



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**

**HISTORIA AMBIENTAL DE LA LAGUNA YALAHAU  
(YUCATÁN, MÉXICO) DURANTE LOS ÚLTIMOS 8,400 AÑOS**

**TESIS**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRA EN CIENCIAS**

**PRESENTA:**

**GLORIA ALEJANDRA RODRÍGUEZ ABAUNZA**

**TUTOR PRINCIPAL:**

**Dr. YOHAN ALEXANDER CORREA METRIO  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM**

**COMITÉ TUTOR:**

**Dra. MARGARITA ERNA CABALLERO MIRANDA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM**

**Dra. MARIA LUISA MACHAIN CASTILLO  
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM**

**Dra. LAURA EUGENIA BERAMENDI OROSCO  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM**

**Dr. JAIME HUMBERTO ESCOBAR JARAMILLO  
DPTO. DE ING.CIVIL Y AMBIENTAL, UNINORTE**

**ASESORES EXTERNOS:**

**Dra. LISETH CAROLINA PEREZ ALVARADO  
IGeo, Technische Universität Braunschweig**

**Dr. MARK BRENNER**

**Land Use and Environmental Change Institute, University of Florida**

**CD. MX., JUNIO, 2021**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



**HISTORIA AMBIENTAL DE LA LAGUNA YALAHAU  
(YUCATÁN, MÉXICO) DURANTE LOS ÚLTIMOS 8,400 AÑOS**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:  
MAESTRA EN CIENCIAS**

**TUTOR PRINCIPAL:**

Dr. YOHAN ALEXANDER CORREA METRIO  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

**COMITÉ TUTOR:**

Dra. MARGARITA ERNA CABALLERO MIRANDA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM  
Dra. MARIA LUISA MACHAIN CASTILLO  
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM  
Dra. LAURA EUGENIA BERAMENDI OROSCO  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM  
Dr. JAIME HUMBERTO ESCOBAR JARAMILLO  
DPTO. DE ING.CIVIL Y AMBIENTAL, UNINORTE

**ASESORES EXTERNOS:**

Dra. LISETH CAROLINA PEREZ ALVARADO  
IGeo, Technische Universität Braunschweig  
Dr. MARK BRENNER  
Land Use and Environmental Change Institute, University of Florida

**MÉXICO, CD. MX., JUNIO, 2021**

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología y a la Universidad Nacional Autónoma de México por todos los conocimientos y las oportunidades que me brindaron a lo largo de mi maestría. Al Instituto de Geología y al Centro de Geociencias (Campus Juriquilla) por permitirme desarrollar mi trabajo de grado en sus instalaciones.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico otorgado para cursar mis estudios de maestría a través de la “Beca CONACYT Nacional 2019”. Este estudio fue financiado por el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica en el marco del proyecto “Los ecosistemas de manglar a través del Holoceno: estudios de caso del Golfo de México, el Caribe y Pacífico mexicanos” (PAPIIT IN208819).

A mi tutor, Alexander Correa por darme la oportunidad de trabajar con él, por su apoyo incondicional, su confianza y sus numerosas enseñanzas. A los miembros de mi comité tutorial: Jaime Escobar, Margarita Caballero, Laura Beramendi y María Machain por sus valiosos comentarios y correcciones, los cuales contribuyeron significativamente a la construcción de este documento. A mis asesores externos Mark Brenner y Liseth Pérez por su apoyo durante este proceso y por las observaciones que enriquecieron este manuscrito.

Quiero agradecer a Jason Curtis y Gianna Browne del Laboratorio de Isótopos Estables (Universidad de Florida) por su asistencia en los análisis de isótopos estables. Un agradecimiento muy especial a Jaime, Jason y Mark por su calidez y hospitalidad durante mi estancia en Gainesville. A John Smol y Christopher Grooms del Laboratorio de Evaluación e Investigación Ambiental Paleoecológica (Universidad de Queen's) por su asistencia en el análisis de clorofila-a. Mis más sinceros agradecimientos a Jason y Christopher por su constante asesoría en las cuestiones metodológicas.

Al Laboratorio de Geoquímica Ambiental (Instituto de Geología-UNAM), en especial a Astrid Vázquez Salgado y Luis Gerardo Martínez por su asistencia en el análisis de XRF. A Sara Solis por su asistencia en el laboratorio de Edafología (CGEO-UNAM). El muestreo se llevó a cabo gracias al permiso del Parque Estatal “Lagunas de Yalahau” y al esfuerzo conjunto de Alex Correa, Dayenari Caballero, Emmanuel Gamez, Gustavo Olivares y Daniel Mendiola Esquivel.

A mis compañeros de laboratorio Cecilia Cordero, Mauricio León, Emmanuel Gámez, Melisa Aranza, Melbi Ramos, Dayenari Caballero, Carlos Castañeda, Gustavo Olivares y Alexis López por su apoyo fraternal y la constante retroalimentación académica. A los ostracodólogos mexicanos Mauricio Bonilla, Karla Rubio y Fernanda Charqueño por su hospitalidad en México y por compartir sus conocimientos conmigo. A los biólogos Daniela Rojas y Nicolás Hazzi por su asesoría y apoyo incondicional en la distancia. A mi familia y amigos en Colombia, por su cariño, su apoyo y su voz de aliento durante estos años lejos de casa.

## CONTENIDO

Resumen .....	1
Abstract .....	2
Introducción .....	3
Antecedentes .....	5
Justificación .....	11
Hipótesis .....	13
Objetivos .....	15
Área de Estudio .....	16
Contexto geográfico y geológico .....	16
Contexto climático .....	17
Laguna Yalahau .....	18
Vegetación .....	19
Contexto Arqueológico .....	20
Materiales y Métodos .....	23
Trabajo de Campo .....	23
Trabajo de Laboratorio .....	23
Modelo de edad .....	23
Análisis Multielemental .....	24
Carbono y Nitrógeno .....	25
Azufre Elemental .....	26
Análisis de Clorofila-a .....	26
Análisis Estadístico .....	27
Resultados .....	29
Litología y Modelo de Edad .....	29
Análisis Multielemental .....	30
Análisis de Carbono, Nitrógeno y Clorofila-a .....	32
Análisis de Componentes Principales .....	33

Discusión .....	37
Indicadores ambientales .....	37
Historia ambiental de la Laguna Yalahau .....	43
Conclusiones .....	55
Referencias Bibliográficas .....	57

## Resumen

La Península de Yucatán es un laboratorio natural para estudiar las interacciones entre las poblaciones humanas y los ecosistemas acuáticos en las tierras bajas neotropicales. El presente registro multiproxy documentó la historia ambiental de la laguna Yalahau, la cual abarca los últimos ~ 8,300 años. Se utilizaron concentraciones multielementales, indicadores de la materia orgánica y la clorofila-a en los sedimentos para reconstruir la evolución del sistema lacustre, infiriendo las principales trayectorias del estado trófico. Un análisis de componentes principales facilitó la descripción de los cambios en la productividad y la erosión a lo largo del tiempo. En su fase inicial, Yalahau era un sistema de aguas poco profundas con condiciones oligotróficas. A partir del cociente TOC/TN se puede inferir que los sedimentos orgánicos depositados durante esta etapa se derivaron en gran parte de fuentes terrestres. A los ~ 4,000 cal. AP, múltiples indicadores sugieren un aumento en la productividad lacustre y un incremento en la erosión, lo que coincide con cambios en el uso del suelo en la región, como resultado de la expansión de las poblaciones Mayas en el período Preclásico. La intensificación en la erosión a partir de los ~ 1,600 cal. AP, proporcionó una entrada sustancial de nutrientes al lago y el predominio de las condiciones eutróficas. Además, valores más negativos de  $\delta^{15}\text{N}$  sugieren una mayor contribución de las cianobacterias a la productividad, mientras que los valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  pudieron ser resultado de la metanogénesis, favorecida por las condiciones de hipoxia en el fondo del lago. Durante los últimos ~ 550 años, la intensificación de los procesos erosivos podría estar relacionada con condiciones relativamente más húmedas y el aumento de la actividad ciclónica en la Península de Yucatán. Este registro sedimentario permite rastrear tendencias a largo plazo en la ontogenia de un sistema lacustre durante el Holoceno, contrastando la variabilidad natural con el desarrollo cultural en el norte de las tierras bajas mayas.

## Abstract

The Yucatan Peninsula is a natural laboratory to study the interactions between human populations and aquatic ecosystems in the Neotropical lowlands. We present a multiproxy record from the environmental history of Yalahau Lake, spanning the last ~ 8,400 years. Multi-elemental concentrations, organic matter and chlorophyll-*a* in sediments were used to reconstruct the evolution of the lacustrine system, inferring the main trajectories of trophic state. A principal component analysis facilitated the description of changes in productivity and allochthonous input through time. In an initial phase, Yalahau was a shallow hard-water system with oligotrophic conditions. Organic sediments deposited during this stage were derived largely from terrestrial sources, as inferred from high C/N ratios. At ~ 4,000 cal. BP, multiple indicators suggest an increase in lake productivity and erosion increase. These coincide with land use changes in the region because of the expansion of the Mayan populations during the Preclassic period. The erosion intensification at ~ 2,100 cal. BP provided a substantial input of nutrients to the lake and the predominance of eutrophic conditions. Furthermore, lowest values of  $\delta^{15}\text{N}$  could reflect the increasing contribution of cyanobacteria to productivity while negative values of  $\delta^{13}\text{C}$  could be the result of methanogenesis, facilitated by the hypoxic conditions at the bottom of the lake. Through the last ~ 550 years, the intensification of erosive processes could be related to relatively wetter conditions and increased cyclonic activity in the Yucatan Peninsula. This sedimentary record allows to track long-term trends in the ontogeny of a lake system during the Holocene, contrasting natural variability with cultural development in the northern Maya lowlands.

## INTRODUCCIÓN

Los sedimentos lacustres son archivos naturales de las condiciones ambientales y ecológicas del pasado (Smol, 2009). Éstos se acumulan de manera ordenada en el fondo de los lagos y contienen una variedad de indicadores físicos, químicos y biológicos. Dichos indicadores proporcionan un registro integrado de los cambios que ocurren dentro del lago y en la cuenca hidrográfica circundante (Brenner et al., 2002). Estos archivos sedimentarios se pueden interpretar a partir de técnicas paleolimnológicas, permitiendo la observación de la variabilidad de los ecosistemas acuáticos a través de diferentes escalas temporales (Smol, 2009).

La materia orgánica no sólo constituye una fracción variable de los sedimentos lacustres sino que es un componente fundamental del ciclo del carbono global (Heuer et al., 2010; McGowan et al., 2016). La variabilidad de la cantidad y composición de la materia orgánica en los sedimentos han permitido evaluar las fuentes de materia orgánica, reconstruir la productividad e identificar cambios en la disponibilidad de nutrientes en los ambientes lacustres (Meyers, 2003). Debido a que los lagos pueden sufrir cambios importantes en respuesta al aumento del flujo de nutrientes, numerosos estudios han evaluado la aplicabilidad de la materia orgánica para evaluar la eutrofización en los lagos (e.g., Brenner et al., 1999; Hodell & Schelske, 1998; Teranes et al., 1999). Sin embargo, se sabe relativamente poco sobre cuándo y cómo el impacto antropogénico se convirtió en uno de los principales impulsores de la eutrofización en el pasado prehistórico (Guiry, 2019).

Los registros sedimentarios de los lagos de la Península de Yucatán se han utilizado ampliamente como archivos paleoambientales para explorar la variabilidad climática del Cuaternario tardío y la influencia humana en el entorno regional (e.g., Correa-Metrio et al., 2012; Curtis et al., 1998; Hodell et al., 2007). Muchos estudios previos se han enfocado en evaluar la variabilidad climática durante el Holoceno y su posible vínculo con el “colapso de la cultura clásica Maya” a través de isótopos estables en los sedimentos lacustres (Curtis et al., 1996; Hodell et al., 2007, 2005a, 1995). Sin embargo, se ha prestado menos atención a la evolución del estado trófico de los lagos (e.g., Whitmore et al., 1996) a pesar de que las actividades humanas

antiguas probablemente alteraron la dinámica natural de los ecosistemas lacustres en la península (Binford et al., 1987; Lentz et al., 2020).

La mayoría de estos estudios paleoambientales de la Península de Yucatán se encuentran restringidos a la región del sur (Curtis et al., 1998; Hillesheim et al., 2005; Rosenmeier et al., 2002), a la zona central (Hodell et al., 2005a, 1995) y a la zona oriental (Curtis et al., 1996; Leyden et al., 1998). Para la zona noroccidental de la península existen dos registros paleoambientales que abarcan los últimos ~2,000 años en San José Chulchacá y Aguada X'caamal (Hodell et al., 2005b; Leyden et al., 1996; Whitmore et al., 1996). La zona noroccidental es de especial interés, ya que presenta pronunciados gradientes de precipitación meridional y un déficit de humedad a lo largo de casi todo el año (Hodell et al., 2005b). Asimismo, se han registrado interacciones a largo plazo entre las poblaciones humanas y los ecosistemas acuáticos en esta región (Brenner et al., 2002). Por tanto, con el desarrollo de esta investigación se pretende brindar una reconstrucción de la evolución de un sistema lacustre a lo largo de los últimos 8,400 años en la zona noroccidental de la Península de Yucatán.

Este estudio está basado en múltiples indicadores sedimentarios (concentraciones multi-elementales, propiedades geoquímicas de la materia orgánica de los sedimentos y pigmentos fotosintéticos) de una secuencia sedimentaria de la Laguna Yalahau, ubicada en el Estado de Yucatán, México. La geoquímica de los sedimentos de los lagos está fuertemente influenciada por el clima, los cambios en la vegetación y, durante los últimos milenios, las actividades humanas (Cohen, 2003). Dichos cambios pueden alterar la composición química de los sedimentos lacustres (Meyers, 2006), por ende, se espera que las propiedades químicas de los sedimentos cambien de acuerdo con la ontogenia del cuerpo de agua, los cambios en la vegetación de la cuenca circundante, las actividades humanas y el contexto climático de la región. De esta manera, se realizó una reconstrucción de la historia ambiental del lago, infiriendo los factores que promovieron la variabilidad del sistema lacustre a lo largo del tiempo e identificando las principales tendencias climáticas reportadas para la región durante el Holoceno.

## ANTECEDENTES

Numerosos registros lacustres se han utilizado para inferir la variabilidad climática del Holoceno y la influencia humana en el entorno regional, a partir de la variabilidad ecológica química y sedimentológica. Los trabajos pioneros datan de la década de 1960, cuando Cowgill et al. (1966) estudiaron los efectos de las actividades humanas sobre la vegetación de la Laguna Petenxil en Petén (Guatemala). Posteriormente, a principios de 1970, el Proyecto de Ecología Histórica del Petén Central (CPHEP) combinó estudios arqueológicos y sedimentos lacustres para explorar el impacto del asentamiento Maya en varias cuencas de la región. Deevey et al. (1979) relacionaron los cambios en la distribución de los nutrientes en tres lagos de la cuenca de Petén (Fig. 1.9; Sacnab, Yaxhá y Quexil) con el incremento de material inorgánico alóctono, especialmente silicatos en los sedimentos de los lagos, el cual pudo ser amplificado por las actividades de los Mayas.

Covich (1976) evaluó los cambios temporales en las comunidades de moluscos en el Lago Petén Itzá (Fig. 1.9) y su posible relación con los cambios en la disponibilidad de nutrientes y la concentración de oxígeno en la columna de agua. Los períodos de alta carga de nutrientes y bajas concentraciones de oxígeno se relacionaron con actividades agrícolas en la cuenca. Por otro lado, Covich & Stuiver (1974) infirieron cambios en el nivel del Lago Chichancanab (Fig. 1.4) a través de los cambios en la proporción de isótopos estables de oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) en caracoles, demostrando la viabilidad de los isótopos estables para evaluar los cambios ambientales en los registros lacustres de la Península de Yucatán. A pesar de las inconsistencias en las cronologías, estos trabajos pioneros demostraron que los sedimentos lacustres de esta región son un laboratorio natural para estudiar la interacción entre el clima, el medio ambiente y la influencia antrópogénica.

Hodell et al. (1995) utilizaron los isótopos de oxígeno y la composición mineralógica de los sedimentos del Lago Chichancanab para reconstruir la disponibilidad de humedad en la región durante el Holoceno. Este registro proporcionó la primera evidencia paleolimnológica de una sequía prolongada entre ~1,300 y 1,100 años AP. En investigaciones posteriores, estos autores analizaron

dos registros lacustres ubicados también en el norte de la Península (Punta Laguna y Chichancanab) para reconstruir la magnitud y extensión geográfica de este período seco en la región (Curtis et al., 1996; Hodell et al., 2007, 2005a, 2001). Los isótopos estables de oxígeno, las variaciones en las proporciones de yeso y carbonato de calcio revelaron un patrón de sequías periódicas durante el Período Clásico, las cuales coinciden con variaciones en la actividad solar y, en última instancia pudieron ser una de las causas del colapso de la Civilización Maya. Recientemente, se midió la proporción de isótopos de hidrógeno de lípidos vegetales ( $\delta D_{wax}$ ) en los sedimentos del Lago Chichancanab. Estas mediciones proporcionaron evidencia independiente de las sequías y permitieron dilucidar un patrón espacial de la intensidad de la sequía (Douglas et al., 2015).

El registro de  $\delta^{18}O$  de alta resolución en la espeleotema “*Chaac*” proporcionó una imagen mucho más detallada de la variabilidad climática durante los últimos 1,500 años al noroeste de la Península, identificando ocho intervalos de sequía (Fig. 1; Medina-Elizalde et al., 2010). A través de este período, la variabilidad climática de la Península de Yucatán en escalas de tiempo decadales y seculares, ha estado estrechamente relacionada con el forzamiento solar (Hodell et al., 2001; Medina-Elizalde et al., 2010). No obstante, existe otro registro de  $\delta^{18}O$  en sedimentos lacustres ubicado al noroeste de la península (Aguada X'caamal; Fig. 1.3) que no registró sequías sustanciales durante los últimos 2,000 años (Hodell et al., 2005b). Esto puede explicarse debido a los cambios en las características hidrológicas del Cenote Aguada X'caamal, el cual pasó de ser un sistema hidrológico abierto a una cuenca cerrada, comprometiendo su fidelidad como registro paleoclimático.

Las primeras evidencias de impacto humano en las tierras bajas de la Península de Yucatán surgieron del estudio de tres registros lacustres (San Jose Chulchacá, Sayaucil y Cobá). Estos lagos se ubican a lo largo de un gradiente de precipitación y perturbación antropogénica en el norte de la península. Los cambios en el estado trófico de los lagos y la influencia humana en las cuencas fueron evaluados usando polen, diatomeas, isótopos estables de carbono y nitrógeno, fósforo total y materia orgánica de los sedimentos (Leyden et al., 1998, 1996;

Whitmore et al., 1996). Las diatomeas y los análisis geoquímicos indicaron que Cobá (Fig. 1.7) y San José Chulchacá (Fig. 1.2) inicialmente eran cuerpos lacustres más someros y salinos, mientras que los ensambles de polen mostraron que la vegetación estaba dominada por bosques subcaducifolios y caducifolios, respectivamente. Gradualmente, los niveles de los lagos fueron ascendiendo y la salinidad fue disminuyendo hacia el presente, mientras que el nivel del Lago Sayaucil (Fig. 1.5) se mantuvo relativamente constante a través del tiempo. Los registros paleoecológicos de Cobá y Sayaucil concuerdan con la evidencia arqueológica, ya que el estado trófico y las tasas de sedimentación incrementaron alrededor de los ~ 2,000 AP, asociados probablemente a los asentamientos Mayas cercanos a estos cuerpos de agua, mientras que los ensambles polínicos mostraron bosques más abiertos, producto de la deforestación y las actividades agrícolas. En San José Chulchacá se presentó un incremento gradual en el estado trófico, el cual no estuvo asociado con actividades humanas.

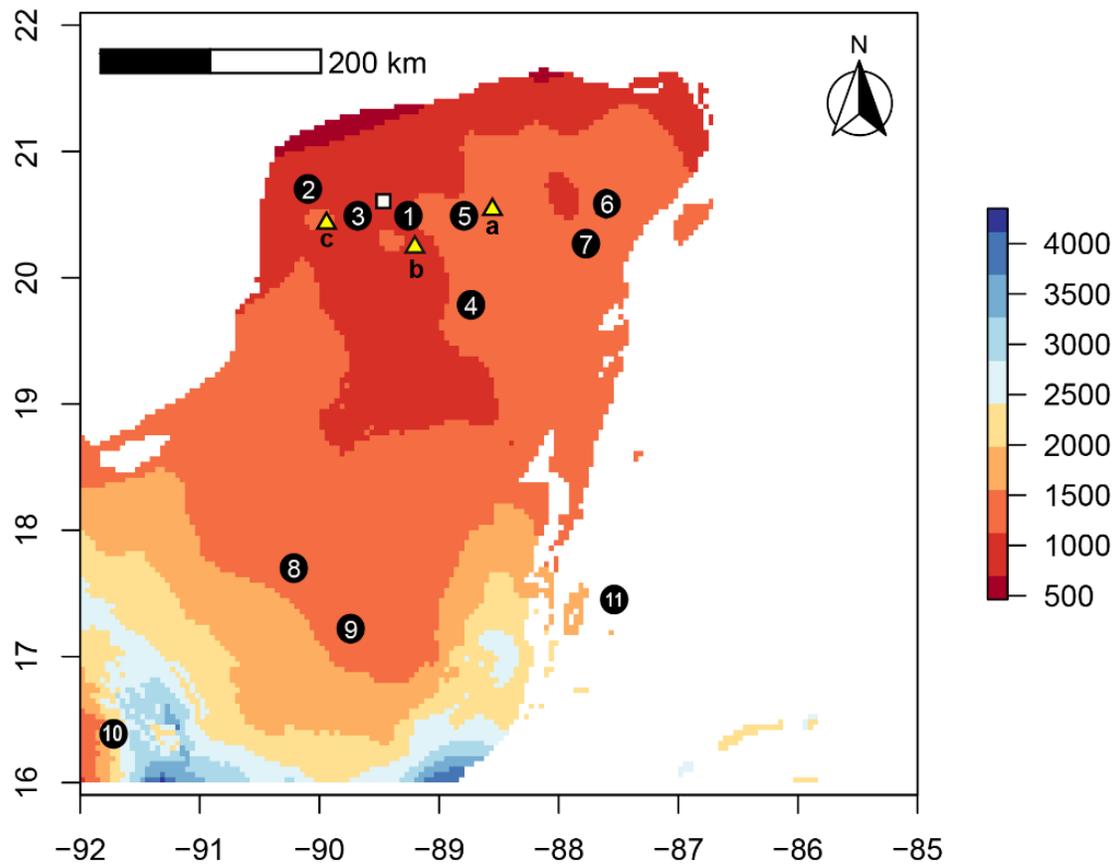
Las investigaciones pioneras evidenciaron que la cuenca de Petén (Fig. 1.9), ubicada en la zona sur de la península, fue un área importante de asentamientos Mayas (e.g., Binford et al., 1987). A través de los registros palinológicos de cuatro lagos (Petén Itzá, Quexil, Salpetén, Puerto Arturo) se documentó la historia de la vegetación durante el Holoceno (Islebe et al., 1996; Leyden, 2002; Wahl et al., 2006), mientras que los cambios climáticos y el impacto humano en el Lago Petén-Itzá se reconstruyeron basados en múltiples líneas de evidencia -polen, geoquímica de isótopos estables, elementos traza, composición elemental y susceptibilidad magnética- (Curtis et al., 1998; Hillesheim et al., 2005; Rosenmeier et al., 2002). Estos indicadores sugieren condiciones relativamente húmedas durante el Holoceno temprano, las cuales permitieron el establecimiento del bosque tropical en la región. La disminución de la vegetación arbórea y el aumento de herbáceas sugieren que la deforestación antropogénica comenzó en la región a partir de ~ 5,000 años A.P., lo que coincide con el aumento de la erosión inferida a partir de los registros geoquímicos y de susceptibilidad magnética. En los últimos 1,000 años la vegetación arbórea se ha recuperado como consecuencia de un aumento en la disponibilidad de humedad y el abandono de los asentamientos Mayas.

Una de las consecuencias de la deforestación regional en la Península de Yucatán fue la erosión de los suelos de Petén (Deevey et al., 1979). Por ello, Anselmetti et al. (2007) cuantificaron la historia de la erosión del suelo en relación con la ocupación Maya en el Lago Salpetén. Para evaluar cómo la demografía afectó la remoción de suelo, este estudio comparó las tasas de erosión con las densidades de población estimadas a partir de transectos arqueológicos alrededor del lago. Estos autores identificaron una fase de erosión intensa durante el período Preclásico, cuando la población en la cuenca era relativamente baja. Mientras que la población alcanzó su punto máximo en el Período Clásico, la erosión del suelo había disminuido, aunque se mantuvo más alta que en el período previo a la ocupación. Durante los últimos 1,000 años, las tasas de erosión del suelo han sido bajas, debido a la disminución de la población y de las actividades agrícolas. Fleury et al. (2014) estudiaron el registro mineralógico, geoquímico y micropaleontológico de los sedimentos de la Laguna Tuspán (Guatemala). A partir de este registro, se definieron tres fases diferentes de erosión del suelo a lo largo de los últimos 5,300 años, relacionando los cambios en las tasas de erosión con las actividades humanas alrededor del lago.

En cuanto a las tierras altas de Chiapas, se han realizado reconstrucciones paleoecológicas en el Parque Nacional Lagunas de Montebello (Fig. 1.10). Franco-Gaviria et al. (2018) evaluaron el impacto del clima y los cambios en el uso del suelo en la vegetación regional durante el Holoceno tardío a través del polen, carbón vegetal y la geoquímica de los sedimentos. Los registros palinológicos de las lagunas San Lorenzo y Esmeralda mostraron una dominancia de los elementos Neárticos durante épocas de alto estrés ambiental. Las concentraciones de titanio en los sedimentos sugieren que la erosión en las tierras altas estuvo asociada con el desplazamiento hacia el sur de la ITCZ durante el Holoceno tardío. En la Laguna San Lorenzo, Franco-Gaviria et al. (2020) utilizaron las concentraciones elementales, el contenido de materia orgánica, polen y los cladóceros para reconstruir los procesos involucrados en la evolución del sistema lacustre. Las sequías regionales asociadas con el colapso cultural de la cultura clásica Maya se

manifestaron en el Lago San Lorenzo a través de una alta productividad del lago y los niveles lacustres más bajos de todo el registro.

Los indicadores de la materia orgánica de los sedimentos se han utilizado para documentar cambios en el estado trófico y en la vegetación en el Lago Petén Itzá. Rosenmeier et al. (2004) reconstruyeron la eutrofización reciente de la cuenca sur del lago a través de los isótopos en la materia orgánica ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ ), los cuales se correlacionaron temporalmente con aumentos en la densidad de población humana. Adicionalmente, la remoción de la vegetación estuvo acompañada de una mayor erosión del suelo de la cuenca, lo que contribuyó a un aumento de la tasa de suministro de sedimentos al lago. Pérez et al. (2010) reconstruyeron la eutrofización cultural durante los últimos ~ 500 años utilizando cambios en la materia orgánica de los sedimentos (TOC, TN, TC, C/N) y en las fluctuaciones de las abundancias relativas de las especies de comunidades de ostrácodos y quironómidos.



**Fig. 1.** Principales archivos paleoclimáticos y sitios arqueológicos de la región maya. La escala de colores representa la precipitación media anual en la Península de Yucatán (mm/año). 1) Yalahau; 2) San José Chulchacá; 3) Aguada X'caamal; 4) Chichancanab; 5) Sayauil; 6) Punta Laguna; 7) Cobá; 8) Puerto Arturo; 9) Petén; 10) Lagunas de Montebello; 11) *Blue Hole*; a) Chichén Itzá; b) Uxmal; c) Oxkintok; □ Espeleotema *Chaac*.

## JUSTIFICACIÓN

Los ecosistemas lacustres constituyen un recurso de vital importancia para los seres humanos. Éstos suministran agua para su consumo, el riego de cultivos y son utilizados tanto para la captura de peces y otros recursos alimenticios, como para actividades recreativas. Además, estos ecosistemas son cruciales en los ciclos biogeoquímicos globales (Davidson & Jeppesen, 2013), particularmente, en el ciclo del carbono, ya que son sitios activos para el transporte, transformación y almacenamiento de este elemento a largo plazo (Alcocer et al., 2020; Dean & Gorham, 1998; Heathcote & Downing, 2012; Tranvik et al., 2009).

Las actividades humanas han modificado los ciclos biogeoquímicos del carbono, nitrógeno y fósforo en los ecosistemas lacustres, lo cual se debe al aumento de la entrada de nutrientes a estos ecosistemas como producto de la escorrentía de fertilizantes, aguas residuales o desechos industriales. Este proceso, denominado eutrofización cultural, ha generado una disminución en la calidad del agua y la capacidad de los lagos para prestar servicios ecosistémicos (Ekdahl et al., 2004; Kendall, 1998; Moorhouse et al., 2014). No obstante, la eutrofización también puede ocurrir de manera natural debido al aumento en el flujo de nutrientes de varias fuentes tales como la deposición atmosférica, los aportes de nutrientes terrestres o de los ríos en sus cuencas de captación. Estas variaciones naturales pueden deberse a cambios en el clima o la vegetación, entre otros factores (Harper, 1992).

Desde el siglo XIX, se ha hecho evidente que las actividades humanas han causado un incremento en la eutrofización a nivel global como resultado del aumento de la población humana, la industrialización y la intensificación de las prácticas agrícolas (Ekdahl et al., 2004; Moorhouse et al., 2014). En este sentido, la paleolimnología ha sido una herramienta eficaz para identificar las condiciones de referencia de los ecosistemas lacustres en su contexto histórico y establecer la naturaleza de los efectos de la eutrofización (Battarbee et al., 2005; Davidson & Jeppesen, 2013). En particular, la geoquímica de sedimentos se ha empleado para inferir los cambios en el flujo de nutrientes hacia los ecosistemas acuáticos y los patrones de erosión en las áreas circundantes (Cohen, 2003).

Adicionalmente, los estudios paleolimnológicos se pueden utilizar para comprender cómo y en qué medida el entorno natural y las sociedades humanas interactuaron en el pasado (Leyden, 2002). En cuerpos de agua ubicados en cuencas con una larga historia de ocupación humana, los sedimentos lacustres han documentado el impacto de la influencia antropogénica en el flujo de nutrientes (Battarbee et al., 2005).

La Península de Yucatán, es uno de los sistemas de acuíferos kársticos más extensos del planeta (Bauer-Gottwein et al., 2011). Posee numerosos ecosistemas acuáticos con diversas características hidroquímicas y alberga una gran biodiversidad acuática (Arriaga Cabrera et al., 2000). Esta región se caracteriza por interacciones a largo plazo entre las poblaciones humanas y los sistemas acuáticos de las tierras bajas tropicales (Brenner et al., 2002). La deforestación y la erosión asociadas con las actividades de la Civilización Maya probablemente jugaron un papel importante en los aportes de nutrientes a los sistemas acuáticos de la Península de Yucatán (Binford et al., 1987), por lo que éstos son laboratorios naturales para estudiar la historia ambiental a través de indicadores geoquímicos en los sedimentos y su relación con las actividades humanas y la variabilidad climática durante el Holoceno.

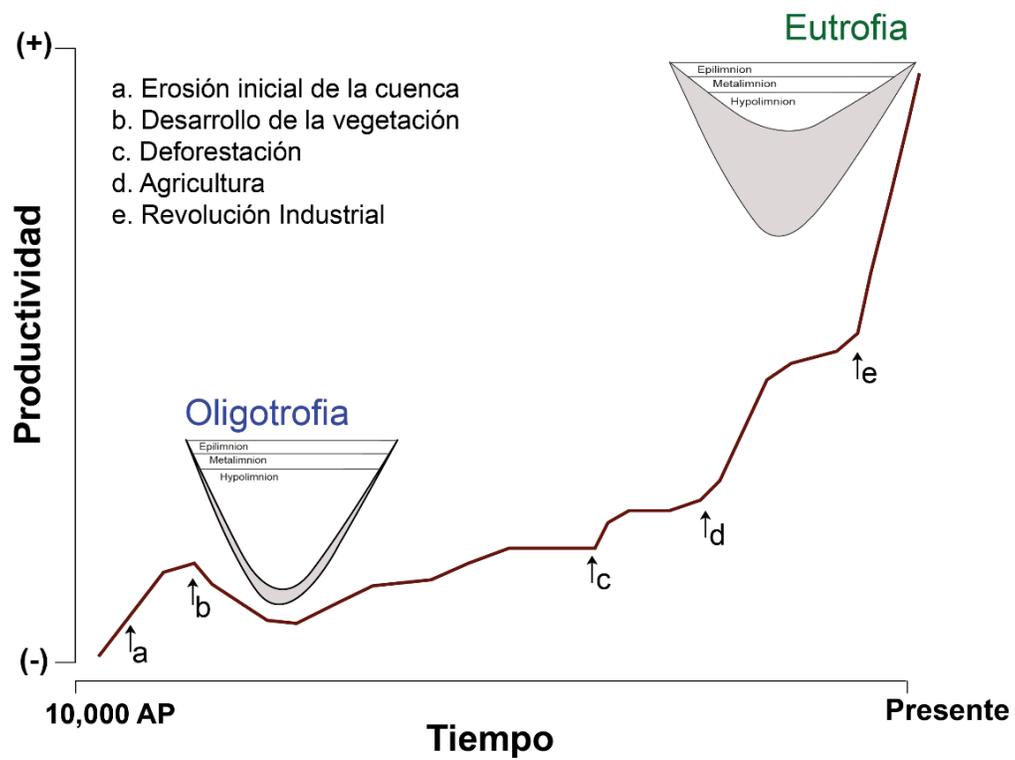
## **PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN**

¿Cuál ha sido la contribución de los factores naturales y antrópicos en la evolución del estado trófico de la Laguna Yalahau a través del Holoceno?

## **HIPÓTESIS**

La teoría limnológica clásica plantea que los ecosistemas acuáticos tienden a evolucionar de manera unidireccional desde un estado oligotrófico temprano a condiciones eutróficas (Fig. 2; Lindeman, 1942). No obstante, estudios paleoecológicos han demostrado que algunos lagos pueden evolucionar en diferentes trayectorias de productividad y estado trófico (e.g., Engstrom et al., 2000). Esto depende de la influencia de múltiples factores, incluido el clima, la hidrología de la cuenca, la geología, los suelos, la vegetación, las actividades antrópicas y los cambios a largo plazo en el volumen del lago (Brenner & Escobar, 2009).

En este estudio, hipotetizamos que la variabilidad climática y las actividades antrópicas han afectado la trayectoria de la evolución de la Laguna Yalahau a través del Holoceno. Se espera que (1) durante la fase inicial el sistema lacustre fuera oligotrófico, caracterizado por una baja productividad y una cantidad limitada de nutrientes. Adicionalmente, la mayor disponibilidad de humedad durante este período en el hemisferio norte (Haug et al., 2001; Hodell et al., 1991) influenciaría las tasas de sedimentación y erosión en la cuenca circundante; (2) con el aumento del flujo de nutrientes provenientes de la cuenca de drenaje, se presentaría un aumento subsecuente de la productividad primaria, cambiando el estado trófico del sistema hacia la eutrofia. En la Península de Yucatán, los sedimentos lacustres sugieren que los cambios en el uso del suelo, producto de las actividades antrópicas, jugaron un papel fundamental en la transformación del paisaje a través del Holoceno tardío (Leyden, 2002). Esto se vería reflejado en un aumento abrupto en la productividad y cambios tanto en la sedimentación como en las fuentes de materia orgánica en la Laguna Yalahau. Además, debido a la reducción de la actividad convectiva en la región durante esta etapa (Haug et al., 2001), también se esperaba que se presentaran cambios sustanciales en el nivel del lago.



**Fig. 2.** Trayectoria del Estado Trófico de un sistema lacustre a través del tiempo. Modificado a partir de Lindeman (1942).

## OBJETIVOS

### General

Reconstruir la evolución de la Laguna Yalahau durante los últimos 8,400 años a través de pigmentos fotosintéticos, geoquímica elemental y orgánica en los sedimentos.

### Específicos

Inferir las principales tendencias de la productividad de la Laguna Yalahau en el pasado a través de pigmentos fotosintéticos (clorofila-*a* y derivados) e indicadores en la materia orgánica de sedimentos (TOC, C/N,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ ).

Evaluar los cambios en las principales fuentes de materia orgánica de la Laguna Yalahau durante los últimos 8,400 años a través de indicadores geoquímicos en la materia orgánica de los sedimentos.

Inferir los forzamientos involucrados en los cambios de las fuentes de materia orgánica y la productividad de la Laguna Yalahau a través del Holoceno.

## ÁREA DE ESTUDIO

### ***Contexto geográfico y geológico***

La Península de Yucatán es una plataforma calcárea parcialmente emergida, localizada al sureste de México. La península cubre un área de aproximadamente 181,200 km<sup>2</sup>, con altitudes máximas de 300 metros sobre el nivel del mar. Incluye los estados mexicanos de Campeche, Yucatán y Quintana Roo, así como Belice y el norte de Guatemala. Está rodeada por el Golfo de México, el Mar Caribe y las montañas de Chiapas al sur (Back & Lesser, 1981). En la parte norte de la península no hay corrientes de agua superficiales, debido a que la lluvia se infiltra rápidamente en el suelo, disolviendo las rocas y formando el característico relieve kárstico. Esto da origen a lagos, cavernas, grutas, cenotes y aguadas (Back & Hanshaw, 1970; Perry et al., 2003).

En términos geológicos, la Península de Yucatán está constituida por una secuencia de sedimentos calcáreos cenozoicos de origen marino. La edad de las rocas expuestas aumenta de norte a sur en México. La Formación Icaiche (Paleoceno-Eoceno) se caracteriza por capas de depósitos de yeso y aflora en la zona sur de los estados de Yucatán, Campeche y Quintana Roo, ocupando una zona considerable del área fisiográfica de la Península de Yucatán conocida como Región Interior Elevada (EIR, por sus siglas en inglés) (Perry et al., 2019). La Formación Icaiche está rodeada por depósitos calcáreos con edades que oscilan entre el Eoceno Medio (Formación Chichén Itzá: Miembro Pisté) y Superior (Formación Chichén Itzá: Miembro Chumbec). La Formación Carrillo-Puerto (Mioceno Superior-Plioceno), descansa sobre las series Eocénicas en el norte y sureste de la península. Esta es una unidad hidrogeológica fundamental, ya que las rocas mantienen una alta permeabilidad y porosidad, por lo que constituyen, junto al Miembro Pisté, los acuíferos más importantes de la península. La zona costera está constituida una banda de calizas masivas del Pleistoceno y Holoceno (García & Graniel-Castro, 2010).

## **Contexto climático**

El régimen de precipitación de la Península de Yucatán está controlado principalmente por los patrones atmosféricos inducidos por la migración estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) y el sistema de alta presión subtropical del Atlántico norte conocido como Bermudas-Azores (Amador et al., 2006; Magaña et al., 2003). La región se caracteriza por dos estaciones: una estación húmeda de mayo a octubre y una estación seca de noviembre a abril. La mayor parte de la precipitación anual se recibe durante el verano boreal, vinculada con la migración hacia el norte de la ITCZ y el sistema Bermudas-Azores. Asimismo, los sistemas de baja presión tropical son transportados desde el Atlántico hasta el Caribe por los vientos alisios, trayendo fuertes lluvias (Amador et al., 2006; Méndez & Magaña, 2010). Se puede evidenciar un breve período de sequía relativa entre fines de julio y principios de agosto, conocido como canícula (Magaña et al., 1999). La estación seca se produce durante el invierno boreal, a medida que la ITCZ y el sistema de alta presión Bermudas-Azores se desplazan hacia el sur. Durante esta época, los frentes fríos o “nortes” pueden ocasionar descensos abruptos en la temperatura y aportes considerables de lluvia en algunas regiones de la península (Magaña et al., 2003).

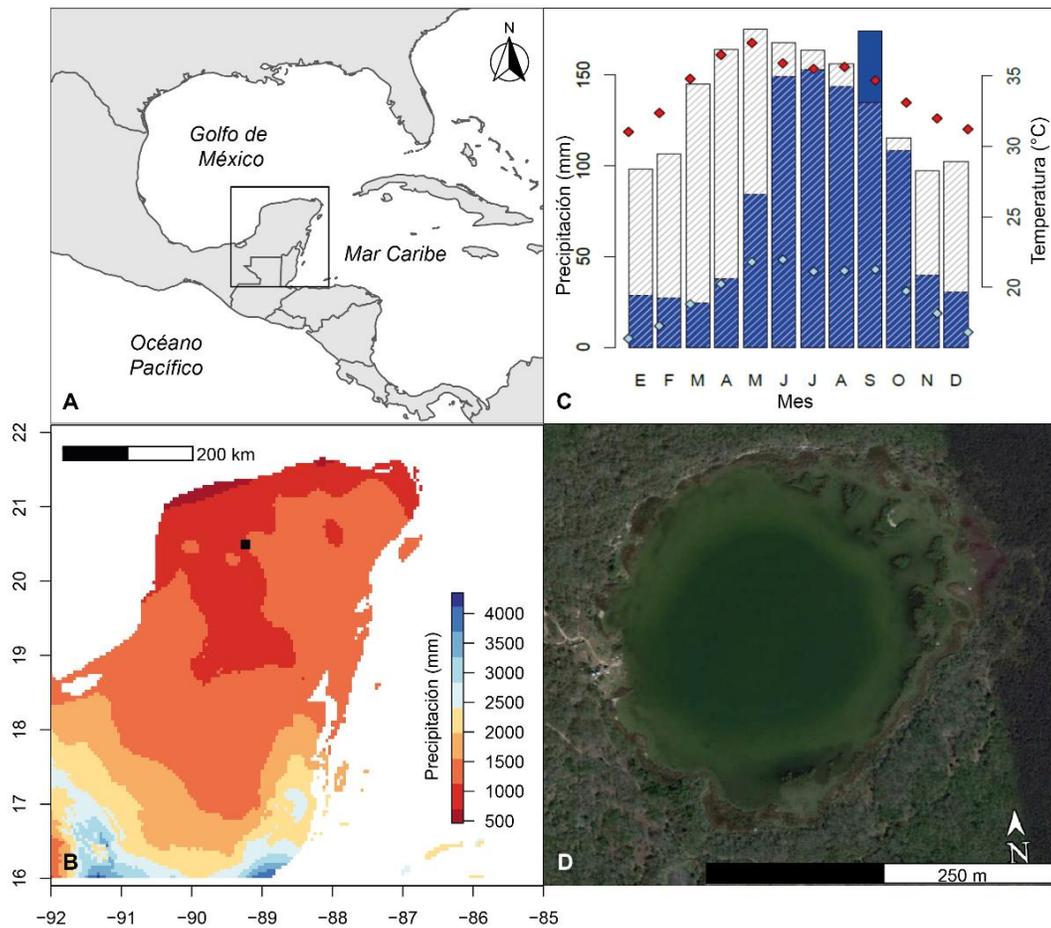
La distribución de la precipitación en la Península de Yucatán varía espacialmente, siguiendo un gradiente desde condiciones secas en el noroeste hasta condiciones húmedas en el sureste (Fig. 3). Mientras que en la costa noroeste apenas alcanza ~ 500 mm/año, en la zona sur la precipitación anual puede alcanzar los 2,500 mm/año. También hay un aumento en la precipitación media anual de oeste a este en el norte de la península, causado por los vientos alisios (Giddings & Soto, 2003).

De acuerdo con la clasificación de Köppen, el Parque Estatal Lagunas de Yalahau presenta un clima tropical con lluvias en verano ( $Aw_0$ ), que corresponde al más seco de los climas cálidos-subhúmedos (García, 2004). La estación meteorológica de Telchaquillo, ubicada a 25 km dirección este de la Laguna de Yalahau, registra una temperatura media anual de 26.9°C, con una media de 16.4°C

en el mes más frío (enero), y 36.4°C en el mes más cálido (abril) (Fig. 3). La precipitación media anual fue de 991.8 mm, donde el período más húmedo (junio a octubre) aportó el 73% de la precipitación total; septiembre fue el mes más lluvioso y marzo el mes con mayor evaporación. La mayor parte del año registra un déficit de humedad, ya que la evaporación excede la precipitación durante los meses de noviembre a mayo (Fig. 3).

### ***Laguna Yalahau***

La Laguna Yalahau se encuentra en el “Parque Estatal Lagunas de Yalahau”, localizado al sureste del pueblo de Homún en la porción central del Estado de Yucatán (20°39.443'N; 89°13.031'W; Fig. 3). Yalahau es el lago más grande del centro-oeste de las tierras bajas de Yucatán, con una profundidad máxima de 11 metros y un área aproximada de 23 hectáreas. El parque ha sido declarado Humedal de Importancia Internacional por RAMSAR (Flores-Guido, 2004). Actualmente, el lago presenta aguas superficiales cálidas (28.8°C) durante el mes de noviembre, un pH alcalino (8.9), concentraciones de oxígeno disuelto en la superficie de 8.7 mg/L y una conductividad de 2,350 µS/cm. La transparencia es baja (1.1 m) y la composición iónica está dominada por los iones  $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ . Estudios realizados durante los meses de noviembre y diciembre del año 2005, evidencian estratificación termal y condiciones de hipoxia en el fondo (~1 mg/L) (Pérez et al., 2011).



**Fig. 3.** Área de estudio. **A.** Ubicación regional de la Península de Yucatán. **B.** Ubicación de la Laguna Yalahau en el contexto del gradiente moderno de precipitación regional de la Península de Yucatán. **C.** Precipitación (barras azules), evaporación (barras blancas con líneas), temperatura máxima mensual (rombos rojos), temperatura mínima mensual (rombos azules). Datos estación meteorológica de Telchaquillo. Período 1954-2016. *Fuente:* Servicio Meteorológico Nacional. **D.** Imagen satelital de la Laguna Yalahau. *Fuente:* Google Earth.

### Vegetación

La vegetación del noroeste de la Península de Yucatán es una transición entre bosque tropical subcaducifolio y bosque tropical caducifolio. La característica más sobresaliente del bosque tropical caducifolio es la pérdida de sus hojas durante

un período de 5 a 8 meses. El bosque tropical subcaducifolio agrupa una serie de comunidades vegetales con características intermedias en cuanto a su fisionomía y fenología entre el bosque tropical perennifolio y el bosque tropical caducifolio. Por lo general, la estructura del bosque tropical caducifolio presenta un solo estrato arbóreo, aunque ocasionalmente se presenta el desarrollo de un estrato arbustivo, mientras que en el bosque tropical subcaducifolio se pueden distinguir dos estratos arbóreos (Rzedowski, 2006).

En el “Parque Estatal Lagunas de Yalahau” el tipo de vegetación predominante es el bosque tropical caducifolio. Las especies más frecuentes en el estrato arbóreo son: *Caesalpinia gaumeri*, *Bursera simaruba*, *Havardía albicans*, *Senna villosa* y *Piscidia piscipula*, las cuales son especies de amplia distribución en esta región de la península (White & Hood, 2004). El estrato arbustivo está representado por *Gymnopodium floribundum*, *Neomillspaughia emarginata*, *Colubrina gregii*, *Bunchosia swartziana*, *Helicteres baruensis*, *Bauhinia divaricata*, *Acacia collinsii* y *Neea psychotrioides*. Hacia el sur del parque comienza la transición entre los dos conjuntos de vegetación, registrándose especies típicas de bosque tropical subcaducifolio como *Vitex gaumeri*, el árbol más común del bosque tropical subcaducifolio en la península, junto con *Coccoloba spicata*, *Simaruba glauca*, *Caesalpinia violacea* y *Casimiroa tetrameria*. En zonas cercanas a los cuerpos de agua se desarrollan comunidades de herbáceas hidrófitas, algunas de las cuales pueden permanecer en sustratos inundados permanentemente -e.g., *Typha domingensis*, *Cladium jamaicense* y *Phragmites australis*- (Flores-Guido, 2004).

### **Contexto Arqueológico**

El marco cronológico utilizado para describir la evolución cultural de Mesoamérica se divide en cuatro períodos principales (Arcaico, Preclásico, Clásico y Posclásico). Estas etapas de desarrollo cultural se han delimitado teniendo en cuenta diversos eventos, como la introducción de la agricultura, la alfarería y el asentamiento de aldeas y ciudades (Joyce, 2003). No obstante, estos eventos culturales sucedieron en diferentes fechas para cada región de México. Por ejemplo, en las tierras bajas

mayas, el inicio del período Clásico fue correlacionado con el uso de escritura y calendarios en monumentos mientras que en el centro de México el período Clásico está asociado con el máximo desarrollo de Teotihuacan. Por tanto, a pesar de utilizar las mismas categorías generales, se han asignado fechas ligeramente diferentes a cada una de estas etapas para cada región (Manzanilla & López-Luján, 2001).

Cada uno de estos períodos se caracteriza por un nivel de desarrollo cultural característico. En el período Arcaico (9,000 – 4,000 años AP) los grupos humanos inicialmente subsistían como cazadores-recolectores. El intercambio de materiales entre los pueblos arcaicos nómadas, incluida la obsidiana y los productos vegetales, permitió establecer conexiones entre los diferentes grupos, los cuales establecerían los primeros asentamientos durante la transición del Arcaico al Preclásico temprano (4,000 – 2,950 años AP). En el Preclásico (4,500 – 1,750 años AP) se adoptaron nuevas prácticas, como el cultivo de maíz en estos asentamientos. Además, se empezaron a desarrollar los rasgos materiales distintivos de las culturas mesoamericanas, incluyendo ciertos tipos de arquitectura monumental (Joyce, 2003). El Clásico (1,750 - 950 años AP) fue el período con mayor complejidad cultural en Mesoamérica. Durante esta etapa, se desarrollaron las ciudades-estado y la estratificación social (Manzanilla & López-Luján, 2001). En todas las regiones, la transición del período Clásico al Posclásico (950 – 450 años AP) implicó el colapso de algunas ciudades-estado. Este colapso de las ciudades clásicas fue seguido por la reorganización de nuevos centros urbanos más pequeñas durante el Posclásico (Joyce, 2003). En cuanto a la Civilización Maya, su historia se ha subdividido en tres intervalos de tiempo: (a) período Preclásico, considerado como la fase inicial de desarrollo (2,000 AEC – 250 EC) (b) período Clásico (250 – 800/1,000 EC) y, (c) período Posclásico, desde ~900/1,000 EC hasta la Conquista española en 1,521 EC (Douglas et al., 2016).

La región de las tierras bajas mayas abarca los estados de Yucatán, Campeche, Quintana Roo, Chiapas y Tabasco al sureste de México, así como algunas regiones de América Central (Guatemala, Belice, Honduras y El Salvador).

Esta región fue el foco de desarrollo de la Civilización Maya desde 2,000 AEC hasta ~ 1,500 EC (Dunning et al., 2013). Los mayas compartían diversos rasgos culturales, tales como el arte y la arquitectura, expresados en templos de piedra, palacios, tumbas y monumentos tallados con textos jeroglíficos. A pesar de su unidad cultural, los mayas no pertenecían a una única entidad política, sino a numerosas organizaciones políticas. Muchos estados mayas se desarrollaron en la Región Interior Elevada (EIR), al noroeste de la Península de Yucatán (Douglas et al., 2016). La región Puuc está ubicada al extremo más al norte de la EIR. Esta zona es reconocida por la alta fertilidad de sus suelos y una mayor disponibilidad de agua subterránea (Dunning, 2000; Dunning et al., 2013). Estos factores ambientales probablemente permitieron el establecimiento de asentamientos permanentes desde el Preclásico temprano (~ 800 AEC) y la persistencia de algunas ciudades-estado mayas durante un siglo más que en otros lugares de las tierras bajas (Dunning et al., 2013). Al noroeste de la Laguna Yalahau se han encontrado remanentes de un centro cívico-ceremonial (Flores-Guido, 2004). Además, la Laguna se encuentra relativamente cerca de cuatro grandes ciudades mayas de la región Puuc, Mayapán, Uxmal, Oxkintok (Fig. 1). Este centro cívico-ceremonial y la proximidad a estas ciudades-estado pudieron ocasionar una intensa actividad antrópica alrededor del área de estudio.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### ***Trabajo de Campo***

En marzo de 2017, se extrajo una secuencia de sedimentos de la Laguna Yalahau, utilizando un nucleador tipo Livingstone modificado (Colinvaux et al., 1999). Se obtuvo una secuencia sedimentaria de 5.62 m de longitud compuesta por dos núcleos que, a su vez están constituidos de cinco tramos de longitud variable cada uno. Los núcleos fueron sellados, etiquetados y transportados al Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), donde permanecen almacenados en refrigeración en el laboratorio de Geoquímica Ambiental.

### ***Trabajo de Laboratorio***

En laboratorio, cada núcleo se seccionó longitudinalmente en dos partes. Se realizó la descripción litológica, teniendo en cuenta el color, textura relativa y reacción al ácido clorhídrico (HCl) de los sedimentos, para determinar la presencia de carbonatos. Adicionalmente, se registró la presencia de microfósiles calcáreos (gasterópodos, ostrácodos y oogonias de carófitas). Una mitad de la secuencia fue almacenada como archivo y la otra mitad fue utilizada para los análisis. La textura relativa se graficó teniendo en cuenta los patrones litológicos estándar del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, 2006).

### ***Modelo de Edad***

El modelo de edad se realizó a partir de nueve dataciones radiométricas de  $^{14}\text{C}$  en materia orgánica total (Tabla 1), mediante el método de espectrometría de masas por aceleración (AMS, por sus siglas en inglés) en el laboratorio “CHRONO Centre” de la Universidad Queen’s Belfast, Reino Unido. Las edades de radiocarbono fueron calibradas usando la curva de calibración del hemisferio norte *IntCal20* (Reimer et al., 2020). Con los datos obtenidos se construyó un modelo Bayesiano de edad-

profundidad utilizando el paquete *rbacon* 2.3.4 (Blaauw & Christen, 2011), basado en el software R 4.0.2 (R Core Team, 2020).

### *Análisis Multielemental*

Se tomaron sub-muestras de 3 cm<sup>3</sup> de sedimento en intervalos de 2 cm, las cuales se almacenaron en cajas de petri. Posteriormente, fueron secadas a 40°C durante 24 horas y liofilizadas. Por último, las muestras fueron molidas en un mortero de ágata hasta obtener una textura tipo arcilla. A través de un analizador de fluorescencia de rayos X (Modelo: NITON FXL 950), se midieron las concentraciones de 34 elementos (Mo, Zr, Sr, U, Rb, Th, Tl, Pb, Au, Se, As, Hg, Zn, W, Cu, Ni, Co, Fe, Mn, Cr, V, Ti, Sc, Ca, K, S, Ba, Cs, Te, Sb, Sn, Cd, Ag y Pd). Este análisis se llevó a cabo en el Laboratorio de Geoquímica Ambiental del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

La concentración de cada elemento químico se midió en partes por millón (ppm). Las mediciones de cada muestra se realizaron por triplicado, con una duración de 90 segundos para cada repetición. Para los análisis posteriores, sólo se seleccionaron los elementos que se detectaron en más del 30 % de las muestras. Para cada uno de los elementos, se calcularon los intervalos de confianza (95 %) a partir del error estándar. Se excluyeron las observaciones cuyo intervalo de confianza incluyera al cero. Las concentraciones de los elementos se expresaron como cocientes con respecto al Escandio (Sc), debido a que este elemento se detectó en todas las muestras y no presentó cambios estadísticamente significativos a lo largo del registro, mostrando un coeficiente de variación muy bajo. El Sc es uno de los elementos conservativos más estable geoquímicamente, por lo que ha sido utilizado como referencia para las concentraciones de otros elementos en ambientes lacustres y turberas (Fiałkiewicz-Kozieł et al., 2016; Shotyk et al., 2001; Thevenon et al., 2013). Esta transformación de las concentraciones a cocientes permite balancear los procesos biológicos o diagenéticos del ambiente sedimentario que pueden influir en la concentración de los elementos (Löwemark et al., 2011).

## *Carbono y Nitrógeno*

Se realizaron mediciones cada 2 cm a lo largo del núcleo para determinar la concentración de nitrógeno total (% TN) y carbono total (% TC), discriminado además en carbono inorgánico (TIC) y orgánico (TOC), así como las relaciones isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  en la materia orgánica del sedimento. Estos análisis se realizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Florida.

Para estos análisis, las muestras de sedimento se liofilizaron y trituraron. Se pesaron 5 mg de cada muestra en cápsulas de estaño en una balanza (Sartorius M500P), las cuales se colocaron en el analizador elemental (Carlo Erba NA1500 CNS), donde se incineraron a 1240°C. Posteriormente, los gases  $\text{CO}_2$  y  $\text{N}_2$  fueron separados de los gases de combustión e ingresaron al espectrómetro de masas (VG PRISM II) donde se concentraron en una trampa criogénica. Tras el calentamiento,  $\text{CO}_2$  y  $\text{N}_2$  se analizaron en el espectrómetro de masas y se compararon con los estándares (Atropina, USGS40 y USGS41). Previo al análisis de  $\delta^{13}\text{C}$ , las muestras de sedimento se colocaron en HCl (1 N) para remover la fracción inorgánica de carbono. El análisis de  $\delta^{15}\text{N}$  se llevó a cabo en la fracción no acidificada del sedimento. Los resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  se expresaron en notación delta estándar en relación con VPDB (Vienna Peedee Belemnite), mientras que los resultados de  $\delta^{15}\text{N}$  se expresan en notación delta estándar en relación con el aire.

El porcentaje de carbono inorgánico (% TIC) en cada muestra se determinó a partir de titulación coulométrica (Coulómetro CM5017). Este método cuantifica la concentración de  $\text{CO}_2$  producida por el proceso de titulación con ácido fosfórico. Teniendo en cuenta la Ley de Electrólisis de Faraday, la cantidad de una sustancia producida por electrólisis es proporcional a la cantidad de electricidad utilizada, por lo que cada mol de electrones agregados a la solución es equivalente a 1 mol de  $\text{CO}_2$  titulado (Bennight, 2009). Se utilizaron 15 mg de cada muestra y 10 mg del estándar ( $\text{CaCO}_3$ ). Esto permite la estimación del carbono orgánico (% TOC) por diferencia entre el carbono total y el carbono inorgánico. Además, a partir del porcentaje de TIC se calculó el porcentaje de  $\text{CaCO}_3$ , multiplicando % TIC por 8.33.

### *Azufre Elemental*

Se realizaron mediciones cada 15 cm a lo largo del núcleo para estimar el porcentaje total de azufre (% S) en el Laboratorio de Isótopos Estables del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Florida. Para ello, 39 muestras de sedimento se liofilizaron y trituraron. Posteriormente, se pesaron 20 mg de cada muestra en cápsulas de plata junto con 10 mg de pentóxido de vanadio. Las cápsulas se colocaron en el analizador elemental (Carlo Erba NA1500 CNS), donde las muestras se incineraron instantáneamente en la parte superior de una columna de cuarzo con anhídrido tungstico a 1020°C. El gas producido circuló a través de una trampa química con perclorato de magnesio para eliminar el agua. Posteriormente, se separaron los gases de SO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub> a través de una columna cromatográfica de gases a 75°C. Finalmente, se midió el tamaño de los pulsos de SO<sub>2</sub> a través de un detector de conductividad térmica.

### *Análisis de Clorofila-a*

Se tomaron sub-muestras de 3 cm<sup>3</sup> de sedimento cada 4 cm a lo largo del núcleo. Se realizó un pre-tratamiento de liofilización y tamizado (125 µm) de los sedimentos para eliminar la influencia no deseada del contenido de agua y el tamaño de las partículas en las propiedades espectrales (Michelutti & Smol, 2016). Posteriormente, se tomaron 0.5 – 1 g en viales de vidrio (Fisher Cat No. 03-339-26D) para el análisis de reflectancia espectral de los sedimentos.

Los datos espectrales se obtuvieron mediante espectroradiometría (Rapid Content Analyzer 6500 FOSS NIRSystems) en el Laboratorio de Evaluación e Investigación Ambiental Paleoecológica (PEARL) del Departamento de Biología de la Universidad de Queen's (Canadá). Un panel de cerámica se utilizó como referencia de la reflectancia estable entre cada muestra. El tiempo total requerido por muestra fue de aproximadamente 1 minuto y generó un promedio de 32 escaneos por muestra (Michelutti et al., 2010; Michelutti & Smol, 2016). Las concentraciones de clorofila se infieren a través de una regresión lineal simple

creada a partir de un conjunto de calibración (Michelutti et al., 2010). El conjunto de calibración incluye sedimentos superficiales de lagos que abarcan un amplio rango de estados tróficos, así como una serie de diluciones de sedimentos orgánicos con algas pulverizadas. Por tanto, este conjunto cubre un amplio rango de concentraciones de clorofila *a*, medida a través de cromatografía líquida de alta resolución (HPLC) (Das et al., 2005; Michelutti & Smol, 2016; Wolfe et al., 2006).

$$\text{Clorofila } a = 0.0919 * \text{área}_{650-700nm} + 0.0011$$

La técnica de espectroscopía de rango visible (VRS) utiliza el pico de absorbancia entre 650 y 700 nm (parte roja del espectro electromagnético) como su índice espectral para medir la concentración de todos los compuestos asociados con la clorofila *a* primaria y sus derivados, que incluyen clorofila *a*, todos los isómeros de clorofila *a* (*i.e.*, clorofila *a* primaria), feofitina *a* y feoforbida *a* (feopigmentos de clorofila *a* degradada) (Michelutti et al., 2010; Wolfe et al., 2006). Este es un método rápido y no destructivo para reconstruir la productividad usando los sedimentos lacustres (Das et al., 2005; Michelutti & Smol, 2016).

### ***Análisis Estadístico***

Se realizaron dos análisis de componentes principales (PCA, por sus siglas en inglés) para evaluar la relación entre las variables geoquímicas y así simplificar su interpretación. El primero de ellos fue de carácter exploratorio, con el fin de evaluar el efecto de los cocientes en las concentraciones elementales. Dado que las tendencias de los elementos y sus respectivos cocientes fueron similares en este primer análisis, en el segundo PCA se excluyeron los cocientes de las concentraciones elementales. En ambos PCA se excluyeron los datos de las relaciones isotópicas y clorofila-*a*. Estos análisis se realizaron utilizando el paquete *vegan* (Oksanen et al., 2019), basado en el software R 4.0.2 (R Core Team, 2020).

El objetivo del PCA es representar las variables a lo largo de un número reducido de ejes ortogonales (componentes principales), los cuales representan las principales tendencias en la variabilidad de los datos en orden decreciente. El

número de componentes principales utilizados en la interpretación se determinó a partir de la comparación de la varianza explicada por cada componente con un modelo *broken stick*, el cual divide aleatoriamente una barra de longitud 1 (varianza total) en varias piezas. La cantidad de piezas equivale al número de ejes obtenidos en el PCA. Estas piezas se ponen en orden de longitud decreciente y se comparan con los valores propios (*eigenvalues*). Sólo se interpretan los ejes cuyos valores propios son mayores que la longitud de la pieza correspondiente (Borcard et al., 2011).

El plano de correlación permite la representación gráfica de las relaciones entre las variables originales. Este plano está definido por un par de componentes principales, donde cada variable se encuentra representada por un vector, cuya magnitud representa su importancia relativa en términos de la variabilidad representada por los componentes usados. El ángulo formado entre vectores muestra el grado de correlación entre las variables: ángulos cercanos a  $90^\circ$  indican independencia entre variables, mientras que ángulos agudos y obtusos representan correlaciones positivas y negativas, respectivamente (Borcard et al., 2011).

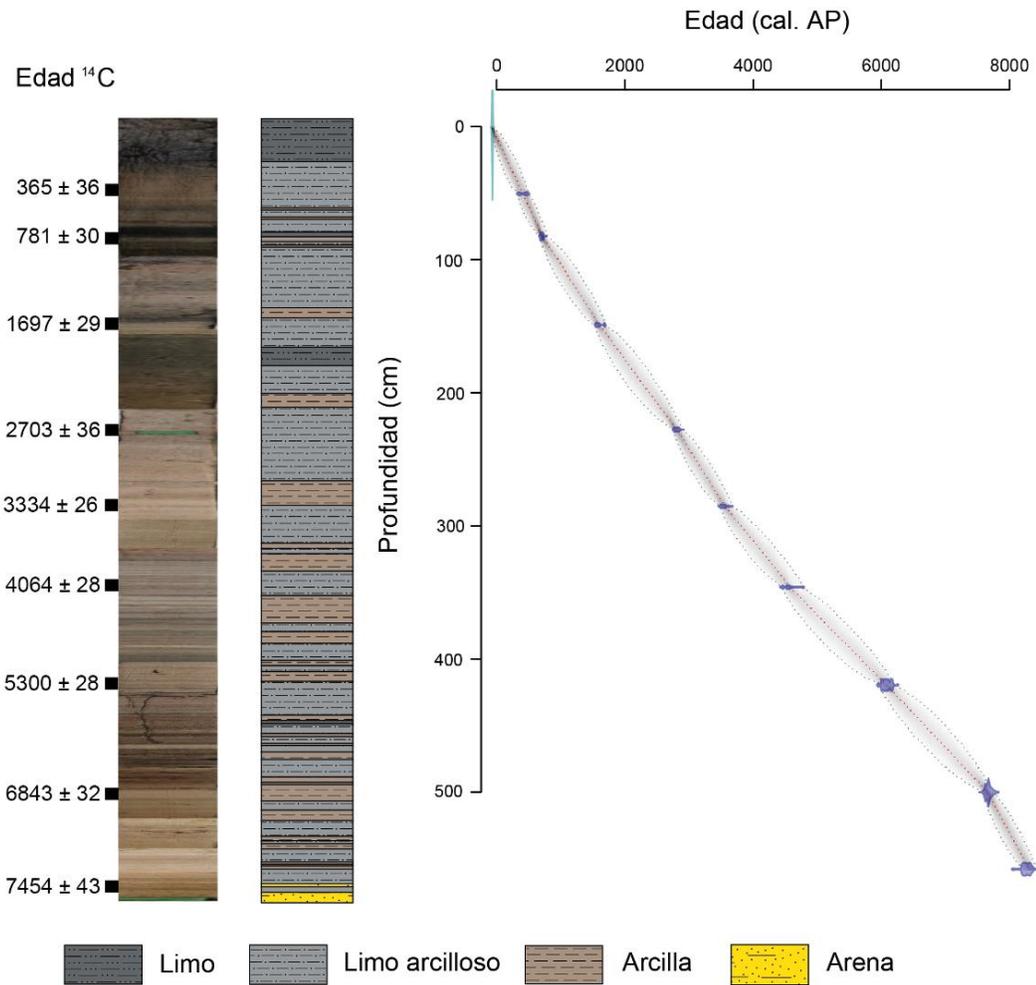
## RESULTADOS

### *Litología y Modelo de Edad*

El registro sedimentario está compuesto principalmente de arcilla, alternando con capas de limo en la parte superior y algunas capas de arena en la parte basal del núcleo. Se observaron laminaciones desde 560 hasta 300 cm (Fig. 4). Las nueve dataciones de la cronología de la secuencia sedimentaria se ubicaron en orden estratigráfico, con márgenes de error entre  $\pm 26$  y  $\pm 43$  años (Tabla 1). De acuerdo con el modelo de edad-profundidad, la edad basal del registro es de  $\sim 8,300$  años calibrados antes del presente (cal. AP, en adelante) con una tasa de sedimentación promedio de 0.7 mm/año. Las tasas de sedimentación pueden ser generalizadas en tres fases: i) la base del núcleo (560 – 511 cm) con tasas de  $\sim 0.9$  mm/año, ii) disminuyó a 0.5 mm/año durante  $\sim 4,200$  años (510 – 290 cm) y iii) aumentó a 0.7 mm/año hacia los  $\sim 3,600$  cal. AP (289 – 85 cm), alcanzando sus valores máximos a los  $\sim 700$  cal. AP ( $\sim 1$  mm/año).

**Tabla 1.** Fechas de radiocarbono en la secuencia sedimentaria de la Laguna de Yalahau

Núcleo	Tramo	Profundidad (cm)	Edad $^{14}\text{C}$ (años AP)	Media Edad calibrada (cal. AP)
PYA-17-II	1	50	365 $\pm$ 36	409
PYA-17-II	1	82	781 $\pm$ 30	713
PYA-17-II	2	149	1,697 $\pm$ 29	1,605
PYA-17-II	3	228	2,703 $\pm$ 36	2,807
PYA-17-II	3	286	3,334 $\pm$ 26	3,566
PYA-17-II	4	347	4,064 $\pm$ 28	4,585
PYA-17-II	5	421	5,300 $\pm$ 28	6,083
PYA-17-I	5	502	6,843 $\pm$ 32	7,649
PYA-17-II	6	560	7,454 $\pm$ 43	8,309

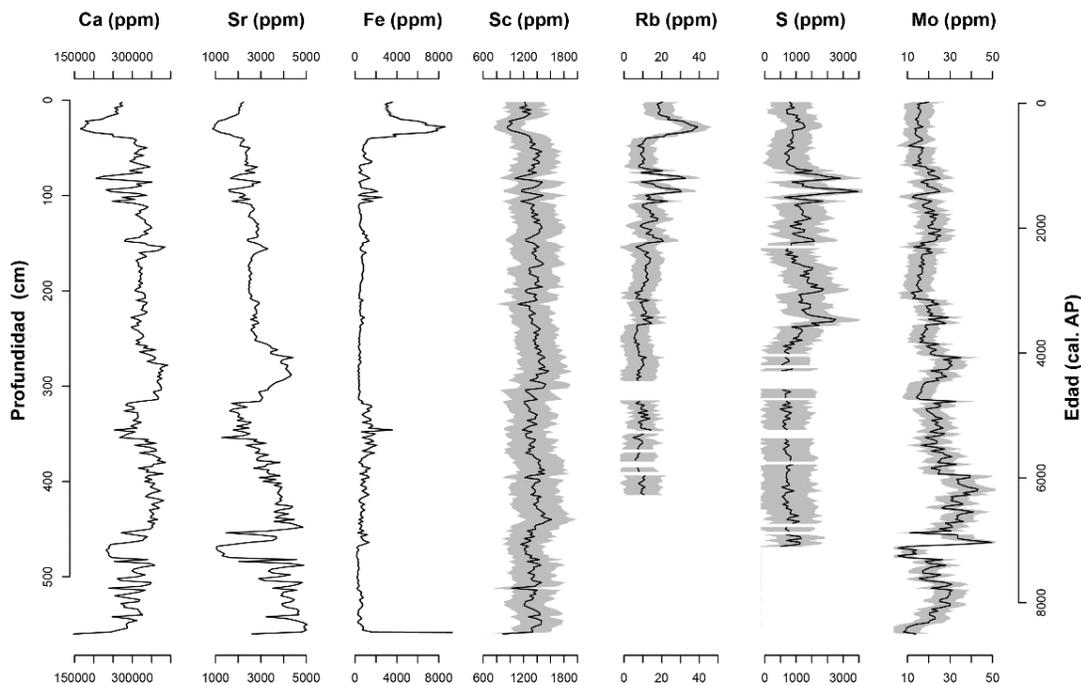


**Fig. 4.** Núcleo sedimentario de la Laguna Yalahau. Litología, textura relativa (USGS, 2006) y modelo de edad-profundidad del registro sedimentario, mostrando las edades de <sup>14</sup>C calibradas (azul) y los intervalos de confianza del 95% (líneas punteadas en gris).

### *Análisis Multielemental*

Mediante el análisis de fluorescencia de rayos X se detectaron 21 elementos (Mo, Zr, Sr, Rb, Th, Tl, Pb, Se, As, Zn, W, Cu, Fe, Mn, Cr, V, Ti, Sc, Ca, K, S). No obstante, sólo siete elementos (Ca, Sr, Sc, Fe, Rb, S y Mo) presentaron variabilidad estadísticamente significativa y un registro relativamente continuo a lo largo del núcleo (Fig. 5). En promedio, el elemento más abundante en el registro fue el calcio (Ca) (313,501 ppm), seguido del estroncio (Sr) (2,934 ppm), escandio (Sc) (1,338 ppm), hierro (Fe) (1,074 ppm), azufre (S) (961 ppm), molibdeno (Mo) (22 ppm) y

rubidio (Rb) (13 ppm). Sr y Ca mostraron un comportamiento similar, con altas concentraciones a lo largo del registro y sus valores más bajos en la parte superior del núcleo (32 - 22 cm, ~ 240 - 140 cal. AP). Fe y Rb muestran una tendencia opuesta frente a Sr y Ca, con los valores más altos en la parte superior del registro (34 - 22 cm, ~ 260 - 140 cal. AP). S mostró una tendencia creciente hacia el presente, presentando sus valores más altos entre 106 y 94 cm de profundidad (~1,020 - 860 cal. AP) y sus valores más bajos entre 528 y 468 cm (~ 7,970 - 6,990 cal. AP). En contraste, Mo mostró una tendencia decreciente hacia el presente, presentando sus valores más altos entre 466 y 394 cm de profundidad (~ 6,950 - 5,530 cal. AP) y sus valores más bajos entre 480 y 470 cm (~ 7,230 - 7,020 cal. AP). Sc no presentó cambios estadísticamente significativos a lo largo del registro. Sus valores máximos se presentaron entre 444 - 434 cm de profundidad (~ 6,500 - 6,300 cal. AP), mientras que los valores mínimos se presentaron hacia el techo del registro (30 - 22 cm, ~ 200 - 140 cal. AP).

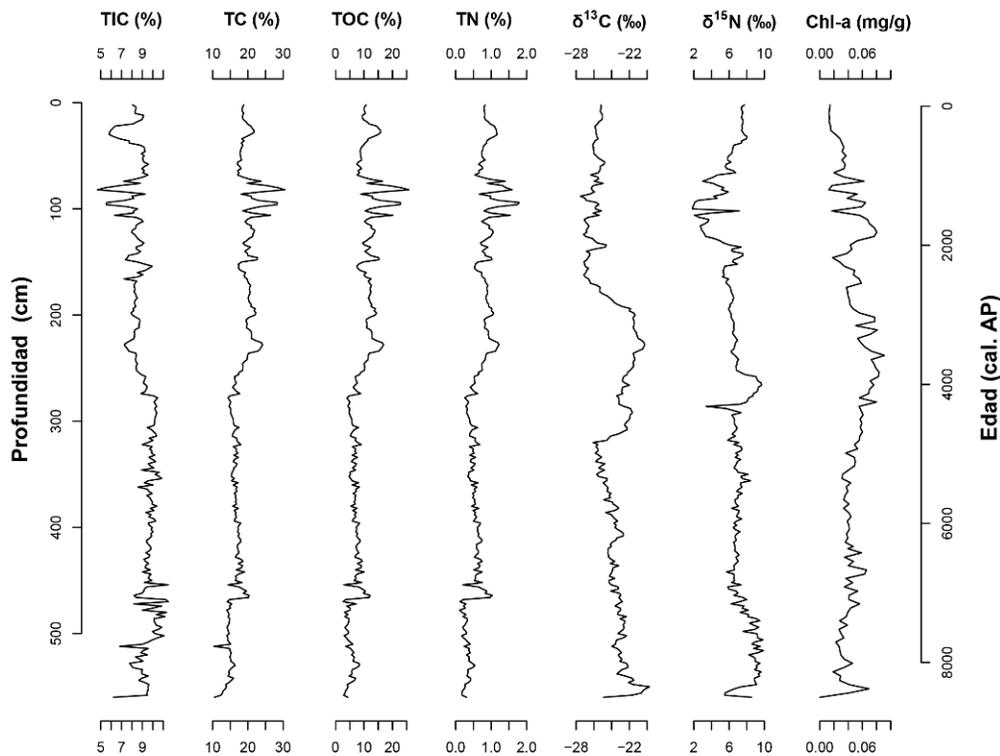


**Fig. 5.** Registro geoquímico de los sedimentos de la Laguna Yalahau. Concentraciones elementales a lo largo del núcleo. La sombra gris indica los intervalos de confianza (95 %) calculados a partir del error estándar.

### *Análisis de Carbono, Nitrógeno y Clorofila-a*

Las concentraciones de carbono total oscilaron entre 30.5 y 10.3 %, el carbono orgánico entre 25.8 y 2.6 %, mientras que el nitrógeno total entre 1.8 y 0.11 %. El carbono total (TC), el nitrógeno total (TN) y el carbono orgánico total (TOC) mostraron tendencias similares a lo largo del registro, presentando un aumento progresivo desde ~ 4,100 cal. AP (318 cm) hacia el presente. Estos parámetros alcanzaron valores máximos en la parte superior (94 - 82 cm; ~ 870 - 700 cal. AP) y valores mínimos en la parte inferior del núcleo (512 - 470 cm; ~ 7,800 - 7,000 cal. AP). Las concentraciones de carbono inorgánico se encuentran entre 11.5 y 4.69 % mientras que el carbonato de calcio entre 95.8 y 39.09 %. Las concentraciones de carbono inorgánico total (TIC) y carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), mostraron una tendencia decreciente hacia el presente, presentando los valores máximos en la parte inferior (470 - 454 cm; ~ 7,030 - 6,700 cal. AP) y los valores mínimos en la parte superior del registro (106 - 82 cm; ~ 1,020 - 700 cal. AP).

Las relaciones isotópicas de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) oscilan en la materia orgánica del sedimento, mostraron valores entre -27.52 ‰ y -19.71 ‰, con los valores más negativos en la parte superior del registro (92 - 80 cm; ~ 840 - 690 cal. AP) y los valores más positivos en la parte inferior (556 - 548 cm; ~ 8,290 - 8,190 cal. AP). Los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  oscilaron entre 1.84 ‰ y 9.9 ‰. El  $\delta^{15}\text{N}$  presentó los valores más positivos en la sección inferior (518 - 486 cm, ~ 7,850 - 7,340 cal. AP) y los valores más negativos en la sección superior del núcleo (100 - 92 cm, ~ 940 - 835 cal. AP). En ambos registros isotópicos los valores mostraron una tendencia hacia valores más positivos hasta la parte media del núcleo (386 - 312 cm; ~ 4,000 - 3,550 cal. AP). Las concentraciones de clorofila-a y sus derivados, expresadas en mg/g de sedimento seco se encuentran entre 0.0000792 y 0.09. La clorofila-a mostró un aumento gradual desde la base del registro hasta los 74 cm (~ 650 cal. AP) y, posteriormente disminuyó hacia el presente (Fig. 6).



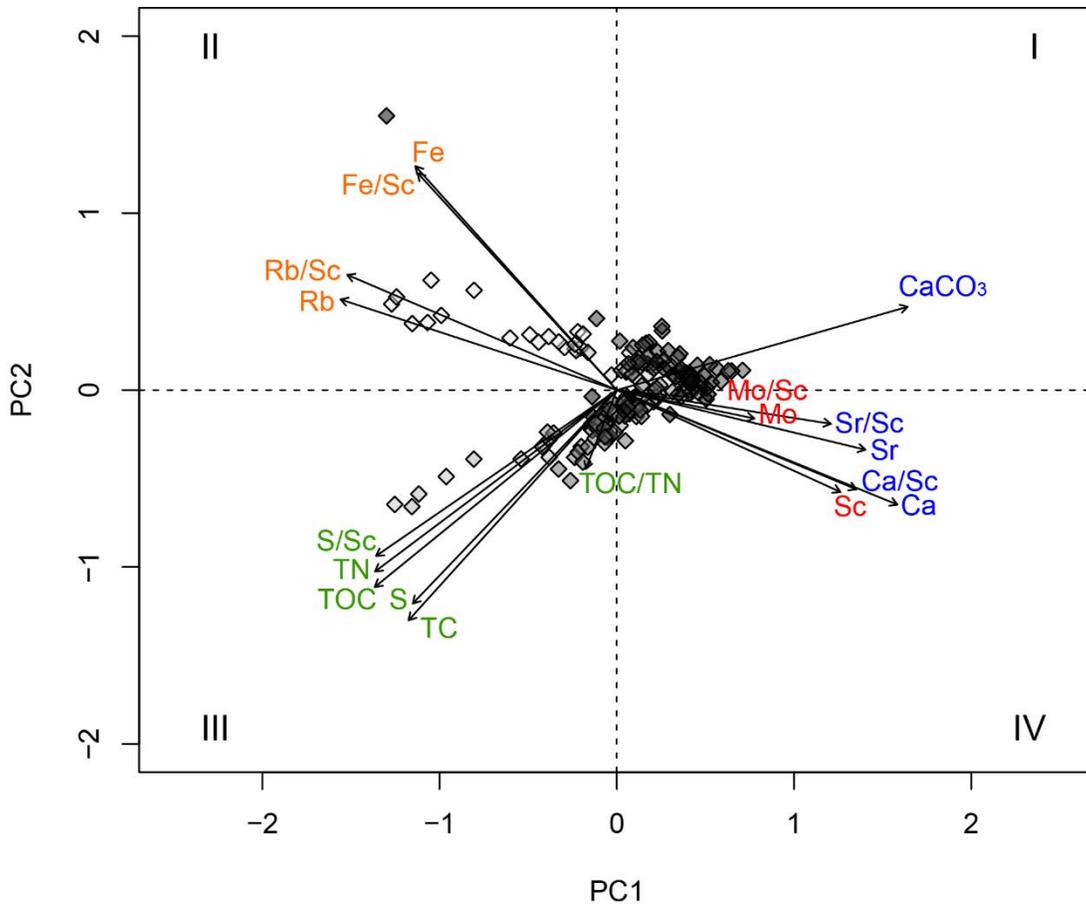
**Fig. 6.** Pigmentos fotosintéticos e indicadores de la materia orgánica de los sedimentos de la Laguna Yalahau. Concentraciones de carbono total (%TC), nitrógeno total (%TN), carbono inorgánico total (% TIC), carbono orgánico total (%TOC), relación isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ), relación isotópica de nitrógeno ( $\delta^{15}\text{N}$ ) y clorofila a (Chl-a) del registro sedimentario.

### *Análisis de Componentes Principales*

En el primer análisis de componentes principales, los primeros dos componentes explicaron el 70 % de la varianza total del conjunto de datos geoquímicos: el primer vector representó el 49.57 % y el segundo el 20.51 % de la varianza total. Los componentes restantes mostraron porcentajes de varianza < 14 %. La estrecha correlación entre cada uno de los elementos con sus respectivos cocientes respecto a Sc permitió inferir que la influencia de los procesos biológicos o diagenéticos en la concentración de los elementos es mínima. Se observó una correlación positiva entre las concentraciones de Ca, Sr, Sc, Mo y  $\text{CaCO}_3$ , ubicados en los valores

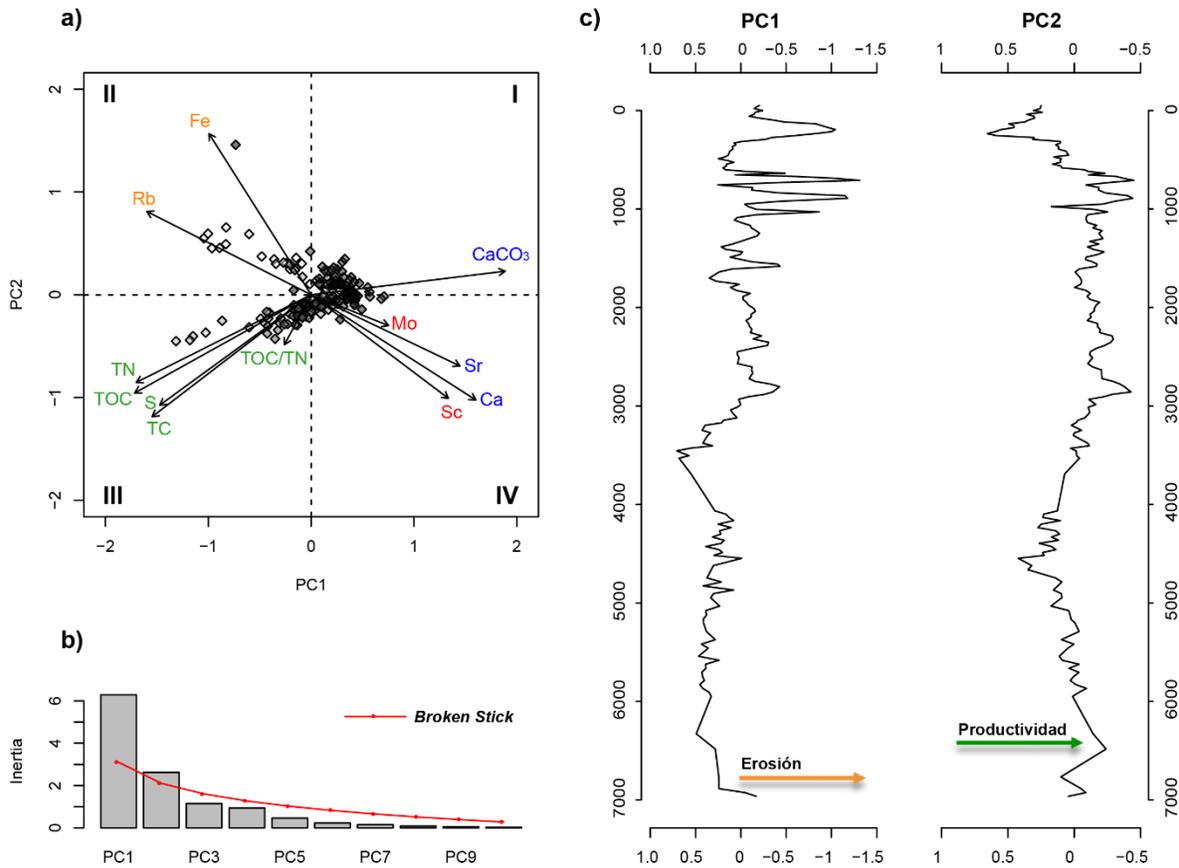
positivos del PC1 (cuadrantes I y IV) y, a su vez, una correlación negativa de este grupo con Fe y Rb, ubicados en los valores negativos del PC1 (cuadrante II). Las concentraciones de S estuvieron asociadas con TC, TOC, TN y TOC/TN en los valores negativos del PC2 del cuadrante III (Fig. 7).

En el segundo análisis de componentes principales (Fig. 8), los primeros dos componentes del PCA explicaron el 74.27 % de la varianza total del conjunto de datos geoquímicos: el primer vector representó el 52.42 % y el segundo el 21.85 % de la varianza total. Sólo estos dos ejes resultaron estadísticamente significativos bajo el modelo *broken stick*. Los componentes restantes mostraron porcentajes de varianza < 10 % (Fig. 8). El análisis de componentes principales que excluyó a los vectores de los cocientes mostró una correlación positiva de las concentraciones de Ca, Sr, Sc, Mo y CaCO<sub>3</sub>, ubicados en los valores positivos del PC1 (cuadrantes I y IV). Este grupo de elementos se correlacionó de manera negativa con Fe y Rb, al presentarse ángulos obtusos entre estos vectores. Fe y Rb se correlacionaron positivamente en los valores negativos del PC1 (cuadrante II), mientras que las concentraciones de S se correlacionan de manera positiva con TC, TOC, TN y TOC/TN en los valores negativos del PC2 (cuadrante III).



**Fig. 7.** Análisis de componentes principales de los indicadores geoquímicos del registro sedimentario de la Laguna Yalahau. Los colores representan el posible origen de los elementos: endogénico (azul), detrítico (naranja), atmosférico (rojo), condiciones reductoras (verde).

Debido a que algunos elementos presentaron datos faltantes en la parte basal del registro, sólo fue posible calcular los puntajes de los ejes del PCA a partir de 464 cm (~ 7,000 años cal. AP) hasta el techo del registro. Los puntajes a lo largo del eje 1 del PCA fueron positivos desde ~ 7,000 años cal. AP hasta ~ 2,900 cal. AP (236 cm), desde donde presenta valores predominantemente negativos hasta el presente, alcanzando los valores más negativos a partir de los ~ 1,000 cal. AP (106 cm). Los puntajes del eje 2 del PCA fueron positivos desde ~ 7,000 años cal. AP hasta ~ 3,200 cal. AP (254 cm), y posteriormente los valores son predominantemente negativos hasta ~ 600 cal. AP (66 cm), donde los valores vuelven a ser positivos hasta el presente (Fig. 8).



**Fig. 8.** Análisis de componentes principales de los indicadores geoquímicos del registro sedimentario de la Laguna Yalahau. a) Representación gráfica de los dos primeros ejes del PCA: PC1 como indicador del origen de los sedimentos y PC2 como indicador de la productividad. Los colores representan el posible origen de los elementos: endogénico (azul), detrítico (naranja), atmosférico (rojo), condiciones reductoras (verde). b) Varianza asociada a cada componente principal y modelo *broken stick* (línea roja). Los componentes significativos son mayores que la línea roja. c) Distribución de los puntajes de los ejes PC1 y PC2 en función de las edades calibradas a partir de 7,000 cal. AP.

## DISCUSIÓN

### *Modelo de edad-profundidad*

De acuerdo con el modelo de edad-profundidad, el registro sedimentario de la Laguna Yalahau cubre los últimos 8,300 años de la historia ambiental de la región. Al igual que otros registros sedimentarios del área, el proceso de deposición probablemente comenzó cuando el nivel del agua subterránea empezó a incrementar en respuesta al aumento del nivel del mar y a la mayor disponibilidad de humedad (Haug et al., 2001; Hodell et al., 1995; Milliken et al., 2008; Toscano & Macintyre, 2003). Dado que el basamento está compuesto por rocas calcáreas, el agua de los sistemas lacustres es rica en iones de bicarbonato, debido a la entrada de carbono inorgánico procedente de la meteorización química en la cuenca (Blattmann et al., 2018). Este fenómeno, conocido como "efecto de agua dura", puede dar como resultado fechas de radiocarbono considerablemente más antiguas, ya que se puede incorporar carbono "viejo" de origen detrítico en las muestras usadas para las dataciones de  $^{14}\text{C}$  (Björck & Wohlfarth, 2001). Es posible que los fechamientos del registro sedimentario de Yalahau se vieran afectados por este fenómeno. No obstante, la relativa coincidencia de la edad basal con otros registros de la región (e.g., Hodell et al., 1995; Leyden et al., 1998; Whitmore et al., 1996), el orden estratigráfico de los fechamientos y la ausencia de cambios abruptos en las tasas de sedimentación, sugieren que el modelo de edad-profundidad es robusto y confiable.

### *Indicadores ambientales*

Dado el comportamiento en fase entre las concentraciones de Fe y Rb en el registro de Yalahau (Fig. 5), éstas probablemente se asocian con la fracción terrígena del sedimento. Por un lado, las concentraciones de Rb en sedimentos lacustres usualmente se relacionan con la meteorización física de minerales arcillosos detríticos (e.g., Koinig et al., 2003). Por otro lado, las concentraciones de Fe son sensibles a condiciones redox, de manera que este elemento es propenso a la removilización diagenética (Rothwell & Croudace, 2015). La relación positiva entre Fe y Rb en el registro sedimentario de Yalahau se demuestra en los resultados del

PCA (Fig. 8), sugiriendo que la influencia de la diagénesis en las concentraciones de Fe en este registro es mínima. De esta manera, las concentraciones de Fe pueden ser consideradas como un indicador confiable de las variaciones en la entrada de material detrítico a la laguna.

En sedimentos lacustres, las concentraciones de Ca y Sr usualmente están asociadas con la precipitación *in situ* de  $\text{CaCO}_3$  (Cohen, 2003). No obstante, debido a que la geología de la Península de Yucatán está compuesta principalmente por carbonatos (Perry et al., 2003), el Ca en los sedimentos también podría ser de origen detrítico, producto de la meteorización y transporte de materiales provenientes de la cuenca de drenaje (Rothwell & Croudace, 2015). En los sedimentos de Yalahau, las concentraciones de Ca y Sr co-varían con  $\text{CaCO}_3$  y se correlacionan de manera negativa con los elementos detríticos (Fe y Rb) en el PCA (Fig. 8). Así, es probable que, en Yalahau, las concentraciones de Ca y Sr se asocien principalmente con la precipitación autigénica de  $\text{CaCO}_3$ , como ocurre en otros registros lacustres del norte de la Península de Yucatán (e.g., Whitmore et al., 1996).

Las variaciones en las concentraciones de  $\text{CaCO}_3$  en sedimentos lacustres están asociadas principalmente con cambios en el nivel del lago, dado que niveles lacustres bajos favorecen la precipitación de carbonatos (e.g., Franco-Gaviria et al., 2020). Sin embargo, las concentraciones de  $\text{CaCO}_3$  pueden estar influenciadas por otros factores, como la morfometría de la cuenca (Hodell et al., 2007) o cambios en la productividad del lago (Dean, 1999). El aumento de  $\text{CO}_2$ , producto de la respiración y la oxidación de la materia orgánica, disminuye el pH en el hipolimnion, lo que conlleva a la disolución de la calcita en los sedimentos (Cohen, 2003). La correlación negativa de  $\text{CaCO}_3$  con los indicadores de la materia orgánica en los sedimentos de la Laguna Yalahau (Fig. 8), permite sugerir que la disminución en las concentraciones de  $\text{CaCO}_3$  en los sedimentos, está relacionada principalmente con el aumento de la productividad.

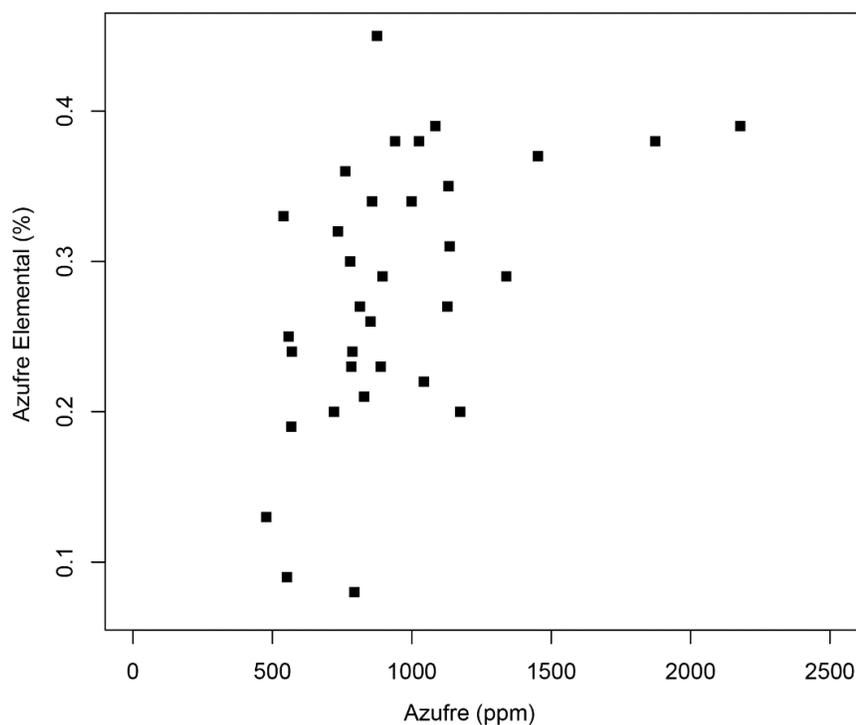
Las concentraciones de Mo en sedimentos lacustres han sido interpretadas tradicionalmente como indicadoras de condiciones anóxicas, ya que es un elemento

sensible a los cambios en las condiciones redox (Smedley & Kinniburgh, 2017). No obstante, la concentración de Mo también puede estar asociada con el aumento de la salinidad (e.g., Domagalski et al., 1990; Rahaman et al., 2014; Windom & Niencheski, 2003). En lagos con condiciones alcalinas, como el caso de Yalahau, el Mo se comporta de manera conservativa y las concentraciones aumentan en respuesta a la evaporación (Johannesson et al., 2000). En la Laguna Yalahau, las concentraciones de Mo son independientes de los indicadores de condiciones redox (Fig. 8), por lo que en este caso las concentraciones de Mo en los sedimentos se utilizaron como indicador del nivel del lago.

La oxigenación de la interfase sedimento-agua está estrechamente relacionada con la naturaleza y frecuencia de la mezcla de la columna de agua, la profundidad del lago y el estado trófico (Cohen, 2003). Bajo concentraciones empobrecidas de oxígeno, es común la formación de compuestos de S mediante actividad bacteriana; así, concentraciones elevadas de este elemento en los sedimentos están relacionadas con condiciones reductoras en el fondo del cuerpo de agua (Croudace & Rothwell, 2015; Gorham et al., 1974; Harff et al., 2011). En los sedimentos de la Laguna Yalahau, las concentraciones altas de S son utilizadas como un indicador de hipoxia, una interpretación apoyada por la correlación positiva de S con los indicadores de materia orgánica (Fig. 8). Aunque el registro de S se obtuvo a partir del análisis de fluorescencia de rayos X en Yalahau, su confiabilidad está indicada por la correlación estadísticamente significativa entre estas mediciones y las mediciones de S obtenidas a partir del analizador elemental (Fig. 9;  $p= 0.002663$ ;  $r= 0.50598$ ). A pesar de que las concentraciones parecen subestimadas por las mediciones de XRF (Fig. 5), la correlación garantiza la interpretación de las tendencias a través del tiempo.

La concentración de carbono orgánico total (% TOC) es un indicador de la abundancia de materia orgánica en los sedimentos lacustres. Este valor representa la fracción de materia orgánica que no se remineraliza durante la sedimentación (Meyers, 2003). Dado que la interfaz agua-sedimento en Yalahau suele presentar hipoxia (Pérez et al., 2011), los procesos de descomposición probablemente ejercen

una influencia menor sobre las concentraciones de TOC, implicando que los cambios en este indicador están relacionados principalmente con cambios en la productividad de la laguna.



**Fig. 9.** Concentraciones de S en los sedimentos de la laguna Yalahau obtenidas a partir de dos métodos: Análisis elemental (%) vs. XRF (ppm) ( $p = 0.002663$ ,  $r = 0.50598$ ).

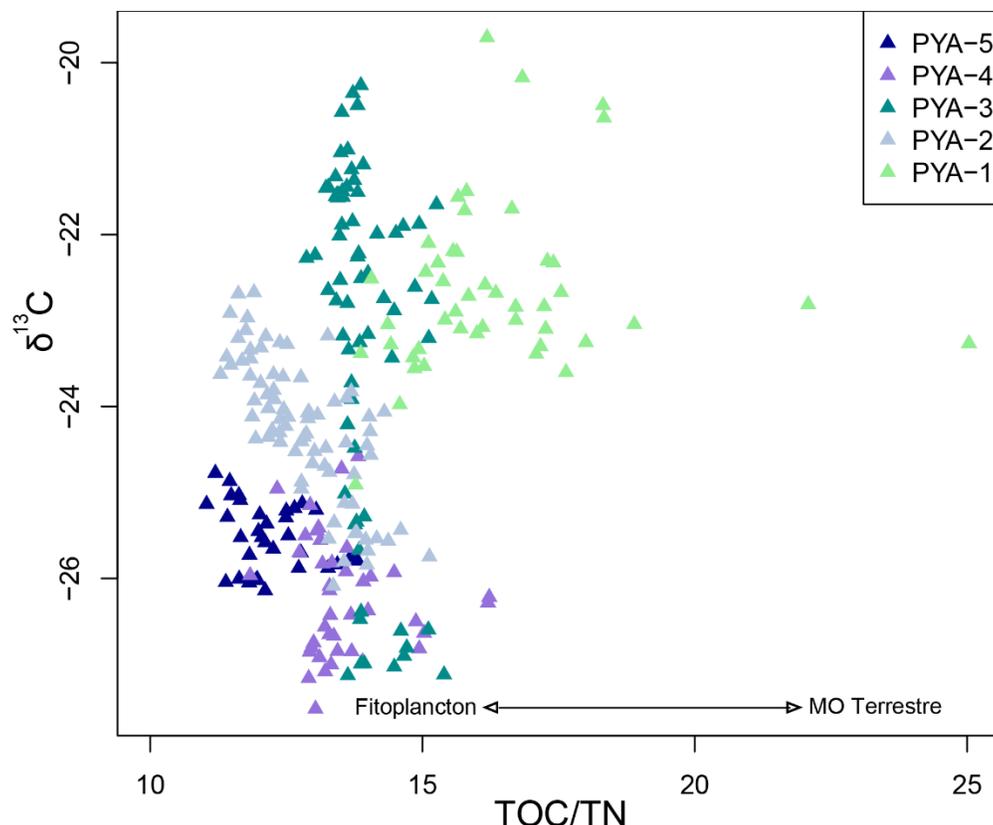
Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de la materia orgánica reflejan principalmente la dinámica de la asimilación de carbono durante la fotosíntesis y, por ende, las principales fuentes de materia orgánica (Meyers, 1997). La mayoría de las plantas terrestres asimilan el  $\text{CO}_2$  a través de dos rutas fotosintéticas ( $\text{C}_3$  o  $\text{C}_4$ ). La materia orgánica producida por las plantas que usan la ruta  $\text{C}_3$  tiene un valor promedio de  $\delta^{13}\text{C}$  de  $\sim -28\text{‰}$ , mientras que en las plantas  $\text{C}_4$  el promedio está alrededor de  $\sim -14\text{‰}$  (O'Leary, 1988). Por otro lado, el fitoplancton utiliza preferencialmente  $^{12}\text{C}$  para producir materia orgánica, lo que conlleva al agotamiento del  $^{12}\text{C}$  en el carbono inorgánico disuelto (DIC, por sus siglas en inglés) de la columna de agua. Esto produce un enriquecimiento de  $^{13}\text{C}$  en el agua, así como en la materia orgánica

producida por los productores primarios, resultando en un incremento posterior en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ . Así, el  $\delta^{13}\text{C}$  en los sedimentos lacustres puede ser indicador del estado trófico del cuerpo de agua como resultado de cambios en la productividad (Meyers, 1997; Meyers & Ishiwatari, 1993). Aumentos de la productividad conducen a incrementos en el  $\delta^{13}\text{C}$  de la materia orgánica que se produce en el lago (Meyers, 2003). Para el caso de Yalahau, las fluctuaciones en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  pueden interpretarse en términos de la productividad del lago, cambios en la cobertura vegetal y cambios en la contribución relativa de las fuentes de materia orgánica.

Los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  de la materia orgánica del sedimento permiten discernir entre las fuentes alóctonas y autóctonas (Meyers, 1997; Meyers & Ishiwatari, 1993). Además, pueden indicar cambios en los grupos dominantes del fitoplancton en el lago, ya que los organismos fotosintéticos utilizan varias reservas de nitrógeno y pueden fraccionar el  $^{15}\text{N}$  de manera diferencial. El  $\text{NO}_3^-$  disuelto, la forma más común de nitrógeno inorgánico disuelto (DIN, por sus siglas en inglés), es utilizado por el fitoplancton y sus valores de  $\delta^{15}\text{N}$  oscilan entre  $\sim 7$  y  $10\text{‰}$ . Por su parte, el nitrógeno proveniente del suelo que es asimilado por las plantas tiene un valor de  $\delta^{15}\text{N}$  cercano a cero. Estas diferencias isotópicas entre las dos fuentes de nitrógeno se preservan en el  $\delta^{15}\text{N}$  de la materia orgánica del fitoplancton ( $\sim 8 \text{‰}$ ) y de las plantas terrestres ( $\sim 1 \text{‰}$ ) (Meyers, 2003; Meyers & Ishiwatari, 1993). Por otro lado, las cianobacterias que fijan  $\text{N}_2$  atmosférico exhiben poco fraccionamiento isotópico ( $\sim -1$  a  $3\text{‰}$ ) (Gu et al., 1996).

De manera similar a los procesos biológicos que involucran a los isótopos estables de carbono mencionados previamente, durante la fotosíntesis, el fitoplancton utiliza preferentemente el isótopo más ligero de N ( $^{14}\text{N}$ ), por lo que la materia orgánica se enriquece progresivamente en  $^{15}\text{N}$  (Jinglu et al., 2007). La desnitrificación (reducción de nitrato a  $\text{N}_2$  gaseoso en condiciones anóxicas) y la volatilización del amonio (pérdida de amonio como  $\text{NH}_3$  gaseoso en condiciones alcalinas), son procesos que también se asocian con el fraccionamiento isotópico del N. Estos procesos liberan de manera preferente  $^{14}\text{N}$ , dejando el N restante enriquecido en  $^{15}\text{N}$ , lo que conlleva a aumentos sustanciales de los valores  $\delta^{15}\text{N}$  en

los sedimentos (Meyers, 1997). En la laguna Yalahau, los cambios en el  $\delta^{15}\text{N}$  de la materia orgánica pueden usarse para reconstruir la productividad en la columna de agua y algunos cambios en el ciclo local del nitrógeno.



**Fig. 10.** Fuentes de materia orgánica a partir de la relación entre  $\delta^{13}\text{C}$  vs. TOC/TN en los sedimentos de la Laguna Yalahau. Las muestras de cada una de las etapas de evolución del lago se enumeran desde PYA-5 hasta PYA-1, siendo PYA-1 la etapa más antigua.

La materia orgánica en los sedimentos lacustres puede provenir de fuentes autóctonas, como el fitoplancton/macrófitas o, alóctonas, derivadas de material vegetal terrestre. Este origen de la materia orgánica se puede diferenciar en términos del cociente TOC/TN en la materia orgánica de los sedimentos, con valores bajos para el fitoplancton (entre  $\sim 4$  y 10), valores intermedios para macrófitas y valores mayores a 20 en las plantas terrestres, debido a la presencia de celulosa en sus tejidos (Meyers, 2003; Meyers & Ishiwatari, 1995). A lo largo del registro sedimentario de Yalahau, los valores del cociente TOC/TN son intermedios, sugiriendo que la materia orgánica es una mezcla de fuentes alóctonas y

autóctonas, como sucede en la mayoría de los lagos (Meyers & Ishiwatari, 1995). No obstante, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  pueden usarse en conjunto con el cociente TOC/TN para distinguir las fuentes de materia orgánica en el registro a lo largo del tiempo (Meyers, 1997). Por lo tanto, como se discutirá en la siguiente sección, a lo largo de cada etapa de la evolución del lago se presentaron cambios en la predominancia de las fuentes de materia orgánica (Fig. 10).

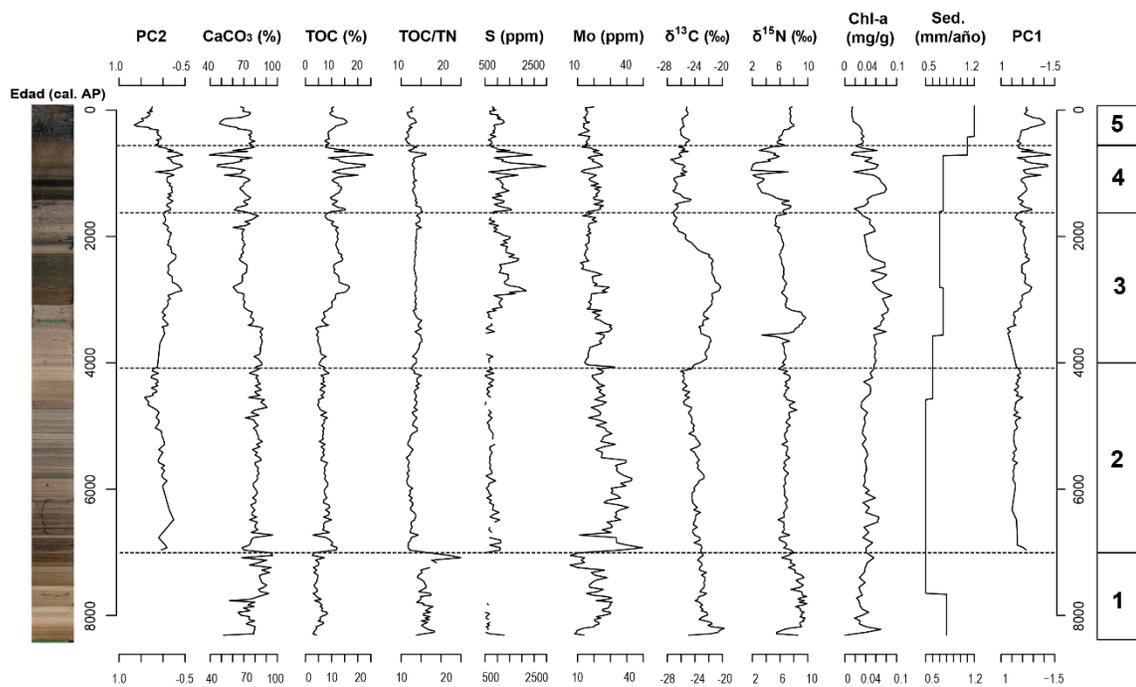
Las clorofilas constituyen los principales pigmentos fotosintéticos utilizados por los organismos autótrofos, y entre ellos la clorofila-*a* es el más abundante (Meyers & Ishiwatari, 1993). Así, la clorofila-*a* y sus derivados han sido utilizados para reconstruir el estado trófico de varios tipos de lagos en diversas escalas temporales (e.g., Das et al., 2005; Michelutti et al., 2005). Generalmente, los lagos con altos niveles de productividad contendrán mayores concentraciones de pigmentos fotosintéticos en sus sedimentos en comparación con los lagos oligotróficos (Michelutti & Smol, 2016). En este estudio, se utilizó la técnica VRS, mediante la cual no es posible diferenciar la clorofila primaria de sus productos de degradación. Dado que la clorofila-*a* es producida por todas las algas y las plantas superiores, se obtiene un registro integral de las tendencias en la productividad de todo el lago (Wolfe et al., 2006). Sin embargo, esta técnica presenta la ventaja de que los datos obtenidos no están afectados por procesos diagenéticos (Michelutti & Smol, 2016). Por tanto, los cambios en las concentraciones de clorofila-*a* en los sedimentos de la Laguna Yalahau reflejan los principales cambios en la productividad total a lo largo del tiempo.

En resumen, las concentraciones elementales, las concentraciones de clorofila-*a*, los indicadores de la materia orgánica del sedimento, así como los isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  en la Laguna Yalahau, permiten reconstruir la trayectoria de la productividad lacustre, las posibles fuentes de la materia orgánica y algunas dinámicas de los ciclos del nitrógeno y carbono a nivel local a lo largo del tiempo.

#### *Historia ambiental de la Laguna Yalahau*

El análisis de componentes principales mostró asociaciones de los elementos de acuerdo con su origen: i) componente endogénico, identificado por Ca, Sr, Sc, Mo

y  $\text{CaCO}_3$ , ubicados en los valores positivos del PC1; ii) componente detrítico, caracterizado por Fe y Rb, en los valores negativos del PC1; iii) componente atmosférico, definido por Sc y Mo, ubicados en los valores positivos del PC1 y los valores negativos del PC2; iv) los elementos asociados a condiciones reductoras como S, TC, TOC, TN y TOC/TN, se ubicaron en los valores negativos del PC2 (Fig. 8). La ordenación de los indicadores a lo largo de los dos primeros ejes del PCA puede interpretarse en términos de los cambios en la erosión (PC1) y la productividad (PC2). El PC1 representa variaciones en la intensidad de la erosión en la cuenca, por lo que los valores negativos de este eje indicarían un aumento en el aporte de elementos detríticos al lago, ya los elementos detríticos se encuentran asociados a los valores negativos del PC1. El eje PC2 estaría asociado cambios en la productividad en el lago, así que los valores negativos de este eje se interpretaron como indicadores de un aumento en la productividad y las condiciones reductoras en la laguna Yalahau, debido a que los elementos asociados a condiciones reductoras se ubicaron en los valores negativos del PC2.



**Fig. 11.** Litología y zonación del registro sedimentario de la Laguna de Yalahau con base en los cambios en el estado trófico a través del tiempo (años cal. AP).

Para facilitar la descripción e interpretación del registro paleoambiental, se han identificado cinco etapas, con base en los puntajes de los ejes PC1 y PC2. Estas etapas están marcadas por cambios significativos en la erosión y la productividad a lo largo de la historia ambiental de la Laguna Yalahau durante los últimos 8,300 años (Fig. 11). A continuación, se describe cada una de las etapas.

*Etapas 1 (PYA-1: 560 – 466 cm; ~ 8,300 – 7,000 cal. AP)*

Durante esta fase se presentaron las mayores concentraciones de  $\text{CaCO}_3$ , lo que sugiere un sistema con pH alto. Bajo estas condiciones, el bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ) es la principal fuente de DIC (e.g., Arnold et al., 2018). Debido a que el  $\delta^{13}\text{C}$  de  $\text{HCO}_3^-$  es ~ 8 ‰ más positivo que el  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  disuelto, se producen valores más positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  en la materia orgánica (Fogel & Cifuentes, 1993). Por tanto, las concentraciones de  $\text{CaCO}_3$  y los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  reflejarían que la fuente dominante de DIC utilizada en la fotosíntesis fue el  $\text{HCO}_3^-$  (Talbot & Johannessen, 1992). Es probable que, dado un desarrollo incipiente de la laguna, las macrófitas acuáticas colonizaran un área sustancial durante este período, contribuyendo a la precipitación de  $\text{CaCO}_3$ . Esto dado que las macrófitas acuáticas promueven la precipitación de  $\text{CaCO}_3$  en las lagunas con pH alcalino (Brenner et al., 2006; Hodell et al., 2007). Esta interpretación es reforzada por la presencia de oogonias de carófitas en la parte basal del registro.

En cuerpos de agua con pH alto, la composición isotópica del DIN está fuertemente influenciada por la volatilización del amonio, un proceso que se asocia con pérdidas de amonio a través de desgasificación (Guiry et al., 2019). Este mecanismo provoca un enriquecimiento en  $^{15}\text{N}$  de la materia orgánica (Cohen, 2003), ofreciendo una explicación plausible para los valores más positivos de  $\delta^{15}\text{N}$  en la parte basal del registro.

Las bajas concentraciones de clorofila-a y los bajos porcentajes de TOC en la parte basal del registro sugieren condiciones oligotróficas. Los porcentajes bajos de TOC también podrían ser el resultado de condiciones oxigenadas en el fondo del cuerpo de agua, inferidas a partir de las bajas concentraciones de S en la parte basal del registro, lo que permitiría que la materia orgánica se degradara

rápidamente (e.g., Covich & Stuiver, 1974). Éstas podrían ser resultados del bajo nivel lacustre asociado con el desarrollo incipiente del cuerpo de agua. Adicionalmente, a través de este período, se presentaron los valores más altos del cociente TOC/TN, lo cual sugiere que el lago recibió contribuciones importantes de material vegetal terrestre (Fig. 10). Los sedimentos de los lagos oligotróficos usualmente reciben aportes considerables de materia orgánica terrestre, lo que implicaría proporciones relativamente altas de TOC/TN (Gu et al., 1996). Para esta etapa no se registraron puntajes de los ejes del PCA, debido a que durante este período algunos elementos no se detectaron en el análisis de XRF.

La textura más gruesa de los sedimentos en la parte basal del registro de Yalahau probablemente refleja cambios en la energía y/o cambios en las condiciones climáticas al momento del depósito de los sedimentos. Sedimentos más gruesos usualmente derivan de aumentos de la meteorización, así como de la capacidad de transporte en un período de mayor disponibilidad de humedad (e.g., Koinig et al., 2003). Por otro lado, la presencia de bandas bien definidas en la parte inferior del registro sedimentario podría ser el reflejo de una fuerte influencia estacional en la deposición de los sedimentos (e.g., Leyden, 1998). Las altas tasas de sedimentación, junto con la textura y las bandas definidas en el sedimento durante esta etapa, pueden estar relacionadas con el clima regional, el cual se caracterizó por condiciones relativamente húmedas, como lo indican los registros lacustres de Chichancanab y Miragoane, el último en Haití (Hodell et al., 1995; Hodell et al., 1991). Este intervalo coincidió con el Óptimo Climático del Holoceno, un período de mayor disponibilidad de humedad y una alta estacionalidad que se ha documentado en el Neotrópico a partir del registro marino de alta resolución de titanio en la Cuenca de Cariaco, asociados a una posición más septentrional de la ITCZ (Haug et al., 2001; Peterson & Haug, 2006).

El aumento del nivel lacustre de Yalahau a los ~ 8,300 cal. AP pudo estar relacionado con el aumento del nivel freático en la región como respuesta al rápido aumento del nivel del mar durante el Holoceno temprano (Milliken et al., 2008; Toscano & Macintyre, 2003). Debido a la alta permeabilidad del lecho rocoso

calcáreo y la ausencia de topografía en el norte de la Península de Yucatán, el nivel del mar se encuentra estrechamente asociado con el nivel freático regional (Back & Hanshaw, 1970; Perry et al., 2002).

*Etapa 2 (PYA-2: 466 – 312 cm; ~ 7,000 – 4,000 cal. AP)*

Este período se caracterizó por valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  y un ligero aumento en la productividad, inferido a partir del aumento en las concentraciones de clorofila-a, así como en los porcentajes de TOC (Fig. 11). Por otro lado, se produjo una disminución de los valores del cociente TOC/TN, indicando un incremento del aporte autóctono de materia orgánica a los sedimentos (Fig. 10). Además, se presentaron las tasas de sedimentación más bajas del registro, así como fluctuaciones menores de los puntajes de PC1, PC2 y  $\delta^{15}\text{N}$ , por lo que se podría inferir que las condiciones permanecieron relativamente estables durante esta etapa. Es probable que el sistema lacustre fuera más somero durante este período, de acuerdo con el aumento de la concentración de Mo. En condiciones someras se presentaría la mezcla completa de la columna de agua, provocando una mayor concentración de oxígeno en los sedimentos como lo indican las bajas concentraciones de S.

Las condiciones méxicas prevalecieron durante este período en la región (Hodell et al., 1995, 1991). Condiciones regionales cálidas y húmedas permitieron el establecimiento del bosque tropical en el sur de la Península de Yucatán durante el Holoceno temprano, como lo indican los altos porcentajes de taxa tropicales en registros palinológicos de la región de Petén (Correa-Metrio et al., 2012; Islebe et al., 1996; Leyden, 1984; Leyden et al., 1994). El único registro de polen del noroeste de la península de Yucatán (Cenote San José Chulchacá), indica que los bosques caducifolios se establecieron en la región a finales del Holoceno temprano (Leyden et al., 1996), lo cual explicaría los valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$ , característicos de la vegetación con metabolismo tipo  $\text{C}_3$  (Meyers, 1997; Talbot & Johannessen, 1992). Las bajas tasas de sedimentación en este período podrían asociarse con una cobertura vegetal más densa que estabilizaría los suelos, reduciendo así la meteorización física y la erosión en la cuenca (e.g, Koinig et al., 2003).

*Etapa 3 (PYA-3: 312 - 148 cm; ~ 4,000 – 1,600 cal. AP)*

Durante esta etapa, los múltiples indicadores sugieren un incremento en la productividad durante esta etapa, reflejándose esto en valores negativos de PC2, aumentos de TOC,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  y la concentración de clorofila-*a*, la última presentó los valores más altos del registro entre 3,200 y 2,900 cal. AP (Fig. 11). La disminución progresiva de las concentraciones de Mo podría indicar un aumento en la profundidad del lago. Por su parte, el aumento en las tasas de sedimentación y los valores negativos de PC1 indican un incremento en la erosión.

Las excursiones positivas de los isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  durante este período probablemente estuvieron asociadas con el aumento del estado trófico del lago. El fraccionamiento isotópico por parte del fitoplancton durante la fotosíntesis, probablemente condujo al agotamiento de los isótopos más ligeros en la columna de agua y al enriquecimiento progresivo de los isótopos más pesados en el agua y en la materia orgánica (Gu, 2009; Meyers, 2003). Es probable que el aumento de la productividad en la columna de agua causara que las condiciones de hipoxia predominaran en el fondo del lago, las cuales son inferidas a partir del aumento en las concentraciones de S. Los lagos con mayor productividad desarrollan condiciones reductoras en el fondo, por lo que tienen concentraciones más altas de azufre en sus sedimentos (Gorham, 1960). Asimismo, la disminución de las concentraciones de  $\text{CaCO}_3$  también es consecuencia del aumento de la productividad. El aumento del flujo de materia orgánica desde las aguas superficiales hacia un hipolimnion con bajas concentraciones de oxígeno disminuye el pH, causando la disolución del carbonato de calcio en los sedimentos (Dean, 1999).

Los cambios en el estado trófico a menudo son el resultado de cambios en el uso del suelo en la cuenca circundante. En la Península de Yucatán, la evidencia sedimentaria sugiere que la ocupación humana jugó un papel fundamental en la transformación del paisaje de manera significativa a través del Holoceno medio a tardío (Leyden, 2002). Estudios en la región de Petén indican que las actividades antrópicas condujeron a una erosión acelerada de la capa superficial del suelo, una

mayor sedimentación lacustre y un incremento en el transporte de nutrientes y materia inorgánica a los cuerpos de agua (Binford et al., 1987; Deevey et al., 1979). Esta erosión se encuentra reflejada en la estratigrafía de los registros sedimentarios de la región de Petén como una unidad denominada *arcilla maya* (Brenner, 1994). El inicio del depósito de arcilla comenzó durante el Período Preclásico (2,000 AEC - 250 EC), donde se perdió el 71% de la cobertura del total de suelo alrededor del Lago Salpetén, a pesar de que la población en la cuenca era relativamente baja (Anselmetti et al., 2007).

En Yalahau, aunque no es evidente una capa sedimentaria imputable a la *arcilla maya*, el aumento en la concentración de elementos detríticos y las tasas de sedimentación durante esta etapa pueden interpretarse como un aumento de la erosión. Esta probablemente estuvo asociada con actividades humanas, la cual favorecería el aporte alóctono de nutrientes, y en consecuencia aumentaría la productividad lacustre. En el Lago Sayaucil, ubicado también en las tierras bajas de la península, el incremento en las tasas de sedimentación durante el Preclásico (~ 3,000 AP) sugiere que las actividades antrópicas aceleraron la entrada de sedimentos a la cuenca (Whitmore et al., 1996). La ausencia de una capa de arcilla antrópica puede ser el resultado del bajo relieve topográfico alrededor de los lagos de las tierras bajas (Leyden et al., 1996, 1998; Whitmore et al., 1996), en comparación con los lagos de Petén, una región caracterizada por paisajes con más relieve (Deevey et al., 1979).

Una explicación alternativa a las excursiones positivas de  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 11) podrían ser los cambios de la vegetación durante este período. El Período Preclásico Temprano (~4,000 - 3,000 cal. AP) marca el comienzo de la agricultura extensiva en las tierras bajas Mayas. Durante este período, los registros polínicos de la región muestran aumentos en la abundancia de taxa de disturbio (e.g., *Ambrosia*), disminuciones de taxa forestales y la aparición de *Zea* (Anselmetti et al., 2007; Islebe et al., 1996; Leyden et al., 1996, 1998; Leyden, 2002; Wahl et al., 2006). Estos cambios en la vegetación coincidieron con las tasas máximas de erosión en otros registros lacustres de la región (e.g., Anselmetti et al. 2007; Deevey et al.,

1979; Rosenmeier et al. 2002). La erosión de los suelos pudo ser entonces consecuencia de las actividades agrícolas y la deforestación durante la expansión de las poblaciones Mayas en el período Preclásico.

Además de cambios antrópicos de la vegetación durante el Preclásico Medio (~3,000 - 2,350 cal. AP), la península experimentó oscilaciones sustanciales en la disponibilidad de humedad regional. Éstos pudieron haber contribuido al cambio en la relación de  $\delta^{13}\text{C}$  en el registro de Yalahau. De hecho, en el norte de la Península de Yucatán, los sedimentos lacustres de Chichancanab revelan una serie de eventos de sequía, intercalados con períodos de condiciones relativamente húmedas durante los últimos 3,000 años. En este lago se precipita yeso durante los intervalos de sequía, los cuales están marcados por valores altos de densidad (Fig. 12; Hodell et al., 2005, 2001, 1995). Durante esta etapa se registran tres picos de densidad desde ~2,600 hasta 2,400 cal. AP (Fig. 12), los cuales coinciden con un aumento en las concentraciones de Mo y con valores más positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  en Yalahau. Esto sugiere un aumento en la evaporación del sistema, así como cambios en la cobertura vegetal, ya sea de origen climático o antrópico (e.g., aumentos en la abundancia de vegetación tipo C<sub>4</sub>).

#### *Etapa 4 (PYA 4: 148 - 66 cm; ~ 1,600 - 550 cal. AP)*

Los valores negativos de PC2 muestran niveles altos de productividad, que coinciden con concentraciones elevadas de clorofila-a, valores máximos de TOC y valores mínimos de CaCO<sub>3</sub> (Fig. 11). Según Dean (1999), en lagos eutróficos se presenta una relación inversa entre TOC y CaCO<sub>3</sub>, debido al aumento de la materia orgánica sedimentaria y la disolución de CaCO<sub>3</sub>.

El aumento de las tasas de sedimentación, así como los valores más negativos de PC1 durante este período indican un incremento en la erosión. Este proceso podría haber aumentado el aporte alóctono desde la cuenca al lago, como lo sugieren el cociente TOC/TN y valores más negativos de los isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  (Fig. 10). Este efecto tiende a ser de corta duración y puede llegar a producir un patrón abrupto de aumento y disminución en los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  (Talbot &

Lærdal, 2000), como el observado en el registro sedimentario de Yalahau alrededor de los ~ 1,000 cal. AP.

Los valores más negativos de  $\delta^{15}\text{N}$  en la materia orgánica también puede estar influenciados por la fijación de  $\text{N}_2$  atmosférico realizada por cianobacterias a medida que aumenta la eutrofización (Brenner et al., 1999). Este patrón es consistente con lo reportado por Gu et al. (1996), quienes demostraron que el  $\delta^{15}\text{N}$  aumenta a lo largo de gradientes tróficos (desde oligotrofia hasta eutrofia), pero disminuye en sistemas hipereutróficos, debido a la dominancia de las cianobacterias. Por lo tanto, los valores más negativos de  $\delta^{15}\text{N}$  en esta etapa pueden indicar un cambio en los grupos dominantes del fitoplancton en el lago, sugiriendo una mayor contribución de las cianobacterias fijadoras de nitrógeno a la productividad lacustre.

Bajo este escenario, la excursión isotópica negativa de  $\delta^{13}\text{C}$ , pudo ser causada por la producción de metano mediada por la comunidad microbiana heterotrófica. Hollander & Smith, (2001) encontraron que la materia orgánica del Lago Mendota (Wisconsin, USA) estaba empobrecida en  $^{13}\text{C}$  durante la metanogénesis, asociada con las condiciones de hipoxia, producto de la eutrofización del lago. Por tanto, las firmas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  podrían estar reflejando una combinación de factores, tanto el aumento de materia orgánica alóctona, así como la dominancia de las cianobacterias en el fitoplancton y la actividad microbiana favorecida por las condiciones de hipoxia en el fondo del lago, como lo indican las altas concentraciones de S en esta fase.

Las concentraciones de Mo en los sedimentos de Yalahau durante esta etapa presentaron fluctuaciones menores, lo que sugiere que los cambios en el nivel del lago no fueron sustanciales. Esto contrasta con lo reportado en el Lago Chichancanab, donde se registraron cuatro intervalos de sequía (Hodell et al., 2005, 2001, 1995). Estos eventos de sequía son ampliamente consistentes con valores más positivos de  $\delta^{18}\text{O}$  en cuatro intervalos de la espeleotema Chaac al noroeste de la Península de Yucatán, los cuales sugieren una disminución en la precipitación entre 52 y 36% con respecto a la precipitación media anual actual (Medina-Elizalde

et al., 2010; Fig., 12). La insolación ha sido propuesta como el mecanismo principal de forzamiento para explicar los cambios en la disponibilidad de humedad en el Norte del Neotrópico (Haug et al., 2001; Hodell et al., 1991). Durante los últimos 3,000 años, la disminución en la insolación de verano y en la estacionalidad en el hemisferio norte habrían causado una disminución en la disponibilidad de humedad en la Península de Yucatán, debido al desplazamiento de la ITCZ hacia el sur (Haug et al., 2003, 2001). Sobrepuesta a esta variabilidad a largo plazo, las variaciones cíclicas en la actividad solar también podrían impulsar cambios en la precipitación en escalas de tiempo seculares (Hodell et al., 2001; Medina-Elizalde et al., 2010).

No obstante, el registro de Chaac también muestra tres intervalos de anomalías negativas de  $\delta^{18}\text{O}$ , los cuales representan condiciones relativamente más húmedas (Medina-Elizalde et al., 2010). El primero de estos intervalos (950 - 1,250 EC) coincide con la Anomalía Climática Medieval. Durante este período también se registró una mayor actividad de ciclones tropicales en la Península de Yucatán (Schmitt et al., 2020). Este aumento en la actividad ciclónica podría explicar la ausencia de cambios sustanciales en el nivel del lago como lo indican las concentraciones de Mo. Los huracanes pueden incrementar la erosión y el transporte de sedimentos a los lagos (Hodell et al., 2007), por lo que este aumento en la actividad ciclónica podría explicar la intensificación en la erosión en la Laguna Yalahau, lo que también proporcionaría una entrada sustancial y constante de nutrientes a la cuenca del lago, explicando el predominio de las condiciones eutróficas durante esta etapa (Fig. 12).

Dos eventos de actividad ciclónica coinciden con dos de los cuatro intervalos de sequía registrados en las tierras mayas durante el período Clásico Terminal (820-870 EC y 1,020-1,100 EC; Schmitt et al., 2020) y a su vez, coinciden con el llamado Colapso Maya (Haug et al., 2003; Hodell et al., 2005). No obstante, muchos sitios mayas en el norte florecieron durante este período, mientras que hubo un abandono generalizado de las ciudades en el sur de la Península de Yucatán (Dahlin, 2002; Carmean et al., 2004). En particular, la región Puuc, donde se ubica la Laguna Yalahau, experimentó un pulso de actividad sociocultural en el Clásico Terminal

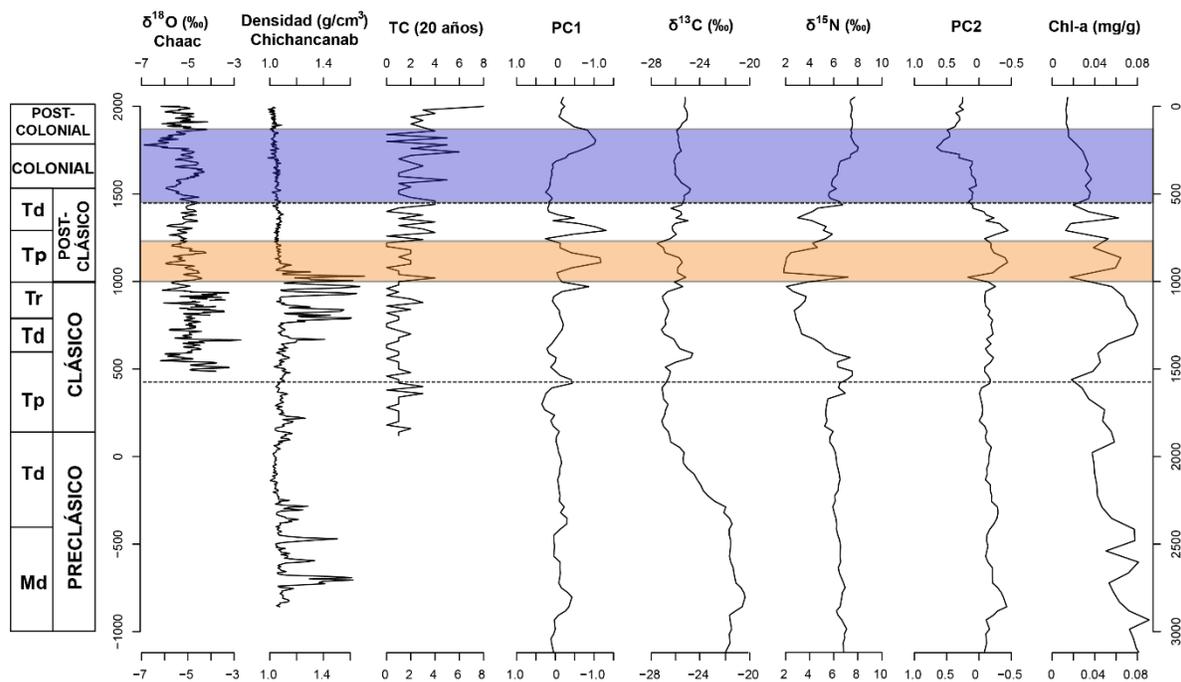
(950 - 700 EC) (Dunning et al., 2013). El sistema sociopolítico en esta región persistió hasta ~ 950 EC, en ciudades-estado como Uxmal y Oxkintok, alcanzando los cuatro millones de personas en ~ 800 EC (Kowalski & Dunning, 1999). Los archivos paleoclimáticos de Chaac y Chichancanab proporcionan evidencia de que esta expansión en la región Puuc ocurrió durante un intervalo húmedo (~860 – 890 EC). Este pulso de actividad sociocultural también podría haber contribuido al aumento de la erosión y a la subsecuente eutrofización del lago, amplificando las señales climáticas (e.g., Bush et al., 2017) en el registro sedimentario de Yalahau durante el período Clásico Terminal. Este escenario se presentó en el Lago Cobá, donde se registraron tasas de sedimentación muy altas para el período Clásico Tardío, como producto de la construcción de edificios, calzadas y plataformas alrededor del lago (Leyden et al., 1998).

*Etapas 5 (PYA-5: 66 cm – 0 cm; ~ 550 cal. AP - Presente)*

Los puntajes positivos de PC2 en esta zona sugieren una disminución sustancial en la productividad lacustre, lo que coincide con la tendencia decreciente hacia el presente de los valores de clorofila-*a* y la disminución de TOC (Fig. 11). Los valores negativos de PC1 y las tasas de sedimentación máximas sugieren una intensificación de los procesos erosivos, los cuales podrían estar relacionados con el aumento en la actividad ciclónica (Schmitt et al., 2020), así como con condiciones relativamente más húmedas durante esta etapa, tal como lo indican las bajas concentraciones de Mo, los bajos valores de densidad del Lago Chichancanab (Hodell et al., 2005) y el registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de Chaac (Medina-Elizalde et al., 2010) (Fig. 12). Las dos anomalías negativas de  $\delta^{18}\text{O}$  de Chaac coinciden con anomalías de temperatura en el hemisferio norte durante la Pequeña Edad de Hielo (1,350 - 1,850 EC; Mann & Jones, 2003). En Yalahau, las altas tasas de sedimentación durante este período pudieron haber limitado la entrada de luz a lo largo la columna de agua, lo cual podría explicar la disminución en la productividad del lago (Binford et al., 1983).

Valores más positivos de  $\delta^{15}\text{N}$  en la materia orgánica del registro sedimentario de Yalahau podrían indicar un aumento en las tasas de desnitrificación

en el fondo del lago (Cohen, 2003; Jinglu et al., 2007; Meyers, 2003). Hodell and Schelske, (1998) postulan que el aumento en los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  desde mediados del siglo XIX indican una mayor desnitrificación en el Lago Erie (Estados Unidos/Canadá) como resultado de períodos progresivamente más largos de hipoxia estacional en el fondo del lago. Alternativamente, el aumento de  $\delta^{15}\text{N}$  de materia orgánica hacia el presente puede estar relacionado con un aumento de la carga de nitratos derivados de aguas residuales y de los suelos, como se sugiere para el caso del Lago Petén Itzá (Rosenmeier et al., 2004).



**Fig. 12.** Historia ambiental de la Laguna Yalahau durante los últimos 3,000 años. De izquierda a derecha:  $\delta^{18}\text{O}$  Espeleotema Chaac (Cueva Tzabnah); Densidad del sedimento Lago Chichancanab; Frecuencia de ciclones tropicales cada 20 años (TC); Puntajes PC1 del registro sedimentario de Yalahau;  $\delta^{13}\text{C}$  de la materia orgánica de los sedimentos de Yalahau;  $\delta^{15}\text{N}$  de la materia orgánica de los sedimentos de Yalahau; Puntajes PC2 del registro sedimentario de Yalahau; Concentración de clorofila-a del registro sedimentario de Yalahau; el área sombreada en rojo indica el intervalo de la Anomalía Climática Medieval y el área sombreada en azul la Pequeña Edad de Hielo. A la izquierda se muestra una cronología aproximada de las etapas de la evolución de la civilización Maya (Md: Medio, Td: Tardío, Tp: Temprano, Tr: Terminal).

## CONCLUSIONES

El presente estudio documentó la historia ambiental de la Laguna Yalahau durante los últimos 8,300 años, basado en el análisis multielemental, los indicadores de la materia orgánica y la clorofila-a en los sedimentos. Antes de los 7,000 años, múltiples indicadores sugieren un período de condiciones lacustres someras y oligotróficas. Durante esta etapa, los registros paleoambientales regionales sugieren un período de mayor disponibilidad de humedad, lo cual se ve reflejado en las altas tasas de sedimentación del registro.

Entre los 7,000 años y 4,000 cal. AP se presentó un ligero aumento en la productividad, pero el sistema lacustre permaneció relativamente estable. Las condiciones cálidas y húmedas prevalecieron en la región. Dicho contexto climático permitió el establecimiento del bosque tropical caducifolio en el norte de la Península de Yucatán a finales del Holoceno temprano. Esto se ve reflejado en valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$ , asociados con una cobertura vegetal más densa. Este tipo de cobertura estabilizaría los suelos reduciendo la erosión en la cuenca, lo que se ve expresado en las bajas tasas de sedimentación del registro.

Entre 4,000 y 1,600 cal. AP, los múltiples indicadores muestran un aumento en el nivel del lago y una mayor productividad lacustre. El aumento en la erosión y el subsecuente cambio en el estado trófico podrían ser resultado de cambios en el uso del suelo en la cuenca. Esto pudo ser consecuencia de las actividades agrícolas y la deforestación durante la expansión de las poblaciones Mayas en el período Preclásico. Además, valores más positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  indicaron un cambio en la cobertura vegetal durante esta etapa, el cual pudo ser resultado de la deforestación o de oscilaciones en la disponibilidad de humedad en la región.

Entre 1,600 y 550 cal. AP, el ecosistema lacustre presentó una mayor productividad. Valores más negativos  $\delta^{15}\text{N}$  sugieren una mayor contribución de las cianobacterias a la productividad, mientras que valores más negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  pudieron ser resultado de la metanogénesis, favorecida por las condiciones de hipoxia en el fondo del lago. Durante esta etapa se presentaron condiciones de sequía y altamente variables debido a una mayor actividad de ciclones tropicales en la

Península de Yucatán. El aumento de la frecuencia de los huracanes y los cambios en el uso del suelo durante el período Clásico podrían explicar la intensificación en la erosión, lo que proporcionaría una entrada sustancial de nutrientes al lago y el predominio de las condiciones eutróficas.

En los últimos 550 años, se presentó una intensificación de los procesos erosivos, lo cual podría estar relacionado con condiciones relativamente más húmedas y el aumento de la actividad ciclónica durante esta etapa. Las altas tasas de sedimentación durante este período pudieron haber limitado la entrada de luz al lago, lo cual explicaría la disminución en la productividad lacustre. El aumento de  $\delta^{15}\text{N}$  hacia el presente pudo estar relacionado con un aumento de la carga de nitratos o en las tasas de desnitrificación en el fondo del lago.

Este estudio ilustra la importancia de conocer la historia ambiental de los lagos como línea base para comprender los cambios ecológicos a largo plazo, los cuales pueden presentarse como respuesta a la variabilidad climática o a las actividades humanas. Adicionalmente, se sugiere que el impacto antropogénico en la región pudo haber sido uno de los principales impulsores de la eutrofización en este sistema desde el Período Preclásico. No obstante, se requiere estudiar otros indicadores de disturbio en el registro sedimentario y datos en otras cuencas de la región. De esta manera, se podría evaluar de manera directa la influencia antropogénica sobre la ontogenia y comprender mejor los controles que determinan la evolución de los lagos en el norte de la Península de Yucatán.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alcocer, J., Ruiz-Fernández, A.C., Oseguera, L., Caballero, M., Sanchez-Cabeza, J.-A., Pérez-Bernal, L.H., Hernández-Rivera, D.M., 2020. Sediment carbon storage increases in tropical, oligotrophic, high mountain lakes. *Anthropocene* 32, 100272. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2020.100272>
- Amador, J.A., Alfaro, E.J., Lizano, O.G., Magaña, V.O., 2006. Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* 69, 101–142. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.007>
- Anselmetti, Flavio S, Hodell, D.A., Ariztequi, D., Brenner, M., Rosenmeier, M.F., 2007. Quantification of soil erosion rates related to ancient Maya deforestation. *Geology* 35, 915–918. <https://doi.org/10.1130/G23834A.1>
- Anselmetti, Flavio S., Hodell, D.A., Ariztequi, D., Brenner, M., Rosenmeier, M.F., 2007. Quantification of soil erosion rates related to ancient Maya deforestation. *Geology* 35, 915–918. <https://doi.org/10.1130/G23834A.1>
- Arnold, T.E., Kenney, W.F., Curtis, J.H., Bianchi, T.S., Brenner, M., 2018. Sediment biomarkers elucidate the Holocene ontogeny of a shallow lake. *PLoS One* 13, e0191073.
- Arriaga Cabrera, L., Aguilar Sierra, V., Alcocer Durán, J., 2000. Aguas continentales y diversidad biológica de México, Aguas continentales y diversidad biológica de México. CONABIO, Mexico. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.118993>
- Back, W., Hanshaw, B., 1970. Comparison of chemical hydrogeology of the Carbonate Peninsulas of Florida and Yucatan. *J. Hydrol.* 10, 330–368.
- Back, W., Lesser, J., 1981. Chemical constraints of groundwater management in the Yucatan Peninsula, Mexico. *J. Hydrol.* 51, 119–130.
- Battarbee, R.W., Anderson, N.J., Jeppesen, E., Leavitt, P.R., 2005. Combining palaeolimnological and limnological approaches in assessing lake ecosystem response to nutrient reduction. *Freshw. Biol.* 50, 1772–1780. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2005.01427.x>

- Bauer-Gottwein, P., Gondwe, B.R.N., Charvet, G., Marín, L.E., Rebolledo-Vieyra, M., Merediz-Alonso, G., 2011. Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeol. J.* 507–524. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0699-5>
- Binford, M.W., Brenner, M., Whitmore, T.J., Higuera-Gundy, A., Deevey, E.S., Leyden, B., 1987. Ecosystems, Paleoecology and Human Disturbance in Subtropical and Tropical America. *Quat. Sci. Rev.* 6, 115–128.
- Binford, M.W., Deevey, E.S., Crisman, T.L., 1983. Paleolimnology: An Historical Perspective on Lacustrine Ecosystems. *Annu. Rev. of Ecology Syst.* 14, 255–286.
- Björck, S., Wohlfarth, B., 2001.  $^{14}\text{C}$  Chronostratigraphic Techniques in Paleolimnology, in: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 205–245.
- Blattmann, T., Wessels, M., McIntyre, C., Eglinton, T., 2018. Projections for Future Radiocarbon Content in Dissolved Inorganic Carbon in Hardwater Lakes: A Retrospective Approach. *Radiocarbon* 60, 791–800. <https://doi.org/10.1017/RDC.2018.12>
- Borcard, D., Gillet, F., Legendre, P., 2011. *Numerical Ecology with R*.
- Brenner, M., Hodell, D.A., Leyden, B.W., Curtis, J.H., William, F., Gu, B., Newman, J.M., 2006. Mechanisms for organic matter and phosphorus burial in sediments of a shallow, subtropical, macrophyte-dominated lake. *J. Paleolimnol.* 35, 129–148. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-7881-0>
- Brenner, M., Rosenmeier, M.F., Hodell, D.A., Curtis, J.H., 2002. Long-term perspectives on interactions among climate, environment, and humans. *Anc. Mesoamerica* 13, 141–157.
- Brenner, M., Whitmore, T.J., Curtis, J.H., Hodell, D.A., Schelske, C.L., 1999. Stable isotope ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ) signatures of sedimented organic matter as indicators of historic lake trophic state. *J. Paleolimnol.* 22, 205–221.

<https://doi.org/10.1023/A>

- Bush, M.B., Correa-Metrio, A., Van Woesik, R., Shadik, C., McMichael, C., 2017. Human disturbance amplifies Amazonian El Niño-Southern Oscillation signal. *Glob. Chang. Biol.*
- Cohen, A., 2003. *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press, USA; 1 edition.
- Correa-Metrio, A., Bush, M.B., Cabrera, K.R., Sully, S., Brenner, M., Hodell, D.A., Escobar, J., Guilderson, T., 2012. Rapid climate change and no-analog vegetation in lowland Central America during the last 86,000 years. *Quat. Sci. Rev.* 38, 63–75. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.025>
- Covich, A., Stuiver, M., 1974. Changes in oxygen 18 as a measure of long-term fluctuations in tropical lake levels and molluscan populations. *Limnol. Oceanogr.* 19, 682–691. <https://doi.org/10.4319/lo.1974.19.4.0682>
- Croudace, I., Rothwell, G., 2015. *Micro-XRF Studies of Sediment Cores*.
- Curtis, J.H., Brenner, M., Hodell, D.A., Balsler, R., Islebe, G.A., Hooghiemstra, H., 1998. A multi-proxy study of Holocene environmental change in the Maya Lowlands of Peten, Guatemala. *J. Paleolimnol.* 19, 139–159.
- Curtis, J.H., Hodell, D.A., Brenner, M., 1996. Climate variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution. *Quat. Res.* 46, 37–47. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.0042>
- Das, B., Vinebrooke, R.D., Sanchez-Azofeifa, A., Rivard, B., Wolfe, A.P., 2005. Inferring sedimentary chlorophyll concentrations with reflectance spectroscopy: a novel approach to reconstructing historical changes in the trophic status of mountain lakes. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 62, 1067–1078. <https://doi.org/10.1139/F05-016>
- Davidson, T.A., Jeppesen, E., 2013. The role of palaeolimnology in assessing eutrophication and its impact on lakes. *J. Paleolimnol.* 49, 391–410.

<https://doi.org/10.1007/s10933-012-9651-0>

- Dean, W.E., 1999. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *J. Paleolimnol.* 21, 375–393.
- Dean, W.E., Gorham, E., 1998. Magnitude and significance of carbon burial in lakes, reservoirs, and peatlands. *Geology* 26, 535–538. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0535](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0535)
- Deevey, E.S., Rice, D.S., Rice, P.M., Vaughan, H.H., Brenner, M., Flannery, M.S., 1979. Mayan Urbanism: Impact on a Tropical Karst Environment. *Science* (80-). 206, 298–306.
- Domagalski, J., Eugster, H., Jones, B., 1990. Trace metal geochemistry of Walker, Mono, and Great Salt Lakes, in: Spencer, J., Chou, I.-M. (Eds.), *Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H.P. Eugster*. pp. 315–353.
- Douglas, P.M.J., Demarest, A.A., Brenner, M., Canuto, M.A., 2016. Impacts of Climate Change on the Collapse of Lowland Maya Civilization. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 44, 613–645. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012512>
- Douglas, P.M.J., Pagani, M., Canuto, M.A., Brenner, M., Hodell, D.A., Eglinton, T.I., Curtis, J.H., 2015. Drought, agricultural adaptation, and sociopolitical collapse in the Maya Lowlands. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 112, 5607–5612. <https://doi.org/10.1073/pnas.1419133112>
- Dunning, N.P., 2000. Long Twilight or New Dawn? Transformations of Maya Civilization in the Puuc Region, in: Grube, N. (Ed.), *Maya: Divine Kings of the Rain Forest*. <https://doi.org/10.13140/2.1.2594.4968>
- Dunning, N.P., Beach, T., Sierra, L.G., Jones, J.G., Lentz, D.L., Luzzadder-beach, S., Scarborough, V.L., Smyth, M.P., 2013. A Tale of Two Collapses: Environmental Variability and Cultural Disruption in the Maya Lowlands. *Diálogo Andin.* 41, 171–183.
- Ekdahl, E.J., Teranes, J., Guilderson, T.P., Turton, C., McAndrews, J., Wittkop, C.,

- Stoermer, E., 2004. Prehistorical record of cultural eutrophication from Crawford Lake, Canada. *Geology* 32, 745–748. <https://doi.org/10.1130/G20496.1>
- Engstrom, D.R., Fritz, S.C., Almendinger, J.E., Juggins, S., 2000. Chemical and biological trends during lake evolution in recently deglaciated terrain. *Nature* 408, 161–166.
- Fiałkiewicz-Koziół, B., Frontasyeva, M., Słowiński, M., Marcisz, K., Lapshina, E., Gilbert, D., Buttler, A., Jasse, V., Kaliszan, K., Laggoun-Défarge, F., Kołaczek, P., Lamentowicz, M., 2016. Anthropogenic- and natural sources of dust in peatland during the Anthropocene. *Sci. Rep.* 6, 1–8. <https://doi.org/10.1038/srep38731>
- Fleury, S., Malaizé, B., Giraudeau, J., Galop, D., Bout-Roumazelles, V., Martinez, P., Charlier, K., Carbonel, P., Arnaud, M.C., 2014. Impacts of Mayan land use on Laguna Tuspan watershed (Petén, Guatemala) as seen through clay and ostracode analysis. *J. Archaeol. Sci.* 49, 372–382. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.05.032>
- Flores-Guido, S., 2004. Programa de Manejo del Área Natural Protegida Parque Estatal Lagunas de Yalahau. Mexico.
- Fogel, M., Cifuentes, L.A., 1993. Isotope Fractionation during Primary Production, in: Engel (Ed.), *Organic Geochemistry*. Plenum Press, New York.
- Franco-Gaviria, F., Caballero-Rodríguez, D., Correa-Metrio, A., Pérez, L., Schwalb, A., Cohuo, S., Macario-González, L., 2018. The human impact imprint on modern pollen spectra of the Maya lands. *Bol. la Soc. Geol. Mex.* 70, 61–78. <https://doi.org/10.18268/BSGM2018v70n1a4>
- Franco-gaviria, F., Correa-metrio, A., Nuñez-Useche, F., Zawisza, E., Caballero, M., Prado, B., Wojewodka, M., Olivares, G., 2020. Millennial-to-centennial scale lake system development in the mountains of tropical Mexico. *Boreas*. <https://doi.org/10.1111/bor.12430>
- García, G., Graniel-Castro, E., 2010. Contexto Físico I Biodiversidad y Desarrollo

- Humano en Yucatán, in: Durán, R., Méndez, M. (Eds.), *Biodiversidad y Desarrollo Humano En Yucatán*. CONABIO, SEDUMA, México, p. 496.
- Gorham, E., Lund, J.W.G., Sanger, J.E., Dean, W.E., 1974. Some relationships between algal standing crop, water chemistry, and sediment chemistry in the English Lakes. *Limnol. Oceanogr.* 19, 601–617.
- Gu, B., 2009. Variations and controls of nitrogen stable isotopes in particulate organic matter of lakes. *Oecologia* 160, 421–431. <https://doi.org/10.1007/s00442-009-1323-z>
- Gu, B., Schelske, C.L., Brenner, M., 1996. Relationship between sediment and plankton isotope ratios ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ) and primary productivity in Florida lakes. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 53, 875–883. <https://doi.org/10.1139/f95-248>
- Guiry, E., 2019. Complexities of Stable Carbon and Nitrogen Isotope Biogeochemistry in Ancient Freshwater Ecosystems: Implications for the Study of Past Subsistence and Environmental Change. *Front. Ecol. Evol.* 7. <https://doi.org/10.3389/fevo.2019.00313>
- Harff, J., Endler, R., Emelyanov, E., Kotov, S., Leipe, T., Moros, M., Olea, R., Tomczak, M., Witkowski, A., 2011. Late Quaternary Climate Variations Reflected in Baltic Sea Sediments, in: *Central and Eastern European Development Studies (CEEDES)* (Ed.), *The Baltic Sea Basin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 99–132. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5>
- Harper, D., 1992. *Eutrophication of Freshwaters: Principles, problems and restoration*. Springer Science+Business Media Dordrecht.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science* (80- ). 1304–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>
- Heathcote, A.J., Downing, J.A., 2012. Impacts of Eutrophication on Carbon Burial in

- Freshwater Lakes in an Intensively Agricultural Landscape. *Ecosystems* 15, 60–70. <https://doi.org/10.1007/s10021-011-9488-9>
- Heuer, V.B., Krüger, M., Elvert, M., Hinrichs, K., 2010. Experimental studies on the stable carbon isotope biogeochemistry of acetate in lake sediments. *Org. Geochem.* 41, 22–30. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2009.07.004>
- Hillesheim, M.B., Hodell, D.A., Leyden, B.W., Brenner, M., Curtis, J.H., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Buck, D.G., Guilderson, T.P., Rosenmeier, M.F., Schnurrenberger, D.W., 2005. Climate change in lowland central America during the late deglacial and early Holocene. *J. Quat. Sci.* 20, 363–376. <https://doi.org/10.1002/jqs.924>
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., 2007. Climate and cultural history of the Northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. *Clim. Change* 83, 215–240. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9177-4>
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., 2005a. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). *Quat. Sci. Rev.* 24, 1413–1427. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.013>
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T., 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science* (80-. ). 292, 1367–1370. <https://doi.org/10.1126/science.1057759>
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Medina-González, R., Idefonso-Chan Can, E., Albornaz-Pat, A., Guilderson, T.P., 2005b. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quat. Res.* 63, 109–121. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.11.004>
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Brenner, M., 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature* 375.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Jones, G., Higuera-Gundy, A., Brenner, M., Binford, M.W., Dorsey, K., 1991. Reconstruction of Caribbean Climate Change over the Past

10500 Years. *Nature* 352. <https://doi.org/10.1038/352790a0>

- Hodell, D.A., Schelske, C.L., 1998. Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario. *Limnol. Oceanogr.* 43, 200–214.
- Hollander, D., Smith, M.A., 2001. Microbially mediated carbon cycling as a control on the  $\delta^{13}\text{C}$  of sedimentary carbon in eutrophic Lake Mendota (USA): New models for interpreting isotopic excursions in the sedimentary record. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 4321–4337.
- Islebe, G.A., Hooghiemstra, H., Brenner, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A., 1996. A Holocene vegetation history from lowland Guatemala. *The Holocene* 6, 265–271.
- Jinglu, W., Chengmin, H., Haiao, Z., Schleser, G.H., Battarbee, R., 2007. Sedimentary evidence for recent eutrophication in the northern basin of Lake Taihu, China: human impacts on a large shallow lake. *J. Paleolimnol.* 38, 13–23. <https://doi.org/10.1007/s10933-006-9058-x>
- Johannesson, K.H., Lyons, W.B., Graham, E., Welch, K.A., 2000. Oxyanion Concentrations in Eastern Sierra Nevada Rivers – 3. Boron, Molybdenum, Vanadium, and Tungsten. *Aquat. Geochemistry* 6, 19–46.
- Kendall, C., 1998. Tracing Nitrogen Sources and Cycling in Catchments, in: Kendall, C., McDonnell, J. (Eds.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier B.V., pp. 519–576. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-81546-0.50023-9>
- Koinig, K.A., Shotyk, W., Ohlendorf, C., Sturm, M., 2003. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake – the role of climate , vegetation , and land- 4, 307–320.
- Kowalski, J., Dunning, N.P., 1999. The Architecture of Uxmal: The Symbolics of Statemaking at a Puuc Maya Regional Capital, in: *Mesoamerican Architecture as a Natural Symbol*. Oxford University Press, USA, pp. 275–297. <https://doi.org/10.13140/2.1.4691.6489>
- Lentz, D.L., Hamilton, T.L., Dunning, N.P., Scarborough, V.L., Luxton, T.P.,

- Vonderheide, A., Tepe, E.J., Perfetta, C.J., Brunemann, J., Grazioso, L., Valdez, F., Tankersley, K.B., Weiss, A.A., 2020. Molecular genetic and geochemical assays reveal severe contamination of drinking water reservoirs at the ancient Maya city of Tikal. *Nat. Sci. Reports* 10, 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-67044-z>
- Leyden, B., Brenner, M., Whitmore, T., Curtis, J., Piperno, D., Dahlin, B., 1996. A Record of Long- and Short-Term Climatic Variation from Northwest Yucatán: Cenote San José Chulchacá, in: Fedick, S.L. (Ed.), *The Managed Mosaic: Ancient Maya Agriculture and Resource Use*. University of Utah Press, pp. 30–50.
- Leyden, B.W., 2002. Pollen Evidence for Climatic Variability and Cultural Disturbance in the Maya Lowlands. *Anc. Mesoamerica* 13, 85–101. <https://doi.org/10.1017/s0956536102131099>
- Leyden, B.W., 1984. Guatemalan forest synthesis after Pleistocene aridity. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 81, 4856–4859.
- Leyden, B.W., Brenner, M., Dahlin, B.H., 1998. Cultural and Climatic History of Cobá, a Lowland Maya City in Quintana Roo, México. *Quat. Res.* 49, 111–122.
- Leyden, B.W., Brenner, M., Hodell, D.A., Curtis, J.H., 1994. Orbital and internal forcing of climate on the Yucatan Peninsula for the past ca. 36 ka. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 109, 193–210. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90176-7](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90176-7)
- Löwemark, L., Chen, H., Yang, T., Kylander, M., Yu, E., Hsu, Y., Lee, T., Song, S., Jarvis, S., 2011. Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *J. Asian Earth Sci.* 40, 1250–1256. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.06.002>
- Magaña, V., Amador, J.A., Medina, S., 1999. The midsummer drought over Mexico and Central America. *J. Clim.* 12, 1577–1588. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1577:TMDOMA>2.0.CO;2)

- Magaña, V.O., Vázquez, J.L., Pérez, J.L., Pérez, J.B., 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofis. Int.* 42, 313–330.
- McGowan, S., Anderson, N.J., Edwards, M.E., Langdon, P.G., Jones, V.J., Turner, S., Hardenbroek, M. Van, Whiteford, E., Wiik, E., 2016. Long-term perspectives on terrestrial and aquatic carbon cycling from palaeolimnology. *WIREs Water* 3, 211–234. <https://doi.org/10.1002/wat2.1130>
- Medina-Elizalde, M., Burns, S.J., Lea, D.W., Asmerom, Y., von Gunten, L., Polyak, V., Vuille, M., Karmalkar, A., 2010. High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth Planet. Sci. Lett.* 298, 255–262. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.08.016>
- Méndez, M., Magaña, V., 2010. Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico and central America. *J. Clim.* 23, 1175–1188. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3080.1>
- Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem.* 34, 261–289.
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org. Geochem.* 27, 213–250.
- Meyers, P.A., Ishiwatari, R., 1995. Organic Matter Accumulation Records in Lake Sediments, in: *Physics and Chemistry of Lakes*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 279–328.
- Meyers, P.A., Ishiwatari, R., 1993. Lacustrine organic geochemistry. An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Org. Geochem.* 20, 867–900.
- Michelutti, N., Blais, J.M., Cumming, B.F., Paterson, A.M., Ru, K., Wolfe, A.P., Smol, J.P., 2010. Do spectrally inferred determinations of chlorophyll a reflect trends in lake trophic status? *J. Paleolimnol.* 43, 205–217. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9325-8>

- Michelutti, N., Smol, J.P., 2016. Visible spectroscopy reliably tracks trends in paleo-production. *J. Paleolimnol.* <https://doi.org/10.1007/s10933-016-9921-3>
- Michelutti, N., Wolfe, A.P., Vinebrooke, R.D., Rivard, B., Briner, J.P., 2005. Recent primary production increases in arctic lakes. *Geophys. Res. Lett.* 32, 3–6. <https://doi.org/10.1029/2005GL023693>
- Milliken, K., Anderson, John B, Rodriguez, Antonio B, 2008. A new composite Holocene sea-level curve for the northern Gulf of Mexico, in: Anderson, J.B., Rodriguez, A.B. (Eds.), *Response of Upper Gulf Coast Estuaries to Holocene Climate Change and Sea-Level Rise: Geological Society of America Special Paper.* The Geological Society of America, pp. 1–11. [https://doi.org/10.1130/2008.2443\(01\)](https://doi.org/10.1130/2008.2443(01)).
- Moorhouse, H.L., Mgowan, S., Jones, M.D., Barker, P., Leavitt, P.R., Brayshaw, S.A., Haworth, E.Y., 2014. Contrasting effects of nutrients and climate on algal communities in two lakes in the Windermere catchment since the late 19th century. *Freshw. Biol.* 59, 2605–2620. <https://doi.org/10.1111/fwb.12457>
- O’Leary, M.H., 1988. Carbon Isotopes in Photosynthesis. *Bioscience* 38, 328–336.
- Pérez, L., Bugja, R., Lorenschat, J., Brenner, M., Curtis, J., Hoelzmann, P., Islebe, G., Scharf, B., Schwalb, A., 2011. Aquatic ecosystems of the Yucatán Peninsula (Mexico), Belize, and Guatemala. *Hydrobiologia* 661, 407–433. <https://doi.org/10.1007/s10750-010-0552-9>
- Pérez, L., Bugja, R., Massafiero, J., Steeb, P., van Geldern, R., Frenzel, P., Brenner, M., Scharf, B., Schwalb, A., 2010. Post-Columbian environmental history of Lago Petén Itzá, Guatemala. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 27, 490–507.
- Perry, E., Velazquez-Oliman, G., Socki, R., 2003. Hydrogeology of the Yucatán Peninsula, in: Gomez-Pompa, A., Fedick, S. (Eds.), *Lowland Maya Area, Three Millennia at the Human-Wildland Interface.* Haworth Press, pp. 115–138.
- Perry, E.C., Velazquez-Oliman, G., Leal-Bautista, R.M., Dunning, N.P., 2019. The Icaiche Formation: Major contributor to the stratigraphy , hydrogeochemistry

and geomorphology of the northern Yucatán. *Bol. la Soc. Geol. Mex.* 71, 741–760.

Rahaman, W., Goswami, V., Singh, S.K., Rai, V.K., 2014. Molybdenum isotopes in two Indian estuaries: Mixing characteristics and input to oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta* 141, 407–422.

Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., Plicht, J. Van Der, Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Kölher, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0 – 55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

Rosenmeier, M.F., Brenner, M., Kenney, W.F., Whitmore, T.J., Taylor, C.M., 2004. Recent eutrophication in the Southern Basin of Lake Petén Itzá, Guatemala: human impact on a large tropical lake. *Hydrobiologia* 511, 161–172.

Rosenmeier, M.F., Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Martin, J.B., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Guilderson, T.P., 2002. Influence of vegetation change on watershed hydrology: implications for paleoclimatic interpretation of lacustrine  $\delta^{18}\text{O}$  records. *J. Paleolimnol.* 27, 117–131.

Schmitt, D., Gischler, E., Anselmetti, F.S., Vogel, H., 2020. Caribbean cyclone activity: an annually - resolved Common Era record. *Sci. Rep.* 10, 1–17. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68633-8>

Shotyk, W., Weiss, D., Kramers, J.D., Frei, R., Cheburkin, A.K., Gloor, M., Reese, S., 2001. Geochemistry of the peat bog at Etang de la Gruere, Jura Mountains, Switzerland, and its record of atmospheric Pb and lithogenic trace metals (Sc, Ti, Y, Zr, and REE) since 12,370 yr BP. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 2337–

2360.

- Smedley, P.L., Kinniburgh, D.G., 2017. Molybdenum in natural waters: A review of occurrence, distributions and controls. *Appl. Geochemistry* 84, 387–432. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.05.008>
- Talbot, M.R., Johannessen, T., 1992. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth Planet. Sci. Lett.* 110, 23–37.
- Talbot, M.R., Lærdal, T., 2000. The Late Pleistocene - Holocene palaeolimnology of Lake Victoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic. *J. Paleolimnol.* 23, 141–164.
- Teranes, J.L., Mckenzie, J.A., Lotter, A.F., Sturm, M., 1999. Stable isotope response to lake eutrophication: Calibration of a high-resolution lacustrine sequence from Baldeggersee, Switzerland. *Limnol. Oceanogr.* 44, 320–333.
- Thevenon, F., Wirth, S.B., Fujak, M., Poté, J., Girardclos, S., 2013. Human impact on the transport of terrigenous and anthropogenic elements to peri-alpine lakes (Switzerland) over the last decades. *Aquat. Sci.* 75, 413–424. <https://doi.org/10.1007/s00027-013-0287-6>
- Toscano, M., Macintyre, I., 2003. Corrected western Atlantic sea-level curve for the last 11,000 years based on calibrated 14 C dates from *Acropora palmata* framework and intertidal mangrove peat. *Coral Reefs* 22, 257–270. <https://doi.org/10.1007/s00338-003-0315-4>
- Tranvik, L.J., Downing, J.A., Cotner, J.B., Loiselle, S.A., Striegl, R.G., Ballatore, T.J., Dillon, P., Finlay, K., Fortino, K., Knoll, L.B., Kortelainen, P.L., Kutser, T., Larsen, S., Laurion, I., Leech, D.M., Mccallister, S.L., Mcknight, D.M., Melack, J.M., Overholt, E., Porter, J.A., Prairie, Y., Renwick, W.H., Roland, F., Sherman, B.S., Schindler, D.W., Sobek, S., Tremblay, A., Vanni, M.J., Verschoor, A.M., Wachenfeldt, E. Von, Weyhenmeyer, G.A., 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnol. Oceanogr.* 54, 2298–2314.

- Wahl, D., Byrne, R., Schreiner, T., Hansen, R., 2006. Holocene vegetation change in the northern Peten and its implications for Maya Prehistory. *Quat. Res.* 65, 380–389. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.10.004>
- White, D.A., Hood, C.S., 2004. Vegetation patterns and environmental gradients in tropical dry forests of the northern Yucatan Peninsula. *J. Veg. Sci.* 15, 151–160. <https://doi.org/10.1111/j.1654-1103.2004.tb02250.x>
- Whitmore, T.J., Brenner, M., Curtis, J.H., Dahlin, B.H., Leyden, B.W., 1996. Holocene climatic and human influences on lakes of the Yucatan Peninsula, Mexico: An interdisciplinary, palaeolimnological approach. *The Holocene* 6, 273–287. <https://doi.org/10.1177/095968369600600303>
- Windom, H., Niencheski, F., 2003. Biogeochemical processes in a freshwater – seawater mixing zone in permeable sediments along the coast of Southern Brazil. *Mar. Chem.* 83, 121–130. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(03\)00106-3](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(03)00106-3)
- Wolfe, A.P., Vinebrooke, R.D., Michelutti, N., Rivard, B., Das, B., 2006. Experimental calibration of lake-sediment spectral reflectance to chlorophyll a concentrations: methodology and paleolimnological validation. *J. Paleolimnol.* 36, 91–100. <https://doi.org/10.1007/s10933-006-0006-6>