0-29	Café oscuro, baja presencia de arenas finas, alta cantidad de materia orgánica con presencia de raíces.
29-50	Arcilloso, color gris claro, presencia de arenas fina (cantidad media), alta presencia de material calcáreo, baja cantidad de materia orgánica.
51-69	Arcilloso, color gris oscuro, alta cantidad de arenas finas, abundante material calcáreo, cantidad de materia orgánica baja.
70-126	Arcilloso, color gris claro, cantidad alta de arenas finas, presencia media de material calcáreo, cantidad de material orgánico es baja.
127-150	Arcilloso, Café oscuro, muy baja cantidad de arenas finas, alta cantidad de materia orgánica con presencia de restos vegetales.

5.2 Composición de la vegetación

Se identificaron 34 taxa distribuidos en 26 familias, los porcentajes para cada taxón se representan en el diagrama de polen (Figura 3), así como los tipos de vegetación. De esta manera los taxones fueron agrupados en tres categorías de acuerdo a su afinidad ecológica: manglar, selva y vegetación de disturbio. El primer grupo que fueron los manglares se componen por tres familias Verbenaceae, Combretaceae y Rhizophoraceae. El segundo grupo está representado por familias como las Moraceae, Euphorbiaceae, Fabaceae, Sapotaceae por mencionar algunas. El tercer grupo se caracteriza por vegetación de áreas perturbadas, así como taxones exóticos o foráneos al área de estudio, los cuales están relacionados con factores de perturbación como la familia Poaceae, Chenopodiaceae/Amaranthaceae, Solanaceae y *Pinu ssp.* Por medio del análisis clúster de CONISS se identificaron tres zonas polínicas, de la cual la zona I fue la única que contó con dos subzonas Ia y Ib,. A continuación, se describen los cambios identificados en cada zona polínica.

Zona Polínica Ia (150-110 cm; 2850-2110 cal AP)

Esta zona presenta dos subzonas, las cuales fueron definidas por la separación de grupos que proporcionó el análisis de clúster (CONISS). En general, la mayor parte de la zona se caracteriza por la presencia de sedimentos orgánicos. Al inicio de la subzona los elementos de selva se encuentran altamente representados (55% de la suma de polen total) mientras que los elementos de manglar (13.18%) y disturbio (31.8%) registraron proporciones más bajas en comparación con los elementos de selva. Los elementos de manglar se encuentran medianamente representados (1-13%) de los cuales la especie de *Avicennia germinans* es la mejor representada (4-13%). En esta subzona predominan elementos de selva principalmente Fabaceae (14-17%),

Moraceae (8-26%), *Ficus* (5-12%), Euphorbiaceae (3-9%), Combretaceae (2-5%) y *Bursera simaruba* (1-5%); en menor porción se presentan (<3%) Rubiaceae, Buxaceae, Bignonaceae, Burseraceae, *Haematoxylum campechianum*, Myrtaceae, *Metopium brownei*, Buxaceae, Celastraceae, *Thrinax radiata*, y Pouteria. En cuanto a la vegetación de disturbio, ésta se exhibe en porciones medias compuestas principalmente por Amaranthaceae/Chenopodaceae (2-13%), Solanaceae (2-17%) y por último con valores menores a 3% Asteraceae y Convolvulacea. En la sección baja de esta subzona se encuentran las mayores abundancias de Poaceae (13-22%). En esta subzona polínica se observan altas abundancias de esporas de hongos con variaciones que oscilan entre 23-58%. Además, se encontraron foraminíferos en tres distintas profundidades (119, 130 y 140 cm). Se tomaron en cuenta la presencia de palinomorfos no polen como es el caso de las esporas de hongos y foraminíferos ya que proveen información importante sobre la historia del ambiente.

Zona Polínica Ib (110-73 cm; 2110-1390 cal AP)

La transición a esta subzona está marcada por la suma de elementos de disturbio (37%) y la disminución de los elementos de selva (a 51%) en comparación con la subzona Ia. De manera general, el tipo de vegetación que se encuentra en esta subzona es muy similar a la subzona Ia. Los elementos de manglar están moderadamente representados (13%) en la cual la especie *Conocarpus erectus* es la especie mejor representada (5%). En esta subzona de igual manera dominan elementos de selva principalmente *Ficus* (8-22%), que registra el valor más alto de las dos subzonas. Los elementos de Moraceae (4-18%), Fabaceae (10-19%), Euphorbiaceae (4-11%) y *Bursera simaruba* (1-6%) se encuentran representadas en esta subzona y aparecen otros taxas de selva (Arecaceae, Bignonaceae, Rutaceae, *Tillandsia dasyliriifolia*, Plumbaginaceae). En proporciones menores a 3% Combretaceae, *Haematoxylum campechianum*, Myrtaceae. En

cuanto a los elementos de disturbio las Poaceae (10-28%) y Amaranthaceae/Chenopodaceae (7-21%) registran los valores más altos de la zona I y aumentan a 22% y 10% respectivamente. Se registra en menor proporción (<3%) Asteraceae, Convolvulaceae, Solanaceae. Al inicio de la subzona se observa un aumento de las especies de selva y una disminución de los elementos de disturbio y los elementos de manglar. Hacia la parte final de la subzona se recuperan los elementos de manglar, pero se registra un aumento notable (21%) de Amaranthaceae/Chenopodaceae. Las esporas de hongos de esta subzona presentan abundancias entre 36 y 62% y no se registran foraminíferos.

Zona Polinica II (73-33 cm; 1390-590 cal AP)

La transición a esta zona está marcada por la recuperación de los elementos de manglar (26%) y la reducción de la selva (de 51 a 42%). *Zea mays* se registra por primera y única vez en el núcleo a los 74 cm (1390 cal AP) al inicio de la zona. Los elementos de manglar (*Conocarpus erectus*, *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa* y *Avicennia germinans*) incrementan de 13% a 26% y la especie más abundante fue *R. mangle* y es el porcentaje más alto de todo el sondeo (13%). Al inicio de la zona *Ficus* disminuye (10%) pero se recupera cerca del final de la zona (23%). Otros elementos de selva disminuyen como Fabaceae (3-11%), Moraceae (5-11%) y Euphorbiaceae (2-7%). En conjunto con estas taxa se registran en bajas proporciones (<3%) otros elementos de selva como *Brosimum alicastrum*, *Bursera simaruba*, Sapotaceae, Rubiaceae, *Haematoxylum campechianum*, Bignonaceae, Bombacaceae, Myrtaceae, *Metopium brownei* y *Tillandsia dasylyriifolia*. El porcentaje de los elementos de disturbio disminuye ligeramente a 34% y se compone principalmente de las familias Amaranthaceae/Chenopodaceae (16%) y Poaceae (14%), en menor proporción Asteraceae, Convolvulaceae, Solanaceae y se registra la aparición de *Pinus sp.* Cerca del final de la zona cuando se registra *Pinus sp.* disminuyen

considerablemente los elementos de selva como las Moraceae (5.4%) y Fabaceae (3.4%) y aumentan los elementos de disturbio como la Poaceae (17%). Las esporas de hongos en esta zona presentan abundancias que oscilan entre 13-35%.

Zona III (33-3 cm; 590 cal AP- Presente)

Esta zona está definida por el aumento de selva (a 63%) y una disminución de los elementos de manglar (a 17%) y elementos de disturbio (a 20%). Los elementos de manglar exhiben una disminución con respecto a la zona anterior y está dominada por *A. germinans* (9-13%), mientras que *L. racemosa* se presenta en valores bajos con un único pico en esta zona (3%). De manera general, los elementos de manglar aumentan hacia la parte superior de la zona. Los elementos de selva están representados por *Ficus* (16-19%), Moraceae (4-17%), Euphorbiaceae (7-11%). Los taxones de selva exhiben una expansión respecto a la zona anterior (63%) sobre todo Fabaceae que muestran abundancias de hasta 20-25%. En conjunto con estos taxa se registran en baja proporciones (<3%) otros elementos de selva como *Bursera simaruba*, Rubiaceae, *Haematoxylum campechianum*, y *Thrinax radiata*. En cuanto a los taxones de perturbación, muestran una disminución respecto a la zona anterior (de 34% a 20%) y Poaceae disminuye gradualmente a medida que se acerca a la parte superior de la zona. Amaranthaceae/Chenopodaceae, Asteraceae y Solanaceae presentan porciones menores a 3% y presentan una contracción con respecto a la zona anterior. La abundancia de las esporas de hongos aumenta (con valores de 13 a 88%) con respecto a la zona anterior y alcanza el mayor valor de todo el núcleo.

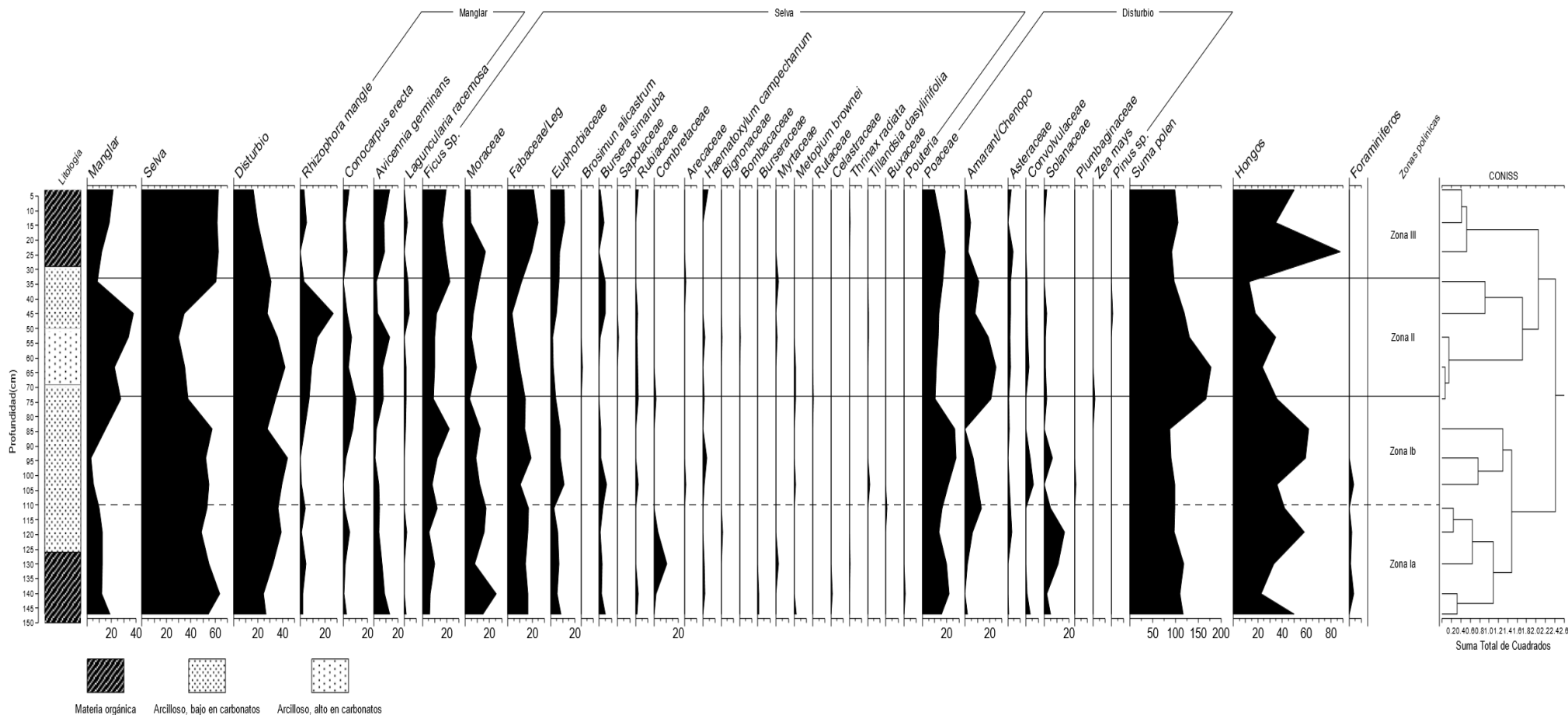
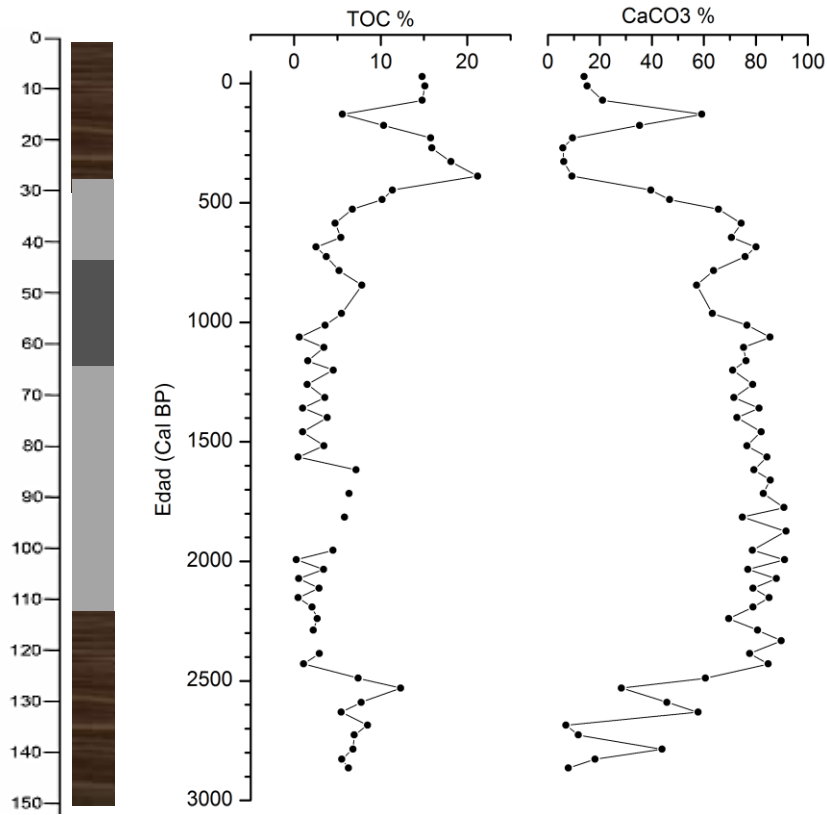


Figura 3. Diagrama de polen expresado en porcentajes, los grupos se encuentran ordenados por afinidad ecológica seguido de la curva de cada taxa en porcentajes. Se muestra el conteo de esporas de hongos y foraminíferos los cuales no fueron incluidos en la suma de polen. La delimitación de las zonas polínicas se realizó de manera bioestratigráfica por medio del análisis de similitud de suma de cuadrados utilizando CONISS en el programa Tilia.

5.3 Productividad

El contenido de carbono orgánico (TOC) es interpretado como la productividad y éste fluctúa entre 0.28-21.18% a lo largo del registro, con un promedio de 6.17% y una desviación estándar de 27.68%. El gráfico de COT muestra 5 incrementos en este indicador; el primero con un 15.11% (11 Cal AP), el segundo con un 21.18% (388 AP), después se registra uno con 7.84% (844 Cal AP), el cuarto de 7.18% (1617 Cal AP) y el último de 12.31% (2530 Cal AP) cerca de la base de la muestra (Fig.4). El sedimento con abundante Carbono Orgánico presenta promedios altos de materia orgánica.



- Materia orgánica
- Arcilloso, baja cantidad de arenas finas
- Arcilloso, gris oscuro, alta cantidad de arena

Figura 4. Estratigrafía y Concentraciones de carbono orgánico total (TOC) y calcita (CaCO₃)

5.4 Condiciones ambientales

El Carbón Inorgánico Total (TIC) es interpretado como precipitación de CaCO_3 , la abundancia a lo largo del sedimento varía entre 5.75-91.63% con un promedio de 60.53% y una desviación estándar de 4.98% (Fig. 4). Los porcentajes de calcita que es interpretado como CIT disminuyen considerablemente en tres ocasiones de 35.32% a 9.50% (176-229 Cal AP), el segundo de 60.64% a 28.32 (2489-2530 Cal AP) y el tercero de 57.81% a 6.91% (2631-2685 Cal AP). De manera general, sedimentos con presencia de arenas finas y con la presencia de restos calcáreos contienen bajo contenido de materia orgánica y alto contenido de carbonatos. La concentración de calcio exhibe una distribución similar a la de carbonatos como se pueden apreciar en la figura 5, mientras que el resto de los elementos muestran un patrón distinto.

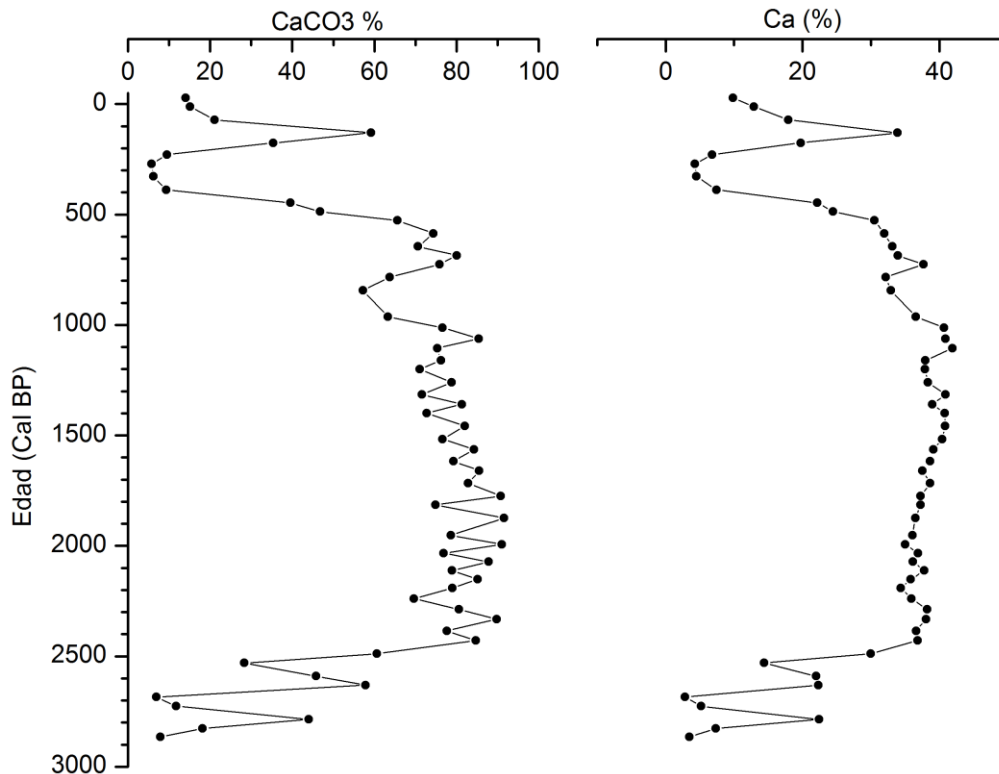


Figura 5. Comparación entre calcita y calcio en el cual se puede ver que el calcio muestra una distribución similar al de la calcita.

Por otra parte, la concentración de algunos elementos químicos en los sedimentos lacustres proporciona información que puede ayudar a definir ambientes de depositación y condiciones ambientales. En este estudio las concentraciones de Mn, Zr, Pb y Zn se encontraron por debajo de los límites detectables del equipo ($<0.01\%$) en las 58 muestras. Se logró la detección de las concentraciones de Si (0.33-12.4%, promedio 1.90%), Ti (0.0468-0.33%, promedio 0.087%), Al (0.18-3.39%, promedio 0.59%), Fe (0.13-1.05%, promedio 0.25%), Mg (1.14-2.60, promedio 1.76%), Ca (2-84-41.9%, promedio 29.4%) y K (0.17-0.80%, promedio de 0.29%) (Fig. 6). En el caso de Ti fue posible medirlo en la mayor parte de las muestras, siendo la 21, 27 y 30 aquellas en las que los niveles se encontraron por debajo de los límites detectables para el equipo.

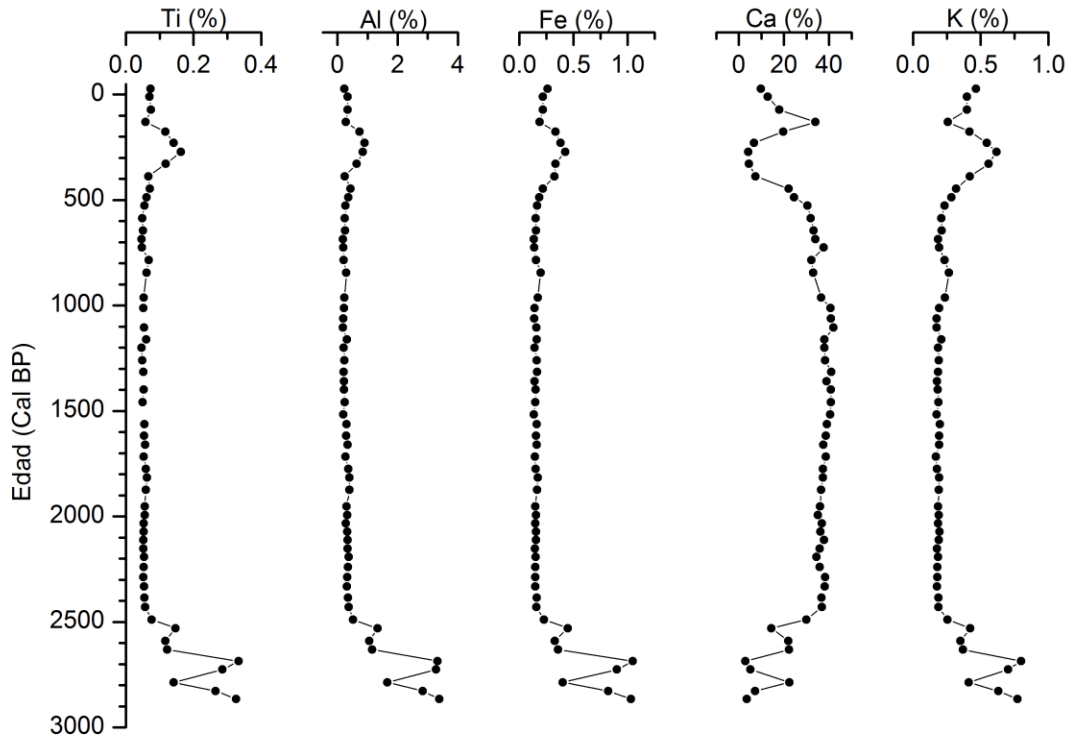


Fig. 6. Concentración de Ti, Al, Fe, Ca, y K. Los valores promedio de cada elemento se muestran por líneas con puntos.

De manera general, los elementos muestran tres fases una de incremento para todos los elementos excepto calcio, el cual registra una disminución entre 2865-2530 Cal AP (Fase I), seguido de una fase de estabilidad en el cual los elementos presentan una escasa variabilidad a partir de 2490 a 450 Cal AP (Fase II) seguido de otra fase de inestabilidad entre 390 al presente (Fase III). A continuación, se explicaran brevemente estas tres fases.

Fase I (2865-2530 Cal AP):

Esta primera fase presenta inestabilidades en las cuales los elementos registran aumento y disminuciones. El Ti registró un aumento de 0.15% a 0.33% entre 2530-2685 Cal AP. Al mostró un aumento de 1.33% a 3.33% entre 2530-2726 Cal AP y se mantuvo con valores altos hasta

llegar a 2865 Cal AP con promedios de 2.624%. El Fe aumentó de 0.45% a 1.05 entre 2530-2685 Cal AP seguido de una disminución de 1.05% a 0.90% pero nuevamente registró otro aumento alrededor de 2865 Cal AP de 1.03%. Para el caso de Ca aumentó de 14.42% a 22.31% entre 2530-2590 Cal AP, pero entre 2590-2631 Cal AP se observó una disminución de 22-31 a 2.84%. Se presentó otro aumento de 2.84% a 22.45% entre 2685-2786 Cal AP. El K sufrió una disminución de 0.42% a 0.35% alrededor de 2530 Cal AP pero aumentó de 0.37% a 0.80% alrededor de 2726-2785 Cal AP y se mantuvo con valores altos de 0.63 y 0.77% hasta llegar a los 2865 Cal AP. En el caso del proxy de erosión K/Ca se observó una disminución de 0.029% a 0.017% entre 2530-2590 Cal AP, pero alrededor de 2685 Cal AP se presentó otro aumento de 0.02% a 0.28% seguido de otra fase de disminución hasta llegar a 2865 Cal AP en el cual se observó 0.22%.

Fase II (2490-450 Cal AP):

Todos los elementos Ti, Al, Fe, Ca, K y K/Ca se mantuvieron estables sin presentar cambios significativos. Ti presentó escasa variabilidad en promedio de 0.06% con un mínimo de 0.0468 y máximos de 0.0766%. El Al exhibió un promedio de 0.289% con un mínimo de 0.1786% y con un máximo de 0.5%. Mientras que el Fe tuvo un promedio 0.16% con un mínimo de 0.13% y un máximo de 0.32%. El Ca mostró un promedio de 36.30% con un mínimo de 22.18% y con un máximo de 41.91%. Por último, el K presentó un promedio de 0.21% con un mínimo de 0.17% y un máximo de 0.42%. El proxy de K/Ca tuvo un promedio de 0.0069% con un mínimo de 0.0042% y un máximo de 0.0564%.

Fase III (390 –actual Cal AP):

Para el caso del Ti registró un aumento en este elemento de 0.05 a 0.16% entre 130-271 Cal AP. En cuanto al Al este exhibió un aumento de 0.28 a 0.90% entre 130-229 Cal AP. El Fe mostró un aumento de igual manera de 0.18% a 0.42% entre 130-271 Cal AP, mientras que el Ca aumentó entre 71-130 Cal AP de 17.92 a 33.91% pero entre 130-271 Cal AP se observó una disminución significativa de 34% a 4.27%. Finalmente, el K presentó una disminución de 0.40% a 0.26% entre 71- 130 Cal AP pero entre 130-176 Cal AP se observó un aumento de 0.26% a 0.42% y se mantuvo con valores altos hasta llegar a 328 Cal AP. En el proxy de K/Ca se pudo observar un aumento de 0.02% a 0.14% entre 71-271 Cal AP. Alrededor de 388 Cal AP se presentó una disminución de 0.13% a 0.06%.

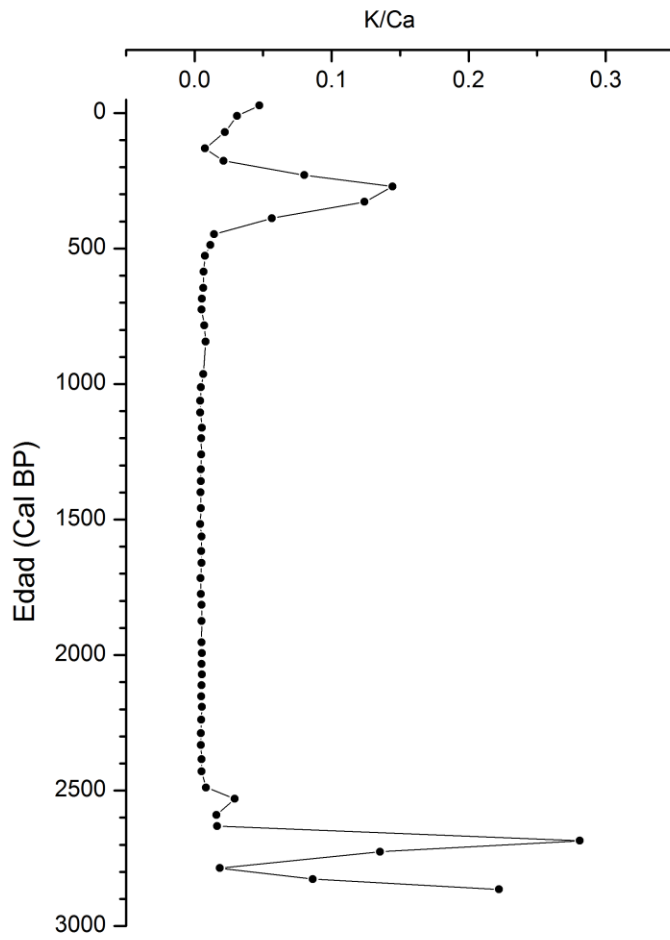


Figura 7. Proporción de K/Ca en el sedimento, los valores promedio se muestran por líneas con puntos.

VI DISCUSIÓN

6.1 Interpretación de los proxies

Con la integración del análisis de polen fósil, carbono orgánico total y geoquímica fue posible analizar la historia de los cambios en la vegetación, en la productividad y de las condiciones físicas del medio durante el Holoceno tardío para la Laguna Cementerio. Todo esto considerando lo que diversos autores han señalado sobre los requerimientos ecológicos de las especies, las condiciones que influyen en la acumulación de carbono y cómo las concentraciones de elementos traza (geoquímica) varían en función de las condiciones ambientales.

La agrupación de los diferentes tipos de vegetación de acuerdo a su afinidad ecológica facilita la observación de los cambios a través del tiempo, mediante el análisis del polen que ésta produce y que se deposita en los sedimentos (Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Cordero Oviedo 2015). La distribución de la vegetación depende principalmente de cambios en la precipitación y la temperatura, de esta forma se asume que el clima ha influido en la distribución de la vegetación a través del tiempo y estos cambios quedan registrados en el polen fósil (Gutiérrez Ayala 2011). Estudios de lluvia de polen, además de estudios paleo (Islebe *et al.* 2001; Willard *et al.* 2004; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Valle Martínez 2015) mencionan que alta presencia de *Rhizophora mangle*, está relacionada con el incremento del nivel del mar. Por otra parte, incrementos de *Avicennia germinans* muestran condiciones de hipersalinidad y la presencia de *Conocarpus erectus* muestran régimen de menor inundación (sequía). Por otra parte, elementos de selva como Moraceae y Fabaceae están asociados a regímenes de mayor precipitación y humedad (Sánchez e Islebe 2002; Carillo Bastos 2008), mientras que la presencia de Poaceae, Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Asteraceae entre otros son elementos típicos de sucesión temprana, de disturbio, cambios en la precipitación y

actividades antropogénicas (Valle Martínez 2015). Además del polen que se encuentra en el sedimento también se cuenta con resto de palinomorfos no polen que proveen información relevante sobre la historia ambiental del sitio. En la laguna Cementerio, se encontraron tres grandes grupos orgánicos: polen, hongos y foraminíferos (Fig. 3). El incremento en las esporas de hongo sugiere respuesta de la transición después de un disturbio. Cuando se registra un disturbio en la vegetación, provoca la pérdida de material vegetal que cae al suelo como consecuencia del disturbio. La abundancia de hongos en el suelo, está fuertemente relacionada con la presencia de materia orgánica en descomposición, ya que el componente fungí del suelo es mayoritariamente saprófito acelerando su crecimiento y reproducción con la adición de hojarasca y la consecuente liberación de nutrientes como C y N al suelo. La presencia de los hongos ayudan a la formación de capas de turba, la cual es una capa de vegetación en descomposición, de esta forma los hongos son una de las primeras especies en aparecer después de un disturbio, y contribuyen a la preparación del suelo para ser colonizado por otras especies vegetales (Wijmstra *et al.* 1971; Taylor y Osborn 1996; Carrión y Navarro 2002; Posada y Parra 2010). Mientras que la presencia de los foraminíferos sugiere cambios en el nivel del mar, intrusión marina y alta salinidad ya que se encuentran presentes en ambientes altamente salinos (Carrión y Navarro 2002; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012).

Por otra parte, el porcentaje de TOC y de la materia orgánica son indicadores de la productividad del sistema (Iglesias Jiménez y Pérez García 1992; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Israde Alcántara *et al.* 2013; Valle Martínez 2015). En este estudio se hace comparación entre el TOC y la materia orgánica la cual se midió mediante la técnica de pérdida por ignición (LOI por sus siglas en inglés) en otro estudio. La materia orgánica generalmente está formada por compuestos orgánicos como el carbono, oxígeno, hidrogeno y nitrógeno (Iglesias Jiménez y Pérez García 1992). Sin embargo, está compuesta principalmente de carbono y se estima que el 58% es carbono orgánico, motivo por el cual la totalidad de ésta puede ser

estimada a partir del porcentaje de carbono orgánico mediante un factor conocido como factor de Van Bemmelen, el cual tiene un valor de 1.724 ($MO = 1.724 * \% \text{ carbón orgánico}$). La abundancia de carbono es un parámetro que refleja el índice de fertilidad de los sedimentos de un ecosistema costero (Hernández Brito 2013). Por otra parte, el COT únicamente mide uno de los componentes químicos de la materia orgánica, el carbono. En el suelo y sedimento, tres formas básicas de carbono que pueden estar presente. Estas son: el carbono elemental, carbono inorgánico y carbono orgánico. Las fuentes de carbón orgánico provienen de la descomposición de plantas y animales. Este carbón es el que se mide en la técnica de TOC (Schumacher 2002). Ambos métodos son utilizados para determinar la materia orgánica en muestras de sedimento y suelo. No obstante, a pesar de ser dos métodos distintos como se mencionó anteriormente, en el presente estudio ambas curvas tanto la de materia orgánica como la del TOC muestran un patrón muy similar lo cual concuerda con lo registrado con otros estudios (Iglesia Jiménez y Pérez García 1992; Schumacher 2002; Hernández Brito 2013) (Fig. 8) y se ha demostrado que ambos métodos son útiles para calcular la productividad de un ecosistema.

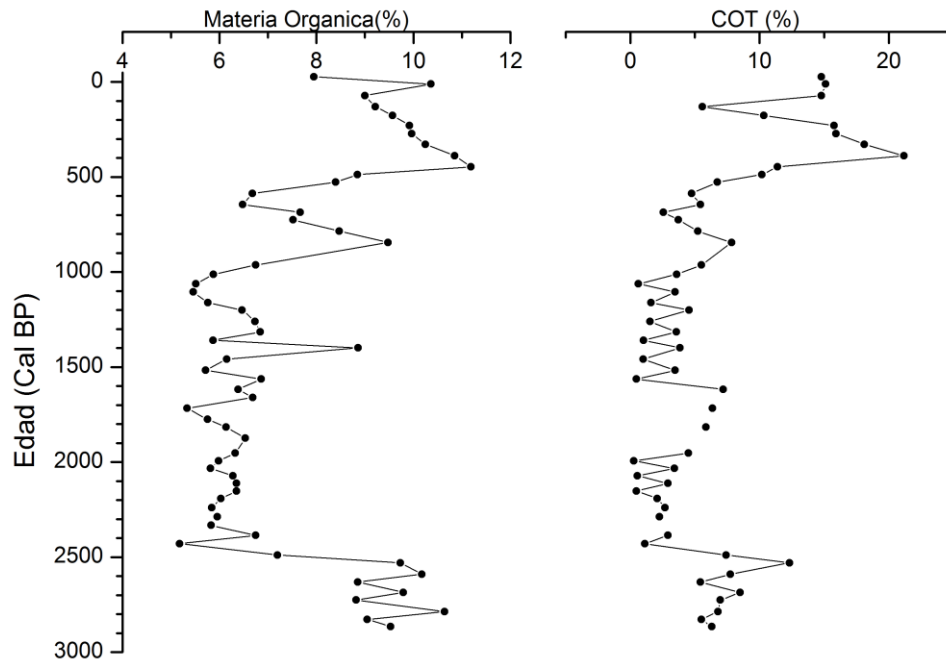


Fig.8. Comparación entre el porcentaje de materia orgánica por el método de Pérdida por Ignición (LOI) y el carbono orgánico total (COT) mediante el método de TIC-TOC.

De manera general, en el presente estudio los valores de la productividad (TOC) son bajos (promedio de 6.17%) en comparación con otro estudio realizado en la Península de Yucatán (Gutiérrez Ayala *et al.* 2012) en el cual se reporta un promedio de 23%, aunque el TOC en este estudio registra picos de hasta 21.8% los cuales coinciden con la alta cobertura vegetal y la precipitación. Es importante mencionar que el porcentaje de TOC es un indicador del contenido de materia orgánica y de la productividad del sistema (Vázquez Castro *et al.* 2008). Los altos porcentajes de COT se han relacionado a que durante las fases húmedas aumenta la selva, lo que a su vez se traduce en mayor productividad en el sistema. Esta relación ha sido demostrada en varios estudios (Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Israde Alcántara 2013; Roy *et al.* 2017).

Las zonas costeras son sensibles a cambios en el clima por su hidrología ya que son sitios donde convergen las aguas de escorrentía y las aguas marinas (Roy *et al.* 2017). La inundación está regulada estacionalmente e influyen en las distintas respuestas ambientales, de TOC y CaCO₃, no solo por la relación de precipitación/evaporación sino también por el aporte marino y fluctuaciones en la línea de costa (Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Valle Martínez 2015). La precipitación de CaCO₃ puede ser inducida por factores bióticos y abióticos, como el incremento en la temperatura, el metabolismo bacteriano y el estado trófico de un cuerpo de agua. Así, el calentamiento de las aguas superficiales permite la súper-saturación de CaCO₃ (Sosa Nájera *et al.* 2010; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Valle Martínez 2015). El aumento de la temperatura trae consigo un aumento en la evaporación de agua, ocasionando una sobre saturación del ion Ca²⁺ que induce la precipitación de CaCO₃ autogénico en el sedimento. En otras palabras, el carbonato de calcio que se forma a partir de la saturación del ion Ca²⁺ que se encuentra en la columna de agua es carbonato de calcio autogénico (se forma en el lugar) (Hernández Brito 2013; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012). Por lo tanto, altas concentraciones de carbonato de calcio pueden ser interpretadas como condiciones de sequías. Otra fuente de carbonato de calcio es aquel que proviene de las conchas de algunos bivalvos, el cual se clasifica como carbonato de calcio biogénico (Vázquez Castro *et al.* 2008; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Valle Martínez 2015; Roy *et al.* 2017). En el presente estudio los porcentajes de carbonato de calcio fueron relativamente altos con picos de hasta 60.53%. De acuerdo a Fragoso Servón *et al.* (2014), Quintana Roo es parte de una estructura de origen sedimentario formado durante el Mesozoico, sobre la cual se depositaron arenas y estructuras de origen orgánico marino a lo largo del Terciario. Esta plataforma está formada por rocas carbonatadas, evaporíticas y clásticas tales como caliza, dolomita, yeso y arenisca. Además, los suelos de la Península de Yucatán son suelos

kársticos ricos en carbonatos. Es por ello que se registraron altas concentraciones de calcita en los sedimentos de la región.

Por otra parte, los elementos traza (geoquímica) nos permiten hacer una reconstrucción del medio físico que nos ayudan a explicar los posibles cambios en la vegetación y productividad. Además, se ha demostrado que la vegetación responde a cambios a escala centenar mientras que los elementos traza responden de manera inmediata a estos cambios (Roy *et al.* 2017). Para reconstruir cambios pasados en la proporción de Evaporación/Precipitación (E/P) se utilizaron proxies geoquímicos. Se asume que la escasez de lluvia reduce el arrastre de los elementos como el Ti, Al, Fe, y K a la laguna (Mueller *et al.* 2009; Israde Alcántara *et al.* 2013). Particularmente, el Ti es uno de los elementos que no sufre cambios durante el proceso de intemperismo al momento del transporte y depositación, por lo que ha sido utilizado como un indicador en el aporte de sedimentos terrígenos a la laguna, y puede ser indicativo de cambios en las condiciones hidrológicas (Haug *et al.* 2001; Sosa Nájera *et al.* 2010; Roy *et al.* 2017). En cuanto al Ca, éste es indicador de la salinidad en la columna de agua, se considera que en condiciones de baja precipitación (sequía) se concentra en la columna de agua, lo cual provoca el aumento de la precipitación del carbonato de calcio autogénico.

Por otra parte, el proxy K/Ca (Fig. 7) es un indicador de erosión de tal modo que si K/Ca aumenta sugiere un aumento en la erosión, y si K/Ca disminuye se reduce la erosión (Roy *et al.* 2017). El K es un elemento que encontramos en el suelo y el cual al haber un aumento en la precipitación es arrastrado a la cuenca o laguna (Fedó *et al.* 1995; Weltje y Tjallingii 2008). Mientras que el Ca como ya se ha mencionado anteriormente es un elemento que indica el grado de salinidad en el cuerpo de agua. Si hay un aumento en la precipitación aumenta el arrastre de K y disminuye la concentración de calcio en la columna de agua, lo cual provoca que el proxy de K/Ca aumente. De manera contraria, si hay un evento de sequía, aumenta el

Ca en la columna de agua lo cual provoca que disminuye el proxy K/Ca. De manera general, fases secas están representadas por altos contenidos de Ca y carbonato de calcio, mientras que fases húmedas están indicadas por el aporte terrígeno de Ti, Al, Fe, K y K/Ca y altos porcentajes de TOC.

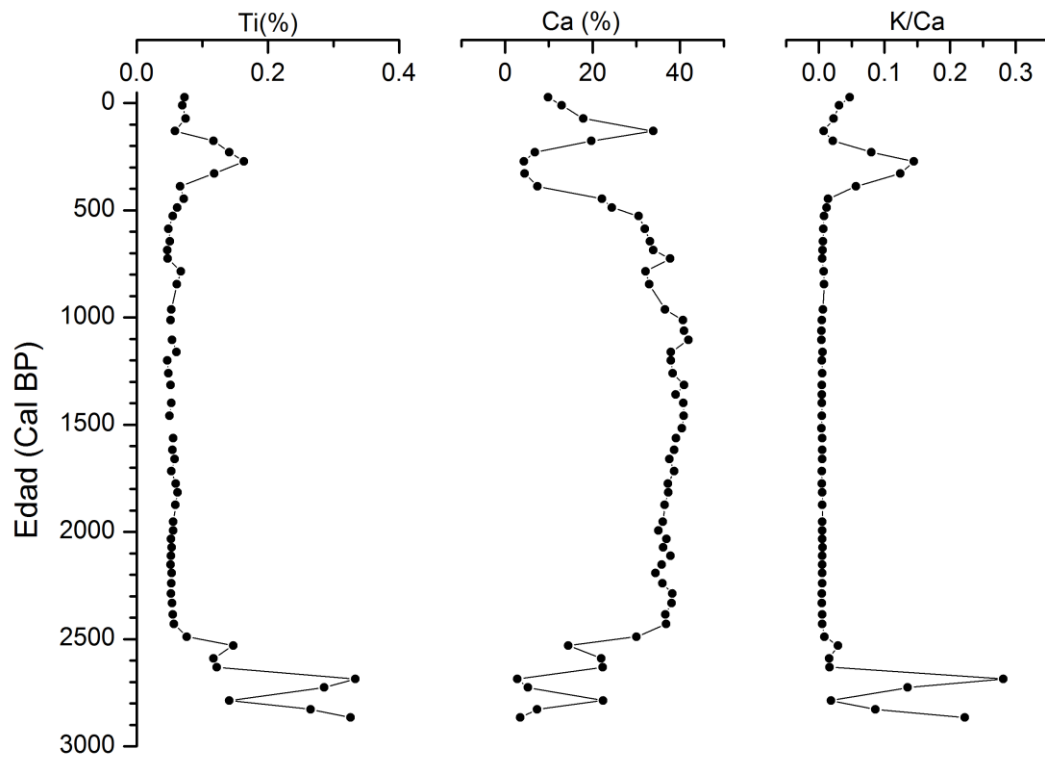


Fig.9. Comparación entre el Ti, Ca y el proxy K/Ca.

6.2 Reconstrucción ambiental

Al integrar los tres elementos analizados: polen, productividad y condiciones ambientales, es posible inferir la historia ambiental de la Laguna Cementerio la cual corresponde a la franja de manglar Xcalak-Mahahual, que a continuación se describe:

2850-2110 cal AP

Durante esta fase se presentan bajos porcentajes de *C. erectus* y *R. mangle* (<3%), los cuales son elementos de manglar tolerantes a suelos salinos y secos (Islebe y Sánchez 2002; Torrescano Valle e Islebe 2006). En este estudio se registra mayor presencia de *A. germinans* en comparación con el resto de los elementos de manglar. No obstante la vegetación dominante es selva (55%). Particularmente alrededor de 2707 cal AP se presentan altas proporciones de elementos de selva, la presencia de *Ficus*, Moraceae, Fabaceae, Rubiaceae (6-16%) y además la presencia, aunque baja de elementos como *Bursera simaruba*, Rubiaceae, Combretaceae, Arecaceae, Bombacaceae, Myrtaceae y *Tillandsia dasyliriifolia* reflejan condiciones de humedad (Torrescano e Islebe 2006; Carillo Bastos 2008). De manera general durante todo el periodo de 2850 a 2110 cal AP se registró una capa de materia orgánica con restos vegetales que coinciden con altos valores de TOC, relacionados a una mayor productividad. Además, durante todo este periodo se registran foraminíferos lo cual podría sugerir incrementos en el nivel del mar y posible intrusión marina hacia la laguna (Gutiérrez Ayala *et al.* 2012).

En la curva de Ti se detecta un aumento en el aporte clástico entre 2865-2685 cal AP, esto refuerza la idea que en este tiempo aumento en la precipitación. La curva de proxy K/Ca muestra tendencias similares al compararlo con las curvas de la suma de polen de selva y Ti, lo cual de igual manera nos sugiere un aumento en la erosión provocado por el arrastre de los

sedimentos hacia la laguna provocada por el aumento en la precipitación. De acuerdo con Roy *et al.* (2017) la erosión podría darse por dos factores: por aumento en la precipitación lo cual provoca el arrastre del material o bien puede darse por suelos desnudos con poca o nula presencia de vegetación. Una alta densidad de raíces incrementa la resistencia del suelo a la erosión en cualquier ambiente y la falta de cobertura vegetal e intensas actividades agrícolas provocan la erosión. De manera contraria, la curva de Ca y carbonato de calcio registra una disminución lo cual nos indica que la salinidad en la columna de agua era menor o disminuyó. Esto en conjunto con el aumento en el aporte clástico de Ti refuerza la idea de un aumento en la precipitación lo que a su vez se traduce a un aumento en los elementos de selva. Por lo tanto, a partir del aumento en la selva, aumento en la productividad y aumento en los elementos terrígenos se puede inferir que durante este tiempo la zona estaba dominada por selva y con un clima relativamente húmedo. Esta fase de humedad puede apreciarse en otros registros (con diferencia en años) de Lago Tzib (Carillo Bastos *et al.* 2010) y Ría lagartos (Carillo Bastos 2013). Hodell *et al.* (2007) para Punta Laguna reporta bajos valores de $\delta^{18}\text{O}$ lo que sugiere condiciones de abundante precipitación.

Para la región circuncaribe en la cuenca del Cariaco (Haug *et al.* 2001; Haug *et al.* 2003) se reportan altos valores de Ti en el sedimento, lo cual indica aumento en la precipitación. De acuerdo a Haug *et al.* (2001) las variaciones en la precipitación del Holoceno tardío en la región del Caribe podrían ser explicadas por cambios en la posición de la ITCZ. La ITCZ es el conjunto de celdas atmosféricas causantes del clima húmedo en el planeta. Las celdas son sistemas convectivos donde el vapor, la humedad y la radiación solar tienen un papel fundamental. La ITCZ es el principal regulador de la precipitación en los trópicos y migra a lo largo del año debido a la cantidad de calor que recibe por la posición de la tierra respecto al sol, se recorre hacia el norte en verano lo que provoca las lluvias de verano en México y hacia el sur en invierno (Biggs 2003; citado por Valle Martínez 2015; Yan *et al.* 2015;

Aragón Moreno *et al.* 2018). No obstante, otros sitios como en Punta Laguna (Curtis *et al.* 1996), en Lago Chichancanab (Hodell *et al.* 1995), en la cueva Tzabnah (Medina Elizalde *et al.* 2010a), en Ría Lagartos (Aragón Moreno *et al.* 2012), en Rio Hondo (Aragón Moreno *et al.* 2018a; 2018b) y en la Reserva de la Biosfera de Los Petenes (Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Roy *et al.* 2017) registran un régimen de menor precipitación durante este mismo periodo.

Entre 2230-2110 cal AP los taxa de selva indicadores de condiciones húmedas disminuyen como Rubiaceae, Myrtaceae, Moraceae y Combretaceae. Los elementos de disturbios como Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Asteraceae y Solanaceae aumentan ligeramente. La dominancia de *C. erectus* y la disminución de *R. mangle* son evidencia de la dinámica en la línea de costa, proporcionando evidencias de baja precipitación y disminución en el nivel del mar (Aragón Moreno *et al.* 2012). Así mismo, durante este periodo se registra un aumento en las esporas de hongos, las cuales responden a la transición tras un disturbio, esto podría deberse a que ocurre la disminución de la selva (Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Carrillo Bastos 2013). En la curva de TOC se observa una disminución en los valores. La productividad podría ser baja por la disminución en la precipitación lo cual provoca una disminución en la vegetación selvática. Por otra parte, los valores de Ca y carbonato de calcio señalan condiciones de menor precipitación con respecto a la fase anterior. De acuerdo a Xiao *et al.* (2006) valores bajos de TOC y aumento en la precipitación del carbonato de calcio están asociados a disminución en la precipitación. La curva de Ti refleja una disminución en el aporte de este elemento durante este periodo y apoya la idea de un clima más seco. De acuerdo al proxy de K/Ca la curva no registra cambios significativos en la erosión ya que la curva presenta estabilidad hasta llegar a 2110 cal AP pero se mantiene en valores bajos. La disminución en la precipitación concuerda con otros trabajos registrados en la Península de Yucatán, como Punta Laguna (Curtis *et al.* 1996), Lago Chichancanab (Hodell *et al.* 1995) y Ría Lagartos (Aragón Moreno *et al.* 2012; Carrillo Bastos 2013). En este último se registra

un aumento en los elementos de disturbio y disminución en los elementos de selva al igual que en el presente estudio. Aragón Moreno *et al.* (2012) menciona que durante el periodo entre 3400-2200 cal AP observan una tendencia de sequía para Ría Lagartos. Carillo Bastos (2013) reporta que entre 2250-2260 cal AP la sequía más intensa de ese sondeo y que el clima no mejora sino hasta alrededor de 2100 cal AP. Islebe y Sánchez (2002) y Torrescano valle (2007) reportan una disminución en los elementos de selva lo cual se traduce a una reducción en la precipitación. Con base a los distintos proxies se puede inferir que este periodo se registra una disminución en la selva, dominada por *C. erectus* y elementos de disturbio provocado por un clima de menor humedad.

No obstante, cuando se compara esta respuesta de reducción en la humedad con otros sitios de la Península de Yucatán y la región del circuncaribe se registran discrepancias. Para la región circuncaribe en la cuenca del Cariaco la curva de Ti registra una ligera variación (Haug *et al.* 2001) y en el lago Peten Itzá (Mueller *et al.* 2009) registra una fase de humedad. Algunos trabajos realizados en la Península de Yucatan registran condiciones de disminución en la precipitación con fases alternas de humedad. Por ejemplo, Hodell *et al.* (2007) en Punta Laguna registra un breve periodo de humedad alrededor de 2170 cal AP. Además, entre 2580-2050 cal AP los registros proxies de la parte centro (Laguna Chichancanab), noreste (Punta Laguna) y Sudeste (Lago Tzib) permanecieron en condiciones áridas mientras que Roy *et al.* (2017) para La Reserva de la Biosfera Los Petenes (norte) reporta condiciones de humedad. Esto nos sugiere que se presentaron distintas condiciones climáticas en la Península y apoyan la idea que durante este periodo la parte Este de la Península registraron sequías y que la respuesta climática regional vario de intensidad en los distintos sitios a lo largo de la Península de Yucatán.

2110-1390 cal AP

La reducción en la precipitación continúa en este periodo y se registra una ligera disminución en los elementos de selva en comparación con el periodo anterior (de 55 a 51%), no obstante se observa la presencia aunque en porcentajes bajos de *Bursera simaruba*, *Haematoxylum campechianum*, *Metopium brownei* y Buxaceae lo cual nos indica que la sequía registrada es leve. Se registra un aumento significativo de *Ficus* sp. y de acuerdo con Islebe y Sánchez (2002) mencionan que esta especie puede ser abundante durante un disturbio, pues es una especie oportunista y tolerante. Por otra parte los elementos de manglar se reducen ligeramente, *C. erectus* muestra dominancia con relación a las demás especies de manglar y apunta a condiciones con tendencias más secas. *C. erectus* es la especie de manglar que domina este periodo ya que es una especie de manglar que tolera extensos periodos de sequía (Torrescano Valle e Islebe 2006). La disminución significativa en los elementos de manglar coincide con la abrupta ausencia de los foraminíferos, lo que podría sugerir un ambiente menos inundado y menos salino. Ya que a lo largo del periodo anterior y parte de este periodo cuando las condiciones eran más húmedas se presentan foraminíferos de manera constante, pero alrededor 1800 cal AP se reduce de manera drástica los elementos de manglar y abruptamente cesa la presencia de foraminíferos. Los elementos asociados a campos abiertos como Poaceae, Amaranthaceae/Chenopodaceae, Convolvulacea y Solanaceae muestran un aumento. Las esporas de hongos las cuales responden a la transición tras un disturbio exhiben una tendencia hacia el aumento (Torrescano 2007; Gutiérrez Ayala *et al.* 2012; Carillo Bastos 2013). No obstante, alrededor de 1600 cal AP se observa un aumento en la curva de los elementos de selva en el cual la especie dominante es *Ficus*, esto podría estarse registrando ya que como se mencionó en párrafos anteriores el *Ficus* es una especie oportunista que se adapta a sitios que han registrado un disturbio.

Por otra parte, durante este evento de disminución en la precipitación coinciden con valores bajos de COT (por debajo del promedio), esto como resultado en la reducción de la selva. Alrededor de 2110 cal AP la curva de carbonato de calcio presenta valores por encima del promedio. La disminución de la selva concuerda con la disminución de TOC y a su vez se registra un aumento de carbonato de calcio, esto refuerza la idea que la época presentaba un clima seco y aún permanecía ese clima seco reportado al final del periodo anterior. Los valores constantes en las curvas de Ti, Al, Fe, y K indican condiciones de menor humedad, al no registrarse un aumento en el aporte terrígeno de estos elementos esto se interpreta como una reducción en la precipitación. La reducción en la precipitación de igual manera se observa en la curva del proxy K/Ca la cual se mantiene en valores bajos. Al haber una reducción en la erosión por la ausencia de precipitación, el aporte de los elementos y el proxy de K/Ca son bajos. Además, se puede señalar que en este caso el proxy de erosión no muestra que exista aumento de erosión por la falta de cobertura vegetal ya que en este periodo se reduce la selva, pero no de manera drástica. Alrededor de 1600 cal AP se observa un aumento en la curva de los elementos de selva (principalmente *Ficus*), esto podría estarse registrando ya que como se mencionó en párrafos anteriores el *Ficus* es una especie oportunista que se adapta a sitios que han registrado un disturbio. El aumento de esta especie puede indicar condiciones selváticas, pero también de vegetación perturbada (Torrescano 2007). A partir de 1700 cal AP hasta 1390 se registra una disminución de los elementos de selva y un aumento en los elementos de disturbio.

A partir de 1500 cal AP hasta el final de este periodo se registra una disminución más significativa y marcada en los elementos de la selva. La reducción de *Ficus* (y otros taxa de selva) y el aumento de taxa de disturbio como Amaranthaceae/Chenopodaceae y Poaceae, y de manglar como *C. erectus*, indica muy probablemente la disminución en las condiciones de humedad (Islebe y Sánchez 2002; Carillo Bastos 2013). Además, de acuerdo a Gutiérrez

Ayala *et al.* (2012) la abundancia de *C. erectus* está relacionado con menor inundación. Las especies de Chenopodaceae y Poaceae así como toleran inundaciones, estas especies están adaptadas para soportar periodos secos (Torrescano Valle e Islebe 2006). Estas variaciones en la vegetación reflejan cambios ambientales importantes, principalmente relacionados con modificaciones en las condiciones hidrológicas en el sitio. La reducción en la selva se traduce a una baja productividad como lo muestra la curva de COT la cual registra porcentajes aún más bajos entre 1500-1390 cal AP. Como se ha mencionado anteriormente la productividad de un sistema depende generalmente de las condiciones hidrológicas en el sitio. Las condiciones de baja humedad se reflejan en la curva de carbonato de calcio la cual presenta una tendencia de aumento al igual que la curva de calcio. Debido a la sequía, el calcio en el cuerpo de agua se satura lo cual provoca que aumente el carbonato de calcio autogénico. Las curvas de Ti, Al, Fe y K se mantienen con valores bajos pero constantes como respuesta a la reducción en la precipitación. Así mismo, la curva del proxy K/Ca no registra alguna variabilidad y se mantiene estable durante este periodo lo cual nos sugiere que no se registró un aumento en la erosión por la falta de precipitación y que la vegetación no se redujo de manera drástica. Estos valores bajos en el aporte de los elementos en conjunto con la escasa variabilidad de la curva de K/Ca y la reducción de la selva sugieren escenario seco para este periodo. Por lo tanto, a partir de 1500 cal AP se observa que la vegetación empieza a tomar un carácter más abierto dominado por taxones de disturbio y con mayor presencia de *C. erectus* lo que nos indica que el ambiente era menos húmedo.

Cuando se compara este periodo con otros trabajos de la Península de Yucatán entre 2200 y 1500 cal AP Gutiérrez Ayala *et al.* (2012) registra una fase de sequía en la cual observa una disminución considerable en los elementos de selva. Carillo Bastos *et al.* (2010) para el lago Tzib reporta un aumento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ lo cual sugiere condiciones secas a partir de 1900 cal AP. Inclusive hace mención que a pesar de que el inicio del Holoceno tardío es una

fase húmeda, se distingue una fase seca durante el Clásico. Islebe y Sánchez (2002) para Puerto Morelos registra un aumento de *C. erectus* entre 1500 cal AP a 1250 cal AP lo que se interpreta como condiciones de sequía durante ese periodo. Hodell *et al.* (2007) para Punta Laguna registra una sequía durante el Clásico de igual manera. Carillo Bastos (2013) menciona que conforme se aproxima el clásico aumentan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y registra una reducción continua de los elementos de selva. Para la región circum-caribe Haug *et al.* (2001; 2003), a través de registro de Ti en el sedimento en la cuenca del Cariaco, sugieren que el Periodo Clásico Terminal (TCP) estaba marcado por una sequía regional con eventos de humedad alternos.

1390-590 cal AP

El inicio de esta fase está marcado por la reducción de la vegetación selvática y el primer y único registro del polen de maíz. En conjunto con el registro de maíz se observa una reducción constante de los elementos de selva, tomando la vegetación un carácter abierto. En este periodo se observaron los porcentajes más bajos de los elementos de selva (42%) de todo el registro. Las condiciones secas no favorecen el desarrollo de *B. alicastrum*, mientras que taxones más tolerantes a condiciones de menor precipitación como *B. simaruba*, Fabaceae, y Euphorbiaceae permanecen. Se registra un ligero incremento en los elementos de manglar y las especies que más contribuye a este incremento son *C. erectus* y *A. germinans*. De acuerdo con los resultados obtenidos en un estudio de lluvia de polen y paleo (Islebe y Sánchez 2002; Escarraga Paredes *et al.* 2014) se sugiere que *C. erectus* es una especie que aparece cuando las condiciones son secas. En cuanto a la especie de *Avicennia germinans* es un indicador del nivel de salinidad y por lo tanto de los cambios intermareales. Los elementos de disturbio como las Poaceae, Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Asteraceae, Solanaceae y Convolvulaceae se mantienen a lo largo de este periodo respaldando la interpretación de condiciones progresivamente más secas y de disturbio. Los valores bajos en los porcentajes

de cobertura vegetal reflejan el dominio de las condiciones de menor humedad y se registra una disminución del TOC.

Alrededor de 1390 cal AP (560 d.C.) se da el único y primer registro del polen de maíz (*Zea mays*), lo que podría interpretarse como el inicio de la actividad humana cerca de la región. Lo que sugiere que alrededor de 560 d.C. durante el periodo Clásico ya existían actividades agrícolas cercanas a la laguna Cementerio. De acuerdo con Islebe *et al.* (1996) y Whitney *et al.* (2012), el polen de maíz es muy grande (55-120 μm) y dado a esto solo puede dispersarse a distancias cortas de la planta madre. Indicadores claves de cultivos como es el caso de *Zea mays* son generalmente raros dentro de los registros de polen por su pobre dispersión, frecuentemente representados por un único grano de polen (único registro) y por lo tanto son considerados como fuertes indicadores de actividades agrícolas y producción de alimentos. De esta forma, los paleoecólogos y arqueólogos infieren actividad agrícola por la simple presencia/ausencia de este raro grano de polen (maíz) en lugar de observar variaciones en su abundancia como normalmente lo hacen para otras especies más comunes encontradas en las muestras. Por otra parte, el registro de *Zea mays* ha variado en los distintos estudios en la Península; en la Reserva de la Biosfera de Los Petenes, se registró entre 2150-1500 cal AP (115-200 dC) (Gutiérrez Ayala *et al.* 2012); en la Reserva de la Biosfera de Ría Lagartos, se reportó alrededor de la 3780 cal AP (Aragón Moreno *et al.* 2012) y 3,500 cal AP en el lago Tzib (Carillo Bastos *et al.* 2010). Mientras que, en el norte de Guatemala, en el Lago Peten Itzá el primer registro corresponde a la 1880 cal AP (Islebe *et al.* 1996). Mueller *et al.* (2009) en el mismo lago, pero en otro estudio encontró el primer registro de maíz alrededor de 3000 cal AP. Estas distintas fechas en los hallazgos del polen de maíz pueden indicar que la adaptación de la agricultura varió a través de las distintas regiones de la Península de Yucatán y la región norte de Guatemala. A pesar de que en el presente estudio no se registró de manera continua el polen de *Zea mays* durante el periodo Clásico, el aumento en Poaceae,

Amaranthaceae/Chenopodiaceae y otros elementos de disturbio sugieren un periodo de actividades humanas cerca del área. Es importante mencionar que cuando se da el registro del maíz, el proxy de K/Ca exhibe estabilidad en la curva con promedios bajos, lo cual podría estar indicando que durante el registro de *Zea mays* no ocurrió una disminución sustancial de la cobertura de la vegetación, de haber ocurrido esto la erosión habría aumentado en este tiempo. De acuerdo con los estudios de paleo (Carillo Bastos 2013) sugieren que el valor umbral para considerar que existe vegetación selvática es de 30%, valores por debajo de esto indican un paisaje abierto. La curva de K/Ca apoya la idea de que la cobertura arbórea no se redujo de manera drástica (42%) cuando se registran actividades agrícolas cerca del sitio de estudio. Otros trabajos como el llevado a cabo por Carillo Bastos (2013) concuerdan que la cultura Maya no devastó la selva en su totalidad como lo han sugerido en trabajos previos.

Durante el registro de maíz, la curva de carbonato de calcio muestra que los cultivos aparecen cuando se presenta un mejoramiento en el clima. Esto sugiere que durante este periodo se registran las condiciones climáticas viables para el desarrollo y cultivo de la especie. Por lo tanto, la reducción de la selva se atribuye más por el factor antropogénico que por la falta de precipitación, ya que la curva de carbonato de calcio muestra una disminución cuando se da el registro de maíz, lo que se traduce a un mejoramiento climático y no a una sequía. Con el desarrollo de los cultivos la cobertura vegetal adquirió un carácter abierto, y esto se corrobora por la presencia de *Pinus sp.* (alrededor de 700 cal AP), el cual es indicador de vegetación abierta, ya que no es una especie que habita en la península de Yucatán. En una vegetación con menos cobertura el polen de *Pinus sp.* puede transportarse con mayor facilidad y depositarse (Aragón Moreno *et al.* 2012; Carillo Bastos 2013). De manera general en este periodo los taxones muestran que la vegetación era un mosaico compuesto por selva de carácter secundario y abierto (*Ficus sp.* y Fabaceae), con vegetación de disturbio (Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Poaceae y Convolvulaceae) con la presencia de cultivos (Z.

mays) y compuesta por vegetación de manglar la cual está representada principalmente por *C. erectus* y *A. germinans*.

Posteriormente, el maíz desaparece y la curva de carbonato de calcio muestra un aumento significativo y marcado alrededor de 700 cal AP (1100 d.C), lo que sugiere una fase intensa de sequía. Las condiciones secas en el 700 cal AP han sido identificadas en otros trabajos (Curtis *et al.* 1996; Hodell *et al.* 2001; Haug *et al.* 2001; Haug *et al.* 2003; Aragón Moreno *et al.* 2012; Gutiérrez Ayala *et al.* 2013; Carillo Bastos 2013). Hodell *et al.* (2001) sugieren que la sequía que ellos registran alrededor del 1020 d.C. está asociada al colapso de la cultura maya y proponen que corresponde a una serie de eventos secos que están relacionados con cambios cíclicos en la actividad solar. Curtis *et al.* (1996) para Punta Laguna reportan esta misma sequía y proponen que el colapso de la cultura maya ocurrió entre 800-1000 d.C., lo cual coincide con lo reportado en este estudio. Esta fase de sequía alrededor de 700 cal AP cae dentro del Anomalía Climática Medieval (ACM).

Tras el colapso de la cultura maya en la 700 cal AP, se registra un incremento importante de *R. mangle* y se comienza a recuperar la selva, que se ve reflejado en la curva de productividad que muestra un aumento. La curva de carbonato de calcio respalda condiciones secas, ya que a partir de esta fecha los valores de carbonato de calcio aún se mantienen altos. El colapso de la cultura maya alrededor de 700 cal AP permitió la posterior recuperación de la cobertura vegetal y se observa que a partir de este evento la selva se recupera de manera continua y aparecen los taxones de *Ficus*, Moraceae, Fabácea. El cese de las actividades agrícolas en el sitio permite que al final de este periodo se recupere de manera significativa los elementos de selva.

La recuperación de la selva ha sido detectada en otros registros de la Península de Yucatán. Carrillo Bastos *et al.* (2010) reporta que a partir de 750 cal AP se recuperan los elementos de

selva. Aragón Moreno *et al.* (2012) a partir de 770 cal AP reporta un aumento en Moraceae y *Ficus*, lo que sugiere un incremento en los porcentajes de selva como respuesta al aumento de las condiciones húmedas. Para la Reserva de la Biosfera de Los Petenes Roy *et al.* (2017) detecta un aumento en el proxy de K/Ca con aumento en la vegetación lo que se traduce a un breve periodo de humedad entre 825-700 cal AP.

590 Cal AP- Presente

Desde el inicio de este periodo hasta el 200 cal AP se detecta un mejoramiento climático y se presentan altas proporciones de elementos de selva con aumento de la vegetación de manglar (17%) y reducción de los elementos de disturbio (20%). En las curvas de polen la vegetación muestra recuperación y alcanzan los valores máximos (63%) de todo el registro. Se registran altos porcentajes de *Ficus sp.*, Moraceae, Fabaceae y Euphorbiaceae, y en menores proporciones *Bursera simaruba*, Rubiaceae, *Haematoxylum campechianum*, Myrtaceae y *Thrinax radiata*. Esta diversidad de taxa y la proporción en que se presentan indican el dominio de selva con mayor madurez (Torrescano 2007; Carillo Bastos 2008; Escarraga Paredes *et al.* 2014). Las especies de manglar se recuperan de manera progresiva a lo largo de este periodo, las especies dominante son *Avicennia germinans* y *Rhizophora mangle* (3-13%). De acuerdo con Escarraga Paredes *et al.* (2014) *Rhizophora mangle* puede ser considerada como un indicador de la influencia marina, nivel de inundación y de la dinámica hidrológica en el ecosistema de manglar. No obstante, *Avicennia germinans* es un indicador del nivel de salinidad y por lo tanto de los cambios intermareales y de los cambios hidrológicos locales. En cuanto a los elementos de disturbio la especie más representativa durante este periodo fue Poaceae lo cual nos podría estar indicando condiciones de inundación ya que esta especie de igual manera es un elemento de sabana (Carillo Bastos 2008). Al inicio de este periodo se registra un aumento en las esporas de hongo, lo cual podrían ser como respuesta de la transición después de un disturbio (Gutiérrez Ayala *et al.* 2012) esto podría ser una respuesta

de transición de un periodo seco (fase anterior) en el cual se redujo la cobertura arbórea, a un periodo donde se registra un aumento en la precipitación (fase actual) y se recuperan los elementos de selva. Las condiciones de abundante precipitación de igual manera se reflejan en las curvas de los elementos Ti, Al, Fe y K muestran una tendencia de aumento, lo que sugiere que el aumento en la precipitación provocó el aporte de sedimentos a la laguna. De la misma manera, la curva del proxy de K/Ca registra un aumento en la erosión.

Estas condiciones de humedad prevalecen hasta 160 cal AP en el cual la curva de carbonato de calcio registra un aumento significativo, al igual que la curva de calcio lo que sugiere que la salinidad en la columna de agua era mayor y sugieren condiciones de sequía para este periodo. Esta sequía intensa de corta duración no se refleja en la vegetación. La no respuesta de la vegetación se puede explicar en dos sentidos: el primero relacionado con la duración de la sequía; para que un evento climático afecte la vegetación deben mantenerse por un periodo de tiempo prolongado, en este caso la sequía duró aproximadamente 40 años. El segundo tiene la relación con la ausencia de las actividades humanas, lo que hace a la vegetación menos vulnerable a los efectos climáticos.

A partir de 150 cal AP hasta el final del periodo la vegetación se mantuvo con valores altos. La continua presencia de *Bursera simaruba*, Rubiaceae, *Haematoxylum campechianum* indican régimen de precipitación. La curva de carbonato de calcio exhibe una tendencia de disminución que se mantiene hasta el final del periodo lo cual refuerza la idea que para éste prevalecieron condiciones de humedad. Al haber altos porcentajes en la cobertura arbórea se presentan altos valores de COT que se mantienen hasta el final del registro. Además, el proxy K/Ca muestra un ligero aumento lo cual nos indican que se registró un arrastre de elementos hacia la laguna provocado por la precipitación. Tanto los altos porcentajes de cobertura arbórea, la alta productividad, y aumento en la erosión nos indican que el final de este periodo se presentaba un clima húmedo con un paisaje dominado por elementos de selva.

CONCLUSIONES:

Mediante el análisis del polen fósil, TOC, TIC y análisis geoquímicos obtenidos de los sedimentos, se determinó la historia de la vegetación, productividad histórica y las condiciones del medio físico de la laguna Cementerio, Xcalak Quintana Roo durante el Holoceno tardío. El aporte de los elementos de TI, Al, Fe y K y la proporción K/Ca se utilizaron para reconstruir variaciones en la precipitación, erosión y de la salinidad en la columna de agua.

Durante el inicio del Holoceno tardío se presentaban condiciones húmedas, la vegetación dominante era la selva compuesta principalmente por elementos de Moraceae, Fabaceae, Euphorbiaceae, Rubiaceae y *Bursera simaruba*. Los cambios registrados en la vegetación durante el Holoceno tardío muestran una respuesta a la dinámica hidrológica de la zona. Se logró determinar que la productividad histórica en la laguna Cementerio está relacionada con la cantidad de precipitación, ya que esto provoca aumentos en la cobertura vegetal y por lo tanto aumenta el material orgánico que se descompone e incorpora a los suelos. En este registro se lograron identificar cinco aumentos importantes en la productividad en los años: 11 cal AP, 388 cal AP, 844 cal AP, 1617 cal AP y el último 2530 cal AP. El porcentaje más alto de la productividad se registró alrededor de 388 cal AP, periodo en el cual la selva alcanza su máximo esplendor y registró los valores más altos de todo el registro. Por otra parte, entre 2845-2112 cal AP se registraron foraminíferos los cuales podría indicar una posible intrusión marina a la laguna.

Se lograron identificar dos sequías intensas las cuales coinciden con el periodo Clásico Terminal y con el colapso de la cultura maya. La vegetación arbórea se redujo y adquirió un carácter más abierto. El registro de *Zea mays* permitió identificar la presencia de actividades

agrícolas cerca de la zona durante el Clásico alrededor de 1390 cal AP (560 d.C.). Durante este periodo se observó la presión simultánea de ambos factores sobre la cobertura vegetal, una sequía y la agricultura, dando como resultado una transformación del paisaje (carácter abierto). Además, se determinó que durante el Clásico no existió una deforestación total como se pensaba. La mayor pérdida de cobertura arbórea ocurrió entre 1390 cal AP y 700 cal AP cuando se registró el polen de *Zea mays* y había evidencia de actividades humanas, donde la selva se redujo a un 42%.

El presente estudio es un registro que aporta nuevas evidencias sobre los cambios en la laguna Cementerio, Xcalak durante los últimos 2,800 años, zona que ha sido poco estudiada desde el punto de vista paleoambiental. Nuestras observaciones de manera general coinciden con otros estudios llevados a cabo en la Península de Yucatán y la región circum-caribe, lo que sugiere que el clima operó a escala regional. Los estudios paleoecológicos realizados en el ecosistema de manglar permiten obtener señales con baja interferencia local, permiten establecer líneas bases en el conocimiento y comprensión de los procesos ecológicos que ocurren en este tipo de ecosistemas. Así mismo, con la integración de múltiples proxies (polen fósil, TIC-TOC y geoquímica) es posible conocer más aspectos del ecosistema que nos ayudan a entender la dinámica natural de estos tipos de ecosistemas.

ABREVIACIONES:

TIC: Total Inorganic Carbon, (por sus siglas en inglés)

TOC: Total Organic Carbon (por sus siglas en inglés)

Cal AP: calibrado antes del presente

XRF: X- ray fluorescence

ITCZ (ZCIT): Intertropical Convergence Zone o Zona de Convergencia Intertropical

TCP: Periodo Terminal Clásico (por sus siglas en inglés)

ACM: Anomalía Climática medieval

PEH: Pequeña Era de Hielo

LITERATURA CITADA:

- Aragón Moreno A.A. 2011. Estudio paleoecológico de alta resolución en sedimentos de manglar. Tesis de Maestría. El Colegio de la Frontera Sur. Chetumal, Quintana Roo
- 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 Paleobotany and Palynology*. 178: 35-42
- Aragón Moreno, A. A., Islebe, G. A., Roy, P. D., Torrescano-Valle, N., Mueller, A. D. 2018a. Climate forcings on vegetation of the southeastern Yucatán Peninsula (Mexico) during the middle to late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 495, 214–226
- Aragón Moreno, A. A., Islebe, G. A., Torrescano-Valle, N., Arellano-Verdejo, J. 2018b. Middle and late Holocene mangrove dynamics of the Yucatan Peninsula, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 307–311
- Ball M. C. 1980. Patterns of secondary succession in a mangrove forest of Southern Florida. *Oecologia*. Vol. 44, p. 226-235
- Banfi, E., Quattrochi U. 1997. Guía de plantas tropicales silvestres. Barcelona. Ed. Grijalbo
- Barrera Ballesteros Claudia, Alejandro Rodríguez Ramírez. 2011. Métodos de reconstrucción paleoclimáticas en: cambio climático aproximaciones para el estudio de su efecto sobre la biodiversidad, Primera edición, Universidad Autónoma del estado de Hidalgo, México

- Bastida-Zavala José Rolando, Aurora U. Beltrán-Torres, Martha Angélica Gutiérrez-Aguirre, Gabriela de la Fuente-Betancourt. 2000. Evaluación rápida de los arrecifes parche de Majagual, Quintana Roo, México. *Rev. Biol. Trop.*, 48(1): 137-143.
- Birks HJ .1995. Quantitative palaeoenvironmental reconstructions. In Maddy D, Brew JS, editors. *Statistical modelling of Quaternary science data*. Technical
- Bradley R.S. 2000. Past global changes and their significance for the future. *Quaternary Science Reviews*, 19: 391-402
- Bradley Raymond S, Malcom K. Hughes, Henry F. Diaz. 2003. *Climate in Medieval Times*. Science. Vol. 302
- Bravo Cabrera José Luis, Enrique Azpra Romero, Víctor Zarraluqui Suck, Carlos Gay García. 2017. Effects of El Niño in Mexico during rainy and dry season: an extended treatment. *Centro de Ciencias de la Atmósfera*. 30 (3): 221-232
- Cahoon, D.R, Hensel P. 2002. Hurricane Mitch: a regional perspective on mangrove damage, recovery and sustainability. *USGS Open File*: 03-183
- Carillo Bastos Alicia. 2008. Variación climática y ecológica durante el Holoceno Medio-Tardío en la Península de Yucatán, un enfoque geo-espacial. Tesis de maestría en ciencias. El Colegio de la Frontera Sur. Chetumal, Quintana Roo, México
- Carillo Bastos Alicia, Erika Marcela Elizalde Rendón, Nuria Torrescano Vale, Gissell Flores Ortiz. 2008. Adaptaciones ante disturbios naturales, Manglar de Puerto Morelos, Quintana Roo, México. *Foresta Veracruzana*: 10(1): 31-38
- Carillos Bastos Alicia. 2013. Paleoecología, paleoclimatología y variación geoespacial de la vegetación de la Península de Yucatán durante el Holoceno Tardío. Tesis de doctorado. El colegio de la Frontera Sur. Chetumal, Quintana Roo

- Carrillo Bastos Alicia, Gerald A. Islebe, Nuria Torrescano-Valle, Norma Emilia González. 2010. Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Península, Mexico. *Review of Palaeobotany and Palynology* 160:189–196
- Carrillo Bastos Alicia, Gerald A. Islebe, Nuria Torrescano-Valle. 2012. Geospatial analysis of pollen records from the Yucatan Peninsula, Mexico. *Vegetation History and Archaeobotany*. 21:429–437
- Carrillo Bastos Alicia, Islebe GA, Torrescano-Valle N. 2013. 3800 Years of Quantitative Precipitation Reconstruction from the Northwest Yucatan Peninsula. *PLoS ONE* 8(12)
- Carrión José S., Navarro Cristina. 2002. Cryptogam spores and other non-pollen microfossils as a resource of paleoecological information: Case-studies from Spain: *Annales Botanici Fennici*. Vol. 39: 1-14
- Castaño Ana, Ligia Urrego, Gladys Bernal. 2010. Dinámica del manglar en el complejo lagunar de Cispatá (Caribe colombiano) en los últimos 900 años. *Rev. Biol. Trop.* (Int. J. Trop. Biol. Vol. 58 (4): 1347-1366
- Castaño Meneses Gabriela. 2012. Primer registro de hormigas (Hymenoptera: Formicidae) en suelos de mangle blanco (*Laguncularia racemosa*) en Xcalak, Quintana Roo, México. *Dugesiana*. 19 (2): 113-116
- Chambers Frank. 2015. The “Little Ice Age”: the first virtual Issue of The Holocene. *The Holocene*. Volume: 26 Issue: 3: 335-337
- CONABIO.2009. Manglares de México: Extensión y distribución. 2ª Edición. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México

- Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas CONANP. 2004. Programa de Manejo Parque Nacional Arrecifes de Xcalak. México. Consultado el día 15 Febrero del 2017 en http://www.conanp.gob.mx/que_hacemos/pdf/programas_manejo/Xcalak_ok.pdf
- Cordero Oviedo María Cecilia. 2015. Paleo palinología y geoquímica del Lago Esmeralda, Chiapas, México: Una reconstrucción paleoecológica. Tesis de Licenciatura. Universidad de Costa Rica
- Correa Metrio Alexander, Mark B. Bush, Liseth Pérez, Antje Schwalb, Kenneth R. Cabrera. 2011. Pollen distribution along climatic and biogeographic gradients in northern Central America. *The Holocene*. 21: 681
- Cunha Lignon Marília, Michel M. Mahiques, Yara Schaeffer- Novelli, Marcelo Rodrigues; Daniel A. Klein, Samara C. Goya, Ricardo P. Menghini, Clodoaldo C. Tolentino, Gilberto Cintrón-Molero, Farid Dahdouh Guebas. 2009. Analysis of mangrove forest succession, using sediment cores: a case study in the Cananéia -Iguape coastal system, São Paulo Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*. Vol. 57, No.3
- Curtis J. M. Brenner, D. A .Hodell. 1996. Climate Variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3,500 years, implication for Maya Culture Evolution. *Quaternary Research* 46: 37-47
- Curtis J., Brenner M., Hodell D.A., Balsler R.A., Islebe G., H. Hooghiemstra. 1998. A multi-proxy study of Holocene environmental change in the Maya Lowlands of Peten Guatemala. *Journal of Paleolimnology*. 19: 139-159
- De Jesús Navarrete A, Olivera Rivera J. 2002. Litter production of *Rhizophora* mangle at Bacalar Chico, Southern Quintana Roo, México. *Universidad y Ciencia*; 18(36): 79-86.

- Díaz Gaxiola Jesús Manuel. 2011. Una revisión sobre los manglares: Características, problemáticas y su marco jurídico. Importancia de los manglares, el daño de los efectos antropogénicos y su marco jurídico: caso sistema Lagunar de Topolobampo. Revista de Sociedad, Cultura y Desarrollo Sustentable. Vol.7, núm. 3
- Diario Oficial de la Federación. 2004. Programa de Manejo Parque Nacional, Arrecifes de Xcalak Consultado el día Marzo 3 del 2017 en http://www.crc.uri.edu/download/xcalak_ManagementPlan_published_oct04.pdf
- Escarraga Paredes Diana del Socorro, Nuria Torrescano Valle, Gerald A. Islebe .2014. Análisis de la relación vegetación-lluvia de polen actual de las comunidades vegetales en el Noroeste de la Península de Yucatán, México. Núm. 38, pp. 27-52
- Faegri, K., Iversen, J. 1989. In: Faegri, K., Kaland, P.E., Krzywinski, K. (Eds.). Textbook of pollen analysis. 4th ed. John Wiley, Chichester
- Fedo Christopher M. H. Wayne Nesbitt, Grant M. Young. 1995. Unravelling the effect of potassium metasomatism in sedentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geological Society of America, 23: 921-924
- Flores Verdugo Francisco Javier, Claudia Maricusa, Agraz-Hernández, Daniel Benítez-Pardo. 1999. Creación y Restauración de Ecosistemas de Manglares: Principios Básicos (Manual). INECOL
- Flores Verdugo Francisco Javier, Agraz Hernández C, Benítez Prado Daniel. 2007. Ecosistemas acuático costeros: importancia, retos y prioridades para su conservación. En Sánchez et al. Eds. Perspectivas sobre la conservación de ecosistemas acuáticos en México. INECC. México

- Fragoso Servón Patricia, Francisco Bautista, Oscar Frausto, Alberto Pereira. 2014. Características 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*. Vol. 21. Núm. 1
- García Enriqueta. 1973. *Modificación al sistema de clasificación climática de Köppen*. Segunda Edición. Ciudad de México (UNAM). México
- García Gómez Arturo, Gabriela Castaño Meneses, M. Magdalena Vázquez González, José G. Palacios Vargas. 2014. Mesofaunal arthropod diversity in shrub mangrove litter of Cozumel Island, Quintana Roo, Mexico. *Applied Soil Ecology*. 83: 44-50
- Gutiérrez Ayala Luz Verónica. 2011. *Reconstrucción paleoambiental multiproxy del Holoceno tardío en la región de los Petenes (Campeche) en el noroeste de la península de Yucatán*. Tesis de Maestría. El Colegio de la Frontera Sur. Chetumal, Quintana Roo
- Gutiérrez Ayala Luz Verónica, Nuria Torrescano Valle, Gerald Islebe. 2012. Reconstrucción paleoambiental del Holoceno tardío de la reserva Los Petenes, Península de Yucatán, México. *Revista Mexicana de Ciencias geológicas*. Vol. 29 Núm. 3, P 749-763
- Grimm E.C. 2015. TILIA software version 2.0.41. Illinois State Museum, Research and Collection Center. Springfield USA
- Haug Gerald H, Konrad A. Haughen, Daniel M. Sigman, Larry C. Peterson, Ursula Rohl. 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*. Vol. 293

- Haug Gerald H., Gunther, D., Larry C. Peterson, Daniel M. Sigman., Konrad A. Hughen., Beat Aeschlimann. 2003. Climate and the Collapse of the Maya Civilization. *Science*. Vol. 299
- Hensel P, Proffitt C.E. 2002. Hurricane Mitch: acute impacts on mangrove forest structure and an evaluation of recovery trajectories: executive summary: USGS Open File Report: 03-182
- Hernández Brito Deudedit Rafael. 2013. Fraccionamiento de Fósforo en sedimentos superficiales del sector oriental del Golfo de Cariaco, Estado Sucre, Venezuela. Tesis de Licenciatura. Universidad de Oriente Núcleo de Sucre. Escuela de Ciencias
- Hirales Cota M, J. Espinoza-Avalos, B. Schmook, A. Ruiz-Luna, R. Ramos-Reyes. 2010. Drivers of mangrove deforestation in Mahahual-Xcalak, Quintana Roo, Southeastern Mexico. *Ciencias Marinas*. 36 (2): 147-159
- Hodell David A., Curtis J.H. Brenner M. 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya Civilization. *Nature*.292
- Hodell, David A, Brenner, M, Curtis, J.H, Guilderson T. 2001. Solar forcing of Drought Frequency in the Maya Lowlands. *Science*. 292: 1367-1370
- Hodell David A, Brenner M, Curtis JH. 2005a. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands from multiple sediment core in Lake Chichancanab (Mexico). *Quaternary Science Reviews* 24: 1413-1427
- Hodell David .A, Brenner Mark, Curtis Jason H, Roger Medina Gonzalez, Enrique Idelfonso Chan Can, Alma Albornaz Pat, Thomas P. Guilderson. 2005b. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research* 63: 109-121
- Hodell, D., Brenner, M., Curtis, J., 2007. Climate and cultural history of the northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. *Climatic Change* 83, 215–240.

- Hughes TP, Baird AH, Bellwood DR, Card M, Connolly SR, Folke C, Grosberg R, Hoegh-Gulberg O, Jackson JBC, Kleypas J, Lough JM, Marshall P, Nyström M, Palumbi SR, Pandolfi JM, Rosen B, Roughgarden J. 2003. Climate change, human impacts, and the resilience of coral reefs. *Science* 301:929-933
- Hutchinson James, Mark Spalding, Philine Zu Ermgassen. 2014. The Role of Mangroves in Fisheries Enhancement. The Nature Conservancy and Wetlands International
- Iglesias Jiménez Emeterio., Víctor Pérez García. 1992. Relationships between Organic Carbon and Total Organic Matter in Municipal Solid Wastes and City Refuse Composts. *Bioresource Technology*. 41: 265-272
- Imbert D, Rousteau A, Scherrer P. 2000. Ecology of Mangrove Growth and Recovery in the Lesser Antilles: State of Knowledge and Basis for Restoration Projects. *Restoration Ecology* 8(3): 230-236
- Islebe, Gerald. A., H. Hooghiemstra, M. Brenner, J.H. Curtis, D.A. Hodell. 1996. A Holocene vegetation history from lowland Guatemala. *The Holocene* 6(3): 265-271
- Islebe Gerald .A. 1999. La paleoecología: bases y su aplicación. *Foresta Veracruzana* 1(2):47-50
- Islebe Gerald., Rogel Villanueva Gutiérrez., Odilón Sánchez. 2001. Relación lluvia de polen-vegetación en selva de Quintana Roo. *Boletín de la sociedad Botánica de México*. Número 069. Sociedad Botánica de México, PP.31-38, México
- Islebe, Gerald .A., Odilón Sánchez. 2001. La Vegetación de Quintana Roo: pasado y presente. *Foresta veracruzana*. Vol. 3, núm. 2, pp. 47-51. Recursos Genéticos Forestales. Xalapa, México
- Islebe Gerald A., S.O. Sánchez. 2002. History of late Holocene vegetation at Quintana Roo, Caribbean coast of Mexico. *Plant Ecology* 160: 187-192

- Islebe Gerald .A, Nuria Torrescano Valle . 2005. Investigar el pasado para comprender el futuro. Volumen 30, número 184, El Colegio de la Frontera Sur, México
- Israde Alcántara Isabel., Bertha Olivia Aguilar Reyes., Avto Gogichiasvili., Victor Hugo Garduño-Monroy., Anna Gabriela Carranza Rivera., Juan Morales. 2013. Evolución paleoambiental del Pleistoceno Superior al Holoceno del antiguo lago de los ESPEJOS (Acambay, Mexico). *Latinmag Letters*. Vol. 3. Special Issue. Uruguay
- Joo Chang Juan Carlos, Gerald Alexander Islebe, Nuria Torrescano Valle. 2015. Mangrove history during middle and late Holocene in Pacific South-eastern Mexico. *The Holocene* 1– 12, Research paper
- Kathiresan K. 2005. Importance of mangrove Ecosystem. Centre of Advanced study in Marine Biology
- Knies, J., Hald, M., Ebbesen, H., Mann, U., Vogt, C. 2003. A deglacial–middle Holocene record of biogenic sedimentation and paleoproductivity changes from the northern Norwegian continental shelf: *Paleoceanography*, 18(4), 1096.
- Leyden, B.W. 1987. Man and Climate on the Maya lowlands. *Quaternary Research* 28(3): 407-417
- Leyden, B.W., M, Brenner, D.A. Hodell, J.H. Curtis.1993. Late Pleistocene climate in Central America lowlands. In *Climate Change in Continental Isotopic Records*, Geophysical Monography 78, P.K. Swart, K.C Lohmann, McKenzie, S. Savin (editors). American Geophysical Union. Washington. U.S.A
- Leyden B., Brenner W.M., Whitemore T., Curtis J.H., Piperno D.R., B.H. Dahlin. 1996. A record of long and Short-Term Climatic Variation from Northwest Yucatan. Cenote San Jose Chulchacá. In *The Managed Mosaic: Ancient Maya Agriculture and Resource Use*. Fedick S.L (ed). University of Utah Press

- Leyden B.W., Brenner M., B.H. Dahlin .1998. Cultural and climatic history of Cobá, a lowland Maya city in Quintana Roo, Mexico. *Quaternary Research* 49: 111-122
- Leyden B.W. 2002. Pollen Evidence for Climatic Variability and Cultural Disturbance in the Maya Lowlands. Cambridge University Press. *Ancient Mesoamerica*. 13, 85-101. Department of Geology. U.S.A
- Lotter A.F. 2003. Multi-proxy climatic reconstruction. pp. 373–383. In Mackay A, R Battarbee, J Birks and F Oldfield. 2003. *Global Change in the Holocene*
- Lozano Garcia Ma. Del S, E. Martínez Hernández. 1990. *Palinología de los Tuxtlas: Especies arbóreas*. Instituto de Biología. Universidad Nacional Autonoma de México. México
- Lozano García M.D.S, Caballero M, Ortega B., Rodríguez A., Sosa S., 2007. Tracing the effect of the Little Ice Age in the tropical lowlands of Eastern Mesoamerica. *Proceeding of the National Academy of Science*: 16200-16203
- Mayr, C., Lücke, A., Maidana, N.I., Wille, M., Haberzettl, T., Corbella, H., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Fey, M., Janssen, S., Zolitschka, B. 2009. Isotopic and geochemical fingerprints on lacustrine organic matter from Laguna PotrokAike (southern Patagonia, Argentina) reflect environmental changes during the last 16,000 years. *Journal of Paleolimnology* 42, 81e102.
- Medina Elizalde A. Martín, Stephen J. Burns, David W. Lea, Yemane Asmerom, Lucien von Gunten, Victor Polyak , Mathias Vuille, Ambarish Karmalkar. 2010a. High resolution stalagmite climate record from the Yucatan Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth and Planetary Science*
- Medina Elizalde A. Martin, Eelco J. Rohling. 2010b. Collapse of Classic Maya Civilization related to modes reduction in precipitation. Vol. 335. *Science*

- Monacci N.M.; Meier Grünhagen U., Finney, B.P., Behling H. M.J. Wooller. 2011. Paleocology of mangroves along the Sibun River, Belize. In *Quaternary Research*. Volumen 76, pp. 220-228.
- Moreno Casasola Patricia, Infante Mata, Dulce María. 2016. Conociendo los manglares, las selvas inundables y los humedales herbáceos. INECOL- OIMT
- Moreno Ruiz Juan Antonio. 2013. Comparación de la cobertura y fragmentación del bosque de manglar entre un área natural protegida y área adyacente sin esquema de protección. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México (SISAL)
- Mueller Andreas D., Gerald A. Islebe, Michael B. Hillesheim, Dustin A. Grzesik., Flavio S. Anselmetti., Daniel Ariztegui., Mark Brenner, Jason H. Curtis, David A. Hodell, Kathryn A. Venz. 2009. Climate drying and associated forest decline in the lowlands of northern Guatemala during the late Holocene. *Quaternary Research* 71:133–141
- Ochoa Gómez Jonathan Giovanni. 2014. Estructura y Productividad del manglar de Balandra, BCS, México. Tesis de maestría. Universidad autónoma de Baja California del Sur
- Palacios Chávez R., Ludlow Wiechers B., R. Villanueva Gutiérrez .1991. Flora palinológica de la Reserva de la Biosfera de SianKa'an, Quintana Roo, México. Centro de Investigación de Quintana Roo. Quintana Roo, México
- Pardo Benítez Daniel. 2007. Forestación Artificial con Manglar en Isletas de Dragado en una región semiárida de México. Tesis de Doctorado. Instituto Politécnico Nacional
- Posada William Andrés, Luis Norberto Parra. 2010. Microscopía de Pedocomponentes en un sitio arqueológico del occidente de Antioquia. Énfasis en Arqueobotánica y paleoecología. *Bol. Cient.mus. hist.nat.* 14 (1):17-40

- PROFEPA (Procuraduría Federal de Protección al Ambiente). 2014. México protege sus manglares consultado el día 28 de agosto de 2018 en la página: http://www.profepa.gob.mx/innovaportal/v/5117/1/mx/mexico_protege_sus_manglares.html
- Roy Priyadarsi D., Nuria Torrescano Valle, Gerald A. Islebe, Luz Verónica Gutiérrez Ayala. 2017. Late Holocene hydroclimate of the Western Yucatan Peninsula (Mexico). *Journal of Quaternary Science*
- Roberts N.1998. *The Holocene. An environmental history.* Blackwell Science Publisher. USA
- Schoepfer Shane D., Jun Shen., Hengye Wei., Richard V. Tyson., Ellery Ingall., Thomas J. Algeo. 2014. Total organic carbon, organic phosphorus, and biogenic barium fluxes as proxies for paleomarine productivity. *Earth Science Reviews.* 149: 23–52
- Schumacher Brian A. 2002. *Methods for the determination of Total Organic Carbon (TOC) in soil and sediments.* Environmental Protection Agency. Environmental Science Division National
- SEMARNAT. 1996. *Catalogo ilustrado de las especies vegetales para Quintana Roo enunciadas en la NOM- 059-ECOL-94*
- Sosa Nájera Susana, Socorro Lozano García, Priyadarsi D. Roy, Margarita Caballeros. 2010. Registro de sequias históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* Vol. 62. Núm. 3
- Stuivers M, Reimer P.J. 2017. CALIB REV 7.0.4. Radiocarbon Calibration Program

- Taylor Thomas N, Jeffrey M. Osborn. 1996. The importance of fungi in shaping the paleoecosystem. *Review of Paleobotany and Palynology*. Vol. 90: 249-262
- Torrescano Valle Nuria, Gerald A. Islebe. 2006. Tropical forest and mangrove history from South-eastern Mexico: a 5000 yr pollen record and implication for sea level rise. *Vegetation history Archaeobotany*, 15:191-195
- Torrescano Valle Nuria .2007. Reconstrucción paleoambiental del Holoceno Medio-Tardío en la parte centro-sur de la Península de Yucatán, México. Tesis de Doctorado. El Colegio de la Frontera Sur. Chetumal, Quintana Roo
- Torrescano Valle Nuria. Islebe G.A. 2012. Mangroves of Southeastern Mexico: Paleoecology and Conservation. *Open Geography Journal* 5:6-15
- Valle Martínez Adelina. 2015. Historia Paleoecológica del manglar de la laguna de Cuyutlán, en el Pacífico Mexicano, y su relación con cambios ambientales. Tesis de maestría. Universidad de Guadalajara
- Vázquez Castro Gabriel, Beatriz Ortega Guerrero, Alejandro Rodríguez, Margarita Caballero, Socorro Lozano García. 2008. Mineralogía magnética como indicador de sequía en los sedimentos lacustres de los últimos ca. 2,600 años de Santa María del Oro occidente de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 25. Núm. 1. México
- Vidal Zepeda Rosalía. 2005. Las regiones climáticas de México. Instituto de Geografía. UNAM. México
- Watson Elizabeth B., Kerstin Wasson, Gregory B. Pasternack, Andrea Woolfolk, Eric Van Dyke, Andrew B. Gray, Anna Pakenham, Robert A. Wheatcroft. 2010. Application from paleoecology to Environment Management and Restoration in dynamic coastal environment. *The Journal of the Society for Ecological Restoration*

- Weltje G. J, Tjallingii R. 2008. Calibration of XRF core scanner for quantitative geochemical logging of sediments core: theory and application. *Earth and Planetary Science Letters* 274: 423-438
- Whitney Bronwen S, Elizabeth AC. Rushton, John F. Carson, Jose Iriarte, Francis E. Mayle. 2012. An improved methodology for the recovery of *Zea mays* and other large crop pollen, with implications for environmental archaeology in the Neotropics. *The Holocene. Research Paper.* 22(10): 1087-1096
- Wijmstra, T. A., Smit, A., Van Der Hammen, T., & Van Geel, B. 1971. Vegetational Succession, Fungal Spores and Short-Term Cycles in pollen diagrams from the Wietmarscher Moor. *Acta Botanica Neerlandica*, 20(4), 401–410
- Willard Debra, Christopher E. Bernhardt, Lisa Weimer, Sherrir R. Cooper. 2004. Atlas of Pollen and Spores of the Florida Everglades. *Palynology. Volume 28:* 175-227
- Wooller Mathew J, Hermann Behling, Barbara J. Smallwood, Marilyn Fogel. 2004. Mangrove ecosystem dynamics and elemental cycling at Twin Cays, Belize, during the Holocene. *Journal of Quaternary Science*
- Wooller M.J, Morgan R., Fowell S., Behling H., and M. Fogel .2007. A multiproxy peat record of Holocene mangrove paleoecology from Twin Cays, Belize. *The Holocene* 17 (8):1129-113
- Xiao J., Wu J., B. Liang W., Nakamura T., Liu B., Inouchi Y. 2006. Holocene Climate changes in the monsoon & Arid transition reflected by carbon concentration in Daihai Lake of Inner Mongolia: *The Holocene.* 16(14): 551-560

- Yan Hong, Wei Wei, Willie Soon, Zhisheng An, Weijian Zhou, Zhonghui Liu, Yuhong Wang, Robert Carter. 2015. Dynamics of the intertropical convergence Zone over the Western Pacific during the Little Ice Age. *Nature Geoscience*. Vol. 8
- Yáñez Arancibia Alejandro, John W. Day, Robert R. Twilley, Richard H. Day. 2014. Manglares: Ecosistema centinela frente al cambio climático, Golfo de México. *Revista Madera y Bosque*. Vol. 20, núm. especial: 39-75