



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**HISTORIA AMBIENTAL DURANTE EL HOLOCENO EN LA
SELVA LACANDONA INFERIDA A PARTIR DE
OSTRÁCODOS EN SEDIMENTOS DEL LAGO
OCOTALITO, CHIAPAS, MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**B I Ó L O G A
P R E S E N T A:**

DÍAZ ALVAREZ KAREN ALEJANDRA



**DIRECTOR DE TESIS: DRA. LISETH CAROLINA
PÉREZ ALVARADO**

Cd. Universitaria, D. F. 2015



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.

HOJA DE DATOS DEL JURADO

1. Datos del Alumno
Díaz
Alvarez
Karen Alejandra
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Biología
305066633
2. Datos del tutor
Dra.
Liseth Carolina
Pérez
Alvarado
3. Datos de sinodal 1
Dr.
Frank Raúl
Gío
Argaez
4. Datos del sinodal 2
Dra.
Margarita
Caballero
Miranda
5. Datos del sinodal 3
Dra. Ana Margarita
Hermoso
Ramírez
6. Datos del sinodal 4
M. en C. Alejandro
Rodríguez
Ramírez
7. Datos del trabajo escrito
Historia ambiental durante el Holoceno en la selva Lacandona inferida a partir de ostrácodos en sedimentos del lago Ocotitalito, Chiapas, México.
97
2015

DEDICATORIA

La presente tesis se la dedico a todos los jóvenes que comienzan su camino en el mundo de la investigación.

A todos aquellos "locos" que decidieron que estudiar ciencia es su vocación, porque la ciencia no es nunca el camino más sencillo ni el más certero para encontrar respuestas, pero es una opción.

A todos los biólogos y apasionados por la vida, la naturaleza, los lagos y los bichos....

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por todos los beneficios, conocimiento y oportunidades que me ha brindado en mi formación académica, y de la cual me siento orgullosa de pertenecer.

A la Facultad de Ciencias que ha sido mi casa de estudios en los últimos años y me ha permitido conocer a personas admirables en su labor académica y de investigación.

A la Dra. Liseth Carolina Pérez Alvarado por la disposición al dirigir esta tesis, por su confianza, paciencia, amistad y cariño, por todos los consejos y sugerencias. Por enseñarme que la constancia, disciplina, orden, trabajo duro y el buen ánimo no sólo hacen buenos trabajos, sino mejores personas.

Al Dr. Alexander Correa-Metrio por su apoyo, facilidades y oportunidades; por sus enseñanzas y motivación al formar nuevos investigadores. Y por todo lo aprendido en el trabajo de campo.

Al Dr. Gío por sus comentarios, motivación e introducción al mundo paleo.

A la Dra. Margarita Caballero, por sus importantes observaciones y comentarios. Por su entusiasmo al enseñar y pasión al compartir el conocimiento científico.

A la Dra. Margarita Hermoso por sus comentarios y críticas constructivas a este trabajo.

Al M. en C. Alejandro Rodríguez Ramírez por sus certeras observaciones y disposición de enseñar, que contribuyeron al enriquecimiento de este trabajo.

Al Dr. Jason Curtis por el análisis isotópico de muestras (Universidad de Florida), al Dr. Manuel R. Palacios-Fest por tomarse el tiempo de revisar este trabajo y compartir su conocimiento en el tema de los ostrácodos.

A la Dra. Socorro Lozano, por permitirme ser parte del equipo de trabajo, a la Dra. Ma. Susana Sosa Nájera por todas sus enseñanzas y ayuda. A la M. en C. Itzel Sigala por el apoyo con las fotografías en el MEB.

Este trabajo contó con el apoyo financiero del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México por la beca otorgada durante la realización de esta tesis.

Del proyecto CONACYT 167621 "El Cuaternario tardío en el Centro de México: Estimación cuantitativa y meta-análisis de cambios climáticos inferidos de secuencias lacustres".

Y el proyecto PAPIIT IN101513-2 "Registros de variabilidad climática en el ecotono entre el bosque tropical y el bosque templado".

Al proyecto PAPIT IA100714 "Historia de la vegetación y el clima en la selva lacandona, Chiapas, durante los últimos 10,000 años".

Y al proyecto PAPIT IA101515 "Nuevas técnicas paleoambientales a partir del análisis combinado de quironómidos, ostrácodos e isótopos estables en la selva Lacandona, Chiapas, Méxic".

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

Gracias a todas aquellas personas que directa o indirectamente me concedieron un poco de su sabiduría y me dieron ánimos de continuar en mi desarrollo profesional.

A mi madre por el todo el apoyo que me ha otorgado para que luchara por lo que quiero, por su compañía, paciencia y dedicación para hacer de mí una mejor persona. Porque es la persona que más admiro y de la que me siento orgullosa de ser su hija.

A toda mi familia, tías y tío, porque gracias a su apoyo en diferentes circunstancias he logrado concluir mi objetivo; y a pesar de las ausencias siempre tienen los mejores deseos para que continúe con este camino que les ha parecido infinito (pero aún no acaba).

A mis nuevos y viejos amigos que han hecho este viaje más ameno, a todos y todas, gracias por su amistad.

A mis amigos y colegas del grupo de trabajo: Day, Yosa, Mine, Esmé, Juan Felipe, Ceci, Juan Carlos, José Pablo, Roberto, Fer y los que vengan.

Porque cada uno de ustedes son parte fundamental de este trabajo, gracias a todos por su ayuda, tiempo, aportes, alegrías y buenos momentos.

A Silvia Pacheco-cabellos morados, por tus consejos y amistad. A Karina por su apoyo técnico e informativo, y particularmente por su amistad.

Finalmente a tí Morsi, por la incondicional ayuda que me has otorgado en todo momento, por las vivencias a lo largo de este tiempo, gracias por compartir conmigo esta etapa universitaria, por tu entusiasmo e impulsarme siempre a seguir adelante.

ÍNDICE

Apéndice de figuras	
Apéndice de láminas	
Apéndice de tablas	
Resumen.....	1
1. Introducción	2
2. Marco teórico	
2.1 Indicadores biológicos.....	4
2.1.1 Ostrácodos no marinos (Crustacea:Ostracoda).....	5
2.1.1.1 Preferencias limnológicas de los ostrácodos	9
2.2 Indicadores no biológicos	
2.2.1 Isótopos estables	11
2.2.2 Geoquímica y susceptibilidad magnética.....	12
2.3 Funciones de transferencia.....	13
3. Antecedentes.....	14
4. Justificación	19
5. Objetivos.....	20
6. Área de estudio.....	21
7. Métodos.....	25
7.1 Trabajo en campo.....	26
7.2 Trabajo de laboratorio	27
7.2.1 Isótopos estables de valvas de ostrácodos.....	28
7.2.2 Geoquímica y susceptibilidad magnética de sedimentos	
7.2.3 Modelo de edad.....	29

7.3	Análisis de datos y elaboración de figuras	
7.3.1	Análisis de componentes principales.....	30
7.3.2	Aplicación de funciones de transferencia.....	30
8.	Resultados	
8.1	Características limnológicas del lago Ocotitalito.....	30
8.2	Modelo de edad y perfil litológico.....	34
8.3	Fauna actual y fósil del lago Ocotitalito.....	36
8.4	Isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de valvas de <i>Cytheridella</i> <i>ilosvayi</i>	41
8.5	Aplicación de funciones de transferencia para la reconstrucción de la conductividad del agua y nivel del lago durante el Holoceno.....	45
8.6	Indicadores geoquímicos.....	47
8.7	Combinación indicadores biológicos y no biológicos.....	50
8.8	Análisis estadístico.....	57
9.	Discusión	
9.1	Condiciones limnológicas actuales del lago Ocotitalito.....	62
9.2	Fauna actual y fósil de ostrácodos en el lago Ocotitalito.....	65
9.3	Reconstrucción paleoambiental multiproxy del lago Ocotitalito durante el Holoceno.....	68
9.4	Isotopía de valvas de ostrácodos: Comparación con registros de la Península de Yucatán y Guatemala.....	74
10	Conclusiones.....	80
11	Perspectivas.....	82
12	Referencias.....	84

APÉNDICE DE FIGURAS

Figura	Descripción	Página
1	Morfología básica de un ostrácodo, donde se aprecian las partes blandas y caparazón. a) <i>Darwinula stevensoni</i> (Brady y Robertson, 1870) vista interna ♀ (modificado de Karanovic, 2012).	5
2	a) Parte ventral de un ostrácodo, donde se observan las cicatrices del músculo central, del músculo aductor y cicatrices del músculo dorsal*. b) Cicatrices del músculo aductor de Darwinuloidea c) Cypridoidea y d) Cytheroidea *Características importantes para la identificación taxonómica (modificado de Meisch, 2000).	5
3	Estadíos de desarrollo del caparazón de <i>Eucypris virens</i> (modificado de Smith & Martens, 2000 en Meisch, 2000).	8
4	Mapa de precipitación del sur de México señalando los lagos comparados. Y el área de estudio en el estado de Chiapas, sur México; (A) Lago Aguada X'caamal en Yucatán, Chichancanab y Punta Laguna, Quintana Roo, Ocotolito, Chiapas y lago Petén Itzá, Guatemala donde se utilizaron isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de valvas de ostrácodos como indicadores climáticos; (B) ubicación del lago Ocotolito en la selva Lacandona dentro del municipio de Ocosingo, Chiapas, en color verde se indica la zona donde se realizó el muestreo actual de litoral y en café área donde se obtuvo la secuencia sedimentaria.	21
5	Mapa de climas del estado de Chipas. Elaborado con base en INEGI. Carta de Climas 1:1 000 000.	23

6	Resumen de la metodología usada en éste trabajo	25
7	Perfiles verticales de las variables físicas y químicas de la columna de agua del lago Ocotalito, Chiapas (Julio del 2013). Los gráficos en color azul corresponden a la zona A y en café la zona B; la barra azul horizontal indica la ubicación de la termoclina (5-10 m).	33
8	Modelo de edad, tasas de sedimentación y litología del núcleo sedimentario Ocot-12-II.	35
9	Diagrama de abundancias absolutas (v/g) de ostrácodos fósiles y edad (años cal. AP) de la secuencia sedimentaria del lago Ocotalito. Los gráficos en color negro indican la abundancia de adultos y los gráficos sin color la abundancia de juveniles, el total de valvas intactas (TVI) y el total de valvas rotas (TVR); las especies se encuentran divididas en bénticas (CIL– <i>C. ilosvayi</i> , PSE– <i>Pseudocandona</i> sp, DST– <i>D. stevensoni</i> y nectobénticas (COK– <i>C. okeechobei</i> , POT– <i>Potamocypris</i> sp., HPU– <i>H. punctata</i>). La zonación (franjas grises) señala periodos secos inferidos de acuerdo a los indicadores utilizados.	40
10	Distribución cronológica (en años AP) de la firma isotópica de valvas de <i>Cytheridella ilosvayi</i> ; isótopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (color café) e isótopos $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (color azul).	41
11	Comparativo de firmas isotópicas provenientes de valvas de ostrácodos del sur de México y norte de centro América. (A) $\delta^{18}\text{O}$ de: <i>C. ilosvayi</i> (azul), para Ocotalito, Punta Laguna y Petén Itzá; <i>D. Stevensoni</i> (azul marino) de	44

Xcaamal; *Physocypria* sp. (morado) y *Cyprinotus* sp. (violeta) en Chichancanab.

(B) $\delta^{13}\text{C}$ en color café para *C. ilosvayi*, café oscuro para *D. stevensoni* y anaranjado para *Physocypria* sp. y anaranjado claro para *Cyprinotus* sp.

- 12 Funciones de transferencia de nivel del lago (Pérez *et al.* 46
en preparación) y conductividad del agua (Pérez *et al.*
2011) para el lago Ocotitalito durante el Holoceno.
- 13 Análisis de elementos de la secuencia sedimentaria del 49
lago Ocotitalito, de izquierda a derecha se encuentra el
estroncio (Sr), el titanio (Ti), el calcio (Ca), el hierro (Fe) y
la susceptibilidad magnética (SM).
- 14 Diagrama de reconstrucción paleoambiental dividido 56
en cuatro biozonas y siete subzonas; incluye (de
izquierda a derecha): comunidades de ostrácodos¹
(valvas/g), total de valvas intactas (TVI) y total de valvas
rotas (TVR), diagramas en negro representa la
abundancia de ostrácodos adultos y en blanco
juveniles. La concentración de Sr (ppm)², Ti (ppm)²,
isótopos estables $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de valvas de *Cytheridella*
ilosvayi, susceptibilidad magnética (SM), y la aplicación
de funciones de transferencia de conductividad (Pérez
et al. 2011) y nivel del lago (Pérez *et al.* sin publicar). Las
franjas grises señalan la presencia periodos secos. ¹Se
utilizan las claves de las especies: *Cytheridella ilosvayi*-
CIL, *Pseudocandona* sp.-PSE, *Darwinula stevensoni*- DST,
Cypridopsis okeechobei- COK, *Potamocypris* sp.- POT,
Heterocypris punctata- HPU.

²Se usaron sólo estos elementos por ser los más representativos

- | | | |
|----|--|----|
| 15 | Análisis de Componentes Principales en el plano de correlación para variables geoquímicas (elementos e isótopos) y biológicas (especie CIL). El componente principal 1 (horizontal) posee el 35.87% de la varianza y el componente principal 2 (vertical) el 19.25% de la varianza. | 59 |
| 16 | Plot de plano de distancias. En el eje 2 (vertical) del plano se posicionan las edades con condiciones secas, en el eje 1 se agrupan edades con condiciones húmedas, en el eje positivo superior se agrupan edades con condiciones ambientales muy estacionales. El porcentaje de la varianza del eje 1 presenta el 35.87% y el eje 2 el 19.25%. | 60 |

APÉNDICE DE LÁMINAS

Lámina	Descripción	Página
1	Las flechas debajo de las valvas de ostrácodos indican la cara anterior o posterior. <i>Chlamydotheca</i> sp. (A)VD, vista interna; (B)VI, vista externa; (C)VD, vista interna posterior; (D) <i>Cytheridella ilosvayi</i> VD, vista interna; (E.) VI, vista externa; (F.) <i>Pseudocandona</i> sp. VD, vista interna; (G) VI, vista externa; (H.) <i>Darwinula stevensoni</i> CI, vista externa; (I) CD, vista lateral; (J) <i>Potamocypris</i> sp. CD, vista externa; (K) CI, vista interna. VD- valva derecha, VI- valva izquierda, CD-caparazón derecho, CI-caparazón izquierdo.	37

APÉNDICE DE TABLAS

Tabla	Descripción	Página
1	Desempeño de bioindicadores acuáticos utilizados en paleoreconstrucciones (modificado de Pérez, en proceso).	4
2	Clasificación taxonómica de la clase Ostracoda de acuerdo con Ahyong <i>et al.</i> (2009). *Se muestra la clasificación de las especies de este estudio.	7
3	Estudios sobre ecología y taxonomía de ostrácodos no marinos en el sur de México (Modificada de Pérez <i>et al.</i> sin publicar).	16
4	Estudios de paleoreconstrucciones con ostrácodos de México y Norte de Centro América (modificada de Pérez <i>et al.</i> sin publicar). En color morado-norte, en azul-el centro y en rosa-el sur de México y norte de Centro América.	17
5	Evidencias de cambios climáticos durante el Holoceno en el sur de México y centro América a través de registros lacustres de (a) isótopos, (b) bioindicadores, (c) geoquímica, susceptibilidad magnética u otros (modificada de Balbina-Álvarez, 2014).	18
6	Principales características morfométricas y limnológicas del lago Ocotitalito de la zona A y B en superficie y fondo (franjas grises) (datos reportados 2013). Concentraciones de aniones y cationes dados en (meq/L).	32

7	<p>Fechas de radiocarbono calibradas con las curvas del programa “Fairbanks 0107” y tasa de sedimentación del núcleo Ocot-12-II del lago Ocotitalito.</p>	34
8	<p>Fauna y abundancia de ostrácodos de muestras actuales (litoral y draga 10ml) y fósiles (v/g). *Los resultados se muestran en valvas totales.</p>	36
9	<p>Información general que incluye: clave (se usarán subsecuentemente en todo el trabajo), presencia/ausencia durante el Holoceno y actual de las especies de ostrácodos del lago Ocotitalito (modificado de Pérez, 2008;2010).</p>	38
10	<p>Firmas isotópicas de valvas de ostrácodos de las especie <i>C. ilosvayi</i> del lago Punta Laguna y lago Petén Itzá, <i>Physocypria</i> sp., <i>Cyprinotus</i> sp. del lago Chichancanab, <i>D. stevensoni</i> de Aguada X´caamal. Datos de promedios, valores máximos (Vmax) valores mínimos (Vmin) y las edades de $\delta^{18}\text{O}$ (azul) y $\delta^{13}\text{C}$ (café) del lago Ocotitalito y lagos de la Península de Yucatán y lago de tierras bajas de Guatemala. Los datos se obtuvieron de la base de datos de América central de NOAA (National Climatic Data Center).</p> <p>http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleolim/paleolim_data.html</p>	43
11	<p>Análisis de Componentes Principales (PCA) basados en los valores de indicadores geoquímicos (Fe, Ti, Sr y Ca), isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$), y la especie CIL de la secuencia sedimentaria del lago Ocotitalito.</p>	58
12	<p>Puntajes de elementos del Análisis de Componentes Principales (PCA)</p>	58

RESUMEN

La información limnológica y paleoambiental se concentra principalmente en el centro y sur de México, y en menor abundancia para la región suroeste del país; éste estudio es pionero al obtener ésta información para la región suroeste, la cual es una zona valiosa por sus recursos biológicos y arqueológicos.

El objetivo principal fue reconstruir las fluctuaciones ambientales durante el Holoceno en la selva Lacandona a partir de ostrácodos en sedimentos del lago Ocotitalito. Para lograr esto se recuperó una secuencia sedimentaria de 5.4m de longitud, para la cual se obtuvo una edad basal de ~9,500 AP.

El lago Ocotitalito se determinó como monomíctico cálido, meso-eutrófico y la termoclina se encontró de 5 a 10m. Se encontraron cinco especies actuales de ostrácodos. Y se determinaron seis especies fósiles (*Potamocypris* sp., *Cypridopsis okeechobei*, *Heterocypris punctata*, *Cytheridella ilosvayi*, *Darwinula stevensoni*, *Pseudocandona* sp. y *Chlamydotheca* sp.). La baja abundancia de ostrácodos e indicadores geoquímicos sugirieron que ~9,540 a 7,800 AP las condiciones fueron muy húmedas. Durante ~7,800 a 6,800 AP los indicadores reflejan condiciones estables, con un descenso en la humedad. De ~6,800 a 3,900 años AP, se registró la mayor abundancia y diversidad de ostrácodos (3,205 v/g), los indicadores geoquímicos, los isótopos, la reconstrucción del nivel del lago y conductividad sugirieron un descenso de humedad y condiciones muy variables. De ~3,900 al presente, los indicadores sugieren menor humedad, y baja abundancia de ostrácodos. Esta paleoreconstrucción muestra coincidencias con otro registro de las tierras bajas del norte de Guatemala, y discrepancias con región sureste de México durante el Holoceno.

1. INTRODUCCIÓN

El sistema climático es desde hace unas decenas de años, un tema de interés público por los cambios adversos en los ecosistemas, adjudicados principalmente al fenómeno antrópico (IPCC, 2013). Analizar a la Tierra como un sistema dinámico e interconectado con diferentes componentes del sistema terrestre y con diferentes escalas temporales-espaciales, es la clave para el entendimiento de la dinámica climática.

Las fluctuaciones en los parámetros orbitales de la Tierra, como excentricidad, oblicuidad y precesión conducen al sistema climático a entrar y salir de condiciones de glaciación-interglaciación (Kutzbach & Otto-Bliesner, 1982; Lozano, 2007). El Holoceno (~11,500 AP) es una época considerada como interglaciación; se caracteriza por un cambio de condiciones secas y frías (provenientes del fin del periodo glaciación) a condiciones húmedas y cálidas, aunque hay particularidades en cada región (Metcalfe, 2000). El Holoceno se divide en Holoceno temprano (al comienzo de la época), Holoceno medio y Holoceno tardío (Berglund, 1986).

La historia de los cambios climáticos se registra en "archivos", como los núcleos de hielo, corales, anillos de árboles, sedimentos oceánicos y lacustres (Alley, 2003). Los sedimentos presentan una secuencia cronológica y sirven como evidencia de la historia del lago y sus alrededores (Caballero *et al.* 2013). La paleolimnología es una ciencia que estudia la información preservada en sedimentos lacustres, mediante el uso de indicadores físicos, químicos y biológicos (Margalef, 1983; Smol, 1992; Caballero *et al.* 2013). Su principal objetivo es la reconstrucción de la historia lacustre para la caracterización de la variabilidad climática natural en diferentes escalas temporales (Bradley *et al.* 1999).

Los ostrácodos son microcrustáceos bivalvos, las valvas poseen una excelente preservación en sedimentos lacustres y captan de forma "instantánea" las condiciones limnológicas en el momento de su formación, por ello permiten el análisis isotópico. Habitan en casi todos los ambientes acuáticos y son muy sensibles a cambios ambientales. Se consideran bioindicadores que proporcionan información de condiciones ambientales, actividad biológica, y procesos ecológicos a lo largo de la historia (Rodríguez-Lázaro & Ruíz-Muñoz, 2012).

Las reconstrucciones climáticas en el Neotrópico usando análisis multiproxy (varios indicadores) han permitido documentar fluctuaciones importantes en los niveles lacustres y en la estructura de las comunidades vegetales adyacentes, asociándolos a cambios climáticos regionales, y comparando con estudios de otros lugares permiten una perspectiva climática global en diferentes escalas de tiempo.

La selva Lacandona en Chiapas se conoce por ser biodiversa (Rzedowski, 1996) además posee una gran cantidad de lagos, particularmente en elevaciones medias (500~1,000 msnm); ofreciendo un sitio propicio para realizar investigaciones paleolimnológicas.

La región sureste de México (Península de Yucatán) cuenta con información paleoambiental pero no cubre temporalmente todo el Holoceno, se enfocan más al Holoceno tardío. En la región suroeste se han documentado cambios en la vegetación durante el Holoceno tardío (Domínguez-Vázquez & Islebe, 2008) y la dinámica de la vegetación y el clima del Holoceno (Franco-Gaviria, 2014). Actualmente, no existe información que documente cambios usando indicadores acuáticos, éste estudio proporciona dicha información inferida a partir de ostrácodos fósiles, durante los últimos ~9,500 años AP. Brinda un panorama general de las condiciones limnológicas actuales.

2. MARCO TEÓRICO

Un proxy es un indicador indirecto cuantificable, que por su naturaleza física, química o biológica está relacionado con diferentes variables lacustres y eventos climáticos (Wetzel, 1981; Israde-Alcántara *et al.* 2010).

2.1 Indicadores biológicos

Algunos bioindicadores como los ostrácodos, cladóceros, quironómidos, y diatomeas aportan valiosa información de las características físicas, químicas y ecológicas del medio acuático del pasado (Wetzel, 1981; Margalef, 1983). Cada indicador posee un desempeño diferente para su interpretación y análisis (Tabla 1).

Tabla 1 Desempeño de bioindicadores acuáticos utilizados en paleoreconstrucciones (modificado de Pérez, en proceso).

Variable inferida	Ostrácodos	$\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en valvas (ostrácodos)	Quironómidos	Cladóceros	Diatomeas
Cambios en los niveles del lago	√√		√√	√	√√
Evaporación y salinidad	√√√	√√√	√	√√	√√
pH	√			√√	√√
Trofia y productividad	√	√	√√√	√√√	√√√
Turbulencia	√√	√	√√	√	√
Temperatura	√√√	√√	√√√	√√	
Estacionalidad	√√	√	√		√
Agua subterránea	√√	√√	√		

2.1.1 Ostrácodos no-marinos (Crustacea: Ostracoda)

Los ostrácodos son microcrustáceos de $\geq 5.0\text{mm}$ de longitud, poseen un caparazón bivalvo de carbonato de Ca y Mg que les proporciona protección al cuerpo contra depredadores o condiciones adversas del medio (Griffiths & Holmes, 2000; Horne *et al.* 2002; Smith & Delorme, 2010; Fig. 1 y Fig. 2). Las valvas son secretadas por la epidermis, y se unen por una bisagra dorsal o charnela; sobre las valvas quedan marcadas las cicatrices del músculo aductor (Meisch, 2000; Juárez, 2005). Sus apéndices varían en tamaño, morfología y función, están adaptados al hábitat y modo de vida; la mayoría tienen ocho pares de apéndices cuando son adultos: cuatro cefálicos (anténula, antena, mandíbula y maxílula), tres torácicos (quinta pata, pata caminadora y pata limpiadora) y una rama caudal (Karanovic, 2012).



Figura 1. Morfología básica de un ostrácodo, donde se aprecian las partes blandas y caparazón. a) *Darwinula stevensoni* (Brady y Robertson, 1870) vista interna ♀ (modificado de Karanovic, 2012).

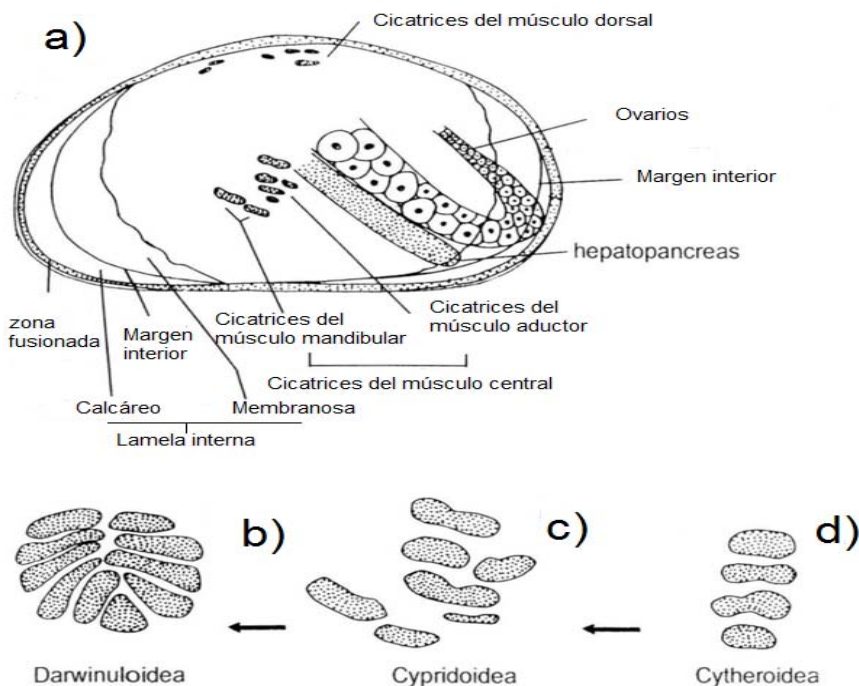


Figura 2. a) Parte ventral de un ostrácodo, donde se observan las cicatrices del músculo central, del músculo aductor y cicatrices del músculo dorsal*. b) Cicatrices del músculo aductor de Darwinuloidea c) Cypridoidea y d) Cytheroidea *Características importantes para la identificación taxonómica (modificado de Meisch, 2000).

Los ostrácodos son organismos muy antiguos en la Tierra debido a su preservación poseen un registro fósil muy amplio (Delorme, 1990). Se han encontrado registros de especies marinas desde el Cámbrico (540–485.4Ma.), Ordovícico (485.4-443.4Ma.) y especies continentales en el Pensilvánico (318.1Ma.-299Ma.) (Horne, 2002; Brusca & Brusca, 2003).

La clase Ostracoda es altamente diversa dentro los crustáceos, se estima que existen entre 10,000 a 15,000 especies actuales (marinas y continentales) y 62,000 especies fósiles (Meisch, 2000). En el continente americano se han reportado alrededor de 573 especies continentales (Martens *et al.* 2008). La clasificación taxonómica se presenta de acuerdo con Anyong *et al.* 2011 (Tabla 2).

Los ostrácodos presentan una distribución cosmopolita, ya que se encuentran en casi todos los hábitats acuáticos; algunas especies viven en ambientes semiterrestres y aguas subterráneas (Danielopol *et al.* 1994; Smith & Delorme, 2010).

La biodiversidad y distribución está en función de algunos factores como la temperatura, composición química del agua, conductividad, salinidad, oxígeno disuelto, energía de corriente, estacionalidad y nivel del lago (Pérez *et al.* 2010a; Karanovic, 2012).

De acuerdo con Martens *et al.* (2008) en el lago los ostrácodos pueden ser nécticos (nadan en la columna de agua), bénticos (viven relacionados al fondo) y nectobénticos (nadan en la columna de agua y se asocian a la vegetación acuática).

En cuanto a la alimentación los ostrácodos se definen como generalistas, pueden ser herbívoros, carnívoros o carroñeros, coprófagos, filtradores, detritívoros, comensales o parásitos (Cohen *et al.* 2007; Karanovic, 2012).

Tabla 2. Clasificación taxonómica de la clase Ostracoda de acuerdo con Ahyong *et al.* (2009). *Se muestra la clasificación de las especies de este estudio.

Phyllum Arthropoda von Siebold, 1848

Subphylum Crustacea Brünnich, 1772

Clase Ostracoda Latreille, 1802

Orden Podocopida Sars, 1866

<p>Suborden Darwinulocopina Sohn, 1988 Superfamilia Darwinuloidea Brady & Norman, 1889 Familia Darwinulidae Brady & Norman, 1889 Género <i>Darwinula</i> Brady y Norman, 1885 <i>Darwinula stevensoni</i> Brady & Robertson, 1870</p>
<p>Suborden Cytherocopina Baird, 1850 Superfamilia Cytheroidea Baird, 1850 Familia Limnocytheridae Klie, 1938 Género <i>Cytheridella</i> Daday, 1905 <i>Cytheridella ilosvayi</i> Daday, 1905</p>
<p>Suborden Cypridocopina Jones, 1902 Superfamilia Cypridoidea Baird, 1845 Familia Candonidae Kaufmann, 1900 Género <i>Pseudocandona</i>, Kaufmann, 1900 <i>Pseudocandona</i> sp. Género <i>Potamocypris</i> Gauthier, 1939 <i>Potamocypris</i> sp. Familia Cyprididae Baird, 1845 Género <i>Cypridopsis</i> Brady, 1867 <i>Cypridopsis okeechobei</i> Furtos, 1936 Género <i>Chlamydotheca</i> Saussure, 1858 <i>Chlamydotheca</i> sp. Género <i>Heterocypris</i> Claus, 1892 <i>Heterocypris punctata</i> Keyser, 1976</p>

Se pueden encontrar tres tipos de poblaciones, las dimórficas (macho y hembra), partenogénicas (hembras que se reproducen ameioticamente) y mixtas (Martens *et al.* 2008; Aguilar, 2005). Estos tipos de reproducción dependen de las condiciones y recursos del medio, siendo un aspecto importante para su diversificación y adaptación (Holmes, 2000; Martens *et al.* 2008).

El ciclo de vida completo puede llevar desde pocos meses hasta varios años (Cohen & Morin, 1990). Los factores que influyen en el ciclo de vida son: temperatura, química del agua y estacionalidad (Martens *et al.* 2008, Fig. 3). Se desarrollan a partir de huevos, estructura resistente capaz de soportar condiciones ambientales desfavorables y crecen mediante mudas que absorben elementos del medio (Viehberg *et al.* 2006).

Tienen nueve estadios separados por ocho mudas, los cuales se designan como: "A" para el adulto, y el resto de estadios en orden decreciente de tamaño "A-1", "A-2"... "A-8" (Karanovic, 2012).

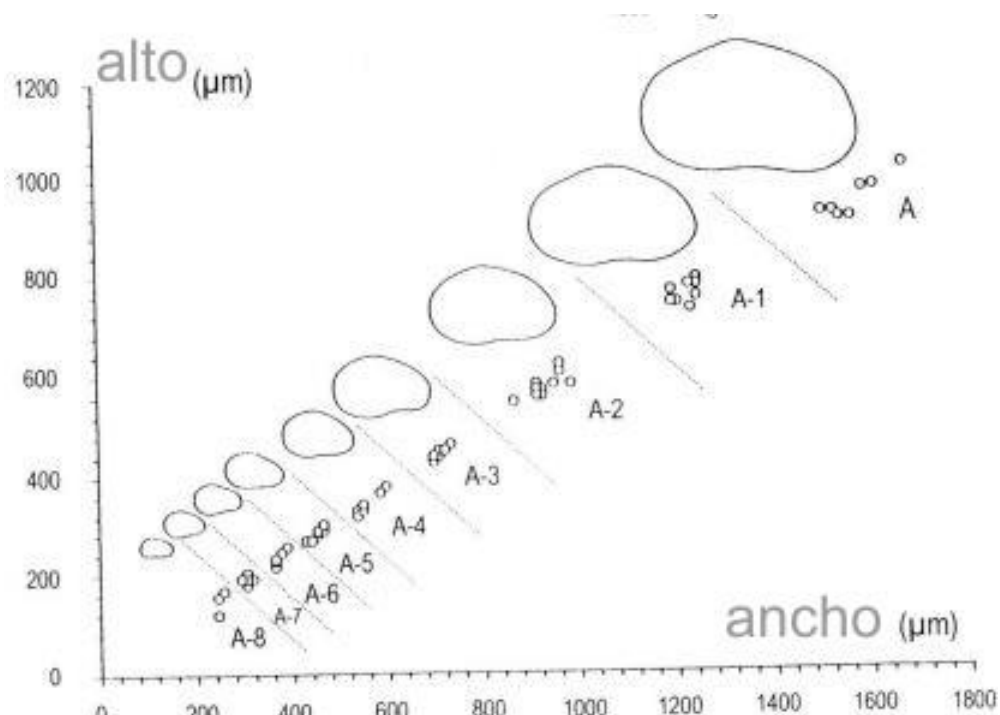


Figura 3 Estadios de desarrollo del caparazón de *Eucypris virens* (modificado de Smith & Martens, 2000 en Meisch, 2000).

2.1.1.1 Preferencias limnológicas de los ostrácodos.

La información de las características más relevantes del medio acuático en donde se desarrollan generalmente cada una de las especies, es una eficaz herramienta en términos de la interpretación en una paleorreconstrucción ambiental. Se detallan las principales características de las preferencias del hábitat de las especies y géneros de este estudio.

- I. ***Cytheridella ilosvayi*** Es una especie típica neotropical, cuya distribución va desde México, centro América y hasta América del sur; propia de aguas cálidas ($>20^{\circ}\text{C}$), prefiere conductividad del agua $<5,960 \mu\text{S}/\text{cm}$, y salinidad $<3.2\%$ y (Lorenschat, 2009, Pérez *et al.* 2010a).
- II. ***Darwinula stevensoni*** Es una especie béntica de distribución cosmopolita, tolera fluctuaciones en el nivel agua y se asocia a zonas de litoral y con descargas de acuíferos o con agua del manto freático, aguas tranquilas y/o con vegetación asociada, fondos arenosos o arcillosos (Holmes, 1998; Mezquita *et al.* 1999; Meisch, 2000; Pérez *et al.* 2010a). Se consideran mesohalinas (salinidad $\leq 15\%$) (Delorme, 1969) y pH alcalinos (Holmes, 1988); indicadoras de aguas con mucho oxígeno (Mezquita *et al.* 1999); euritermales con tendencia a aguas cálidas (Mezquita *et al.* 1999); tolera conductividades de hasta $1,715 \mu\text{S}/\text{cm}$ (Pérez *et al.* 2008).
- III. ***Pseudocandona sp.*** Las especies de éste género se asocian con profundidades de 5 a 15m, condiciones lénticas, presencia de vegetación acuática y alto contenido orgánico; tolera conductividad eléctrica (CE) del agua hasta $1,715\mu\text{S}/\text{cm}$, amplia distribución en Europa, Asia, y América del Norte y centro América (Meisch, 2000; Pérez *et al.* 2008, 2010a).

- IV. ***Heterocypris punctata*** es una especie típica de la zona litoral, nectobéntica y asociada a vegetación acuática, se ha encontrado en profundidades de ~1m, sustratos limosos y detritus orgánicos, prefiere aguas tranquilas con salinidades de hasta 10‰ (Keyser, 1975 en Pérez *et al.* 2008; 2010a). Posee una amplia distribución en América del norte y centro América (Bridwater *et al.* 1999; Pérez *et al.* 2008).
- V. ***Cypridopsis okeechobei*** es una especie nectobéntica que se distribuye principalmente en América del norte, Península de Yucatán y centro América; tolera <1,1000mg/L de total de sólidos disueltos (TSD), especie euritérmica, se ha encontrado en aguas con conductividad de 5,960 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Forester, 2005; Pérez *et al.* 2010a; Palacios-Fest com. pers. 2014).
- VI. ***Potamocypris sp.*** Las especies de éste género son nectobénticas, habitan entre vegetación acuática y en zonas litorales a <2m, se puede asociar a entrada y salida de agua subterráneas o del manto freático, tolerante a sequías, eurihalina (Meisch, 2000; Pérez *et al.* 2008; 2010a).
- VII. ***Chlamydotheca sp.*** Se sabe que este género es nectobéntico, asexual y un representante típico de la fauna Neotropical de ostrácodos, ocupa ambientes lóticos y lénticos (ríos, aguas termales, arroyos, pantanos, zona litoral de lagos) en cuerpos de agua temporales o permanentes (Díaz & Lopretto, 2011; www.lbm.go.jp/smith/genera/chlamydotheca.html, 2014).

2.2 Indicadores no biológicos

2.2.1 Isótopos estables

Un isótopo es un átomo de un mismo elemento con el mismo número de protones y una cantidad diferente de neutrones, por tanto, el peso atómico y las características físicas son diferentes (Caporaletti, 2011). El fraccionamiento isotópico es un proceso que determina la distribución de isótopos entre distintas sustancias o fases de una sustancia (Dansgaard, 1964).

En ostrácodos la variación en los isótopos de valvas de una especie, refleja cambios en el lago, las diferencias pueden ser resultado del fraccionamiento isotópico durante la formación de las valvas o simplemente las diferentes preferencias estacionales de crecimiento (von Grafenstein *et al.* 2000).

Isótopos estables de oxígeno.- Dan información de la temperatura del agua, la relación precipitación/evaporación y composición química del agua. Un valor positivo de δ indica que la muestra está enriquecida con el isótopo "pesado" respecto a la norma (PDB), un valor negativo de δ indica un enriquecimiento en isótopos "ligeros". (von Grafenstein *et al.* 2000; Leng & Marshall, 2004 en Caporaletti, 2011).

Isótopos estables de carbono.- Proporcionan información sobre la productividad del lago, la composición de carbono inorgánico disuelto (CID) y materia orgánica e intercambio de CO₂ (Siegenthaler & Eicher, 1986 en Palacios-Fest, 1996).

2.2.2 Geoquímica de sedimentos y susceptibilidad magnética

La geoquímica de sedimentos, el análisis mineralógico, multielemental y la composición orgánica e inorgánica de sedimentos proveen información para la interpretación de ambientes pasados, ya que permiten comprender y cuantificar las interacciones entre diferentes elementos del medio y la descomposición y formación química de minerales (Roy *et al.* 2006).

Estos datos proporcionan información de la geología del área, intemperismo químico, procesos diagenéticos, erosión, evaporación, metamorfismo y estado trófico del lago (Fritz, 2001; Juárez, 2005; Roy *et al.* 2006; Quiroz, 2012). A continuación se describen algunos elementos utilizados en la paleoreconstrucción de este estudio.

- El titanio (Ti).- No se encuentran libre en la naturaleza, casi siempre está presente en las rocas ígneas, arcillas y meteoritos. Se ha descrito como un indicador de la erosión de rocas y la variación en su concentración puede estar relacionada con un cambio de procedencia y/o transporte de depositación (Quiroz, 2012; Roy *et al.* 2013).
- El estroncio (Sr).- Es un elemento metálico que se encuentra en algunos minerales y es uno de los componentes del agua subterránea. Sustituye a los iones de calcio, y participa en las interacciones agua-roca. La concentración de Sr proporciona información sobre la evaporación y salinidad (Roy *et al.* 2013).
- El calcio (Ca).- El calcio está asociado a los carbonatos que precipitan en condiciones de alta salinidad, por ello se utiliza como proxy de salinidad y evaporación (Roy *et al.* 2013; Chávez, 2014).
- El hierro (Fe).- Es un metal de transición muy abundante en la corteza terrestre y forma parte de muchos minerales. Es indicador de ambientes anóxicos y procesos diagenéticos (Quiroz, 2012).

- Análisis de Carbono Inorgánico Disuelto (CID).- El CID representa el mejor precursor de la fotosíntesis y el producto final de la degradación de materia orgánica, por tanto, se utiliza como indicador para determinar el metabolismo del ecosistema (Roldán & Ramírez, 2008).
- Susceptibilidad Magnética (SM).- Es una medida de la concentración y tipo de minerales magnéticos presentes en una muestra de sedimento. Se utiliza como indicador de eventos erosivos (Roy *et al.* 2012).

2.3 Funciones de Transferencia

Conocer las características físicas, químicas y ecológicas de los lagos es esencial para comprender los factores de distribución de especies indicadoras (Mischke *et al.* 2010). Para ello, es necesario obtener un conjunto de datos calibrados y evaluados en ecuaciones matemáticas que relacionan la composición actual de especies con parámetros medio ambientales actuales (Pérez *et al.* 2010a).

Así, una función de transferencia es un modelo matemático de la respuesta de las especies al medio ambiente, a partir de un conjunto de datos actuales (biológicos, ecológicos y limnológicos) dicha función permite hacer asociaciones de las condiciones ambientales similares que comparten con especies fósiles (Pérez *et al.* 2010a).

Los sets de calibración y las funciones de transferencia en el caso de los ostrácodos se desarrollan principalmente con datos de abundancias relativas o presencia/ausencia de especies y datos limnológicos (Mezquita *et al.* 2005; Pérez, 2010a; Viehberg, 2006).

3. ANTECEDENTES

Los trabajos sobre ostrácodos en México han resultado una fuente importante para el conocimiento de la diversidad de crustáceos dulce acuícolas, de la taxonomía, la ecología y se han usado como bioindicadores de cambios ambientales (Tabla 3). Por otra parte, las paleoreconstrucciones climáticas en el Neotrópico, particularmente en México usando ostrácodos como indicadores de cambios ambientales y climáticos, han permitido documentar fluctuaciones importantes en los niveles lacustres, asociados a cambios climáticos (Tabla 4).

Las investigaciones realizadas utilizando isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) determinados de organismos carbonatados se han utilizado para inferir cambios hidrológicos (precipitación-evaporación) y productividad del sistema lacustre, respectivamente (Leyden *et al.* 1994, Curtis *et al.* 1998, Rosenmeier *et al.* 2002; Pérez *et al.* 2012; Escobar *et al.* 2012).

En la región sur de México (norte de la Península de Yucatán) se han documentado inferencias paleoambientales con base en diversos indicadores (biológicos y no biológicos) (Leyden, 1987; Curtis *et al.* 1995, 1998; Hodell *et al.* 1995, 2008; Islebe *et al.* 1996; Carrillo-Bastos *et al.* 2010; Bernal *et al.* 2011). El principal enfoque de estos trabajos es registrar los cambios ambientales ocurridos en el Cuaternario tardío y los efectos del antropoceno (Franco-Gaviria, 2014). De éstas reconstrucciones en la región son pocas que cubren todo el Holoceno (Curtis *et al.* 1996, Whal *et al.* 2006; Carrillo-Bastos *et al.* 2010). En el suroeste (Chiapas) existe un registro paleoecológico que documenta cambios en la vegetación en los últimos 2,000 AP (Domínguez-Vázquez & Islebe, 2008). Y un estudio multiproxy que reconstruye las dinámicas de la vegetación y el clima del Holoceno en la selva Lacandona (Franco-Gaviria, 2014).

La información paleoambiental inferida (Tabla 5) para la región sur durante el Holoceno se sabe que fue un periodo con mucha variabilidad climática, se ha documentado que en la región sur de México y norte de centro América alrededor de ~11,500–7,000 AP (Holoceno temprano) se caracterizó por una mayor insolación en verano, con condiciones en general húmedas y cálidas. Durante el Holoceno medio (~7,000-4,000 AP) se registró una disminución en la insolación de verano en el Hemisferio Norte, se ha documentado la disminución de la actividad monzónica que generó un clima seco para la península de Yucatán, y condiciones húmedas para la región norte de centro América (Haug *et al.* 2001, 2003; Bernal *et al.* 2011). Estudios multiproxy en el sur de México mencionan que el Holoceno tardío se caracterizó por condiciones secas, conjuntamente el impacto humano se ha manifestado en sedimentos lacustres desde ~5,000 AP que se asocian con la caída de las culturas prehispánicas y cambios en la composición de la vegetación (Bernal *et al.* 2011; Carrillo-Bastos *et al.* 2010, 2013; Curtis *et al.* 1996, 1998; Escobar *et al.* 2012; Gutiérrez-Ayala *et al.* 2012; Hodell *et al.* 1991, 1995, 2001, 2008, 2012; Leyden *et al.* 1996; 2002; Pérez *et al.* 2011, 2012).

Tabla 3 Algunos estudios sobre ecología y taxonomía de ostrácodos no marinos en el sur de México (Modificada de Pérez *et al.* sin publicar).

Autor	Localidad	Autor	Localidad
Río de la Loza y Cravieri, 1858 en Machain y Gío, 1994	Valle de México	Almeida -Leñero, 1973	Morelos
De Saussure, 1858	Veracruz	Forester, 1986	Lagos del centro de México
Ehrenberg, 1869	Pozos artesianos	CONABIO 2008b*	Tulum, Cobá- México
Sharpe, 1903	Durango	CONABIO 2008a*	Cenotes- México
Furtos 1936	Cenotes - Yucatán y Campeche	Cohuo, 2010	Yucatán
Tressler, 1954	Lagos de Michoacan	Cohuo, 2012	Centro y sureste de México
Krutak, 1994	Veracruz	Hernández-Foseca, 2001	Alchichica, Quechulac y Tecuítlapa, Puebla

Tabla 4 Estudios de paleoreconstrucciones con ostrácodos de México y Norte de Centro América (modificada de Pérez *et al.*, sin publicar). En color amarillo-norte, en azul-el centro y en color verde la región sur de México y norte de Centro América.

Autor	Localidad
Palacios- Fest & Dettman, 2001	Sonora
Palacios-Fest <i>et al.</i> 2002; Chávez-Lara, 2011	Laguna Babícora- Chihuahua
Carreño, 1990	Lagos: Zumpango, Xaltocan, Texcoco, Xochimilco y Chalco
Bridgwater, 1995; Bridgwater <i>et al.</i> 1999	Lago de Pátzcuaro- Michoacán
Juárez, 2005	Laguna la Preciosa- Puebla
Rodríguez, 2011	Durango y Veracruz
Sur de México y norte de Centro América	
Curtis <i>et al.</i> 1996	Punta Laguna
Leyden <i>et al.</i> 1996	San José Chulchacá
Whitmore <i>et al.</i> 1996	Cobá
Hodell <i>et al.</i> 2005	X'caamal
Machain-Castillo <i>et al.</i> , 2004; Alcalá <i>et al.</i> , 1994	Belice
Goulden 1966 Curtis <i>et al.</i> 1998; Brenner <i>et al.</i> 2002 ; Hillesheim <i>et al.</i> 2005 ; Lorenschat, 2009 ; Rosenmeier <i>et al.</i> 2002a, 2002b	Petenxil, Petén Itzá, Salpetén en Guatemala

Tabla 5 Evidencias de cambios climáticos durante el Holoceno en el sur de México y centro América a través de registros lacustres de (a)isótopos, (b)bioindicadores, (c)geoquímica, susceptibilidad magnética u otros (modificada de Balbina, 2014).

Período	Edad Años cal. A.P.	Evento climático	Condiciones			
			Seco	Húmedo	Cálido	Frío
Holoceno temprano	~11500 – 6000	Óptimo Climático	2a; 17c; 21a,b	2a, 3a,b; 6a,b,c; 8a,b; 13a,b,c; 14a,b; 17c; 18a,b,c; 19b; 21a,b; 23a,b,c; 25b,c; 26a,b,c; 28a,b.	12.c; 21a,b; 25b,c; 26a,b,c	6a,b,c
Holoceno medio	~6000 - 4000		3a,b; 18b; 23a,b,c; 3a,b; 14a,b; 24b,c.	6a,b,c; 14a,b,c; 27b,c; 1b; 5a,b; 21a,b; 28a,b.	11.c,5a,b	
Holoceno tardío	~4000 - presente	Periodo cálido medieval (1,500 – 700 años cal. A.P.)	1b; 4b,c; 5a,b; 9c; 12c; 15a,b,c; 16a,c; 22b; 23a,b,c 28a,b	1b; 3a,b; 6a,b,c; 7a,b; 22b;	22b	
		Pequeña Edad del Hielo (400 – 150 años cal. A.P.)	4b,c; 5a,b; 16a,c			

1b. Aragón-Moreno *et al.* 2012; 2a. Bernal *et al.* 2011; 3a, b. Carrillo-Bastos *et al.* 2010, 4b,c. 2013; 5a,b. Curtis *et al.* 1996, 6a,b,c. 1998; 7a,b. Escobar *et al.* 2009, 8a,b 2012; 9b. Grimm *et al.* 2001; 10b. Gutiérrez-Ayala *et al.* 2012; 11c. Haug *et al.* 2001, 12c. 2003; 13a,b,c. Hillesheim *et al.* 2005; 14a,b. Hodell *et al.* 1991, 15a,b,c. 1995, 16a,c. 2001, 17c. 2008, 18a,b,c. 2012; 19b. Islebe, 1996; 20b,c. Leyden *et al.* 1996; 21a, b. 2002; 22b. Lozano-García *et al.* 2007; 23a,b,c. Metcalfe *et al.* 2000; 24b,c. Mueller, 2009; 25b,c Pérez *et al.* 2011, 26a,b,c 2012; 27b,c. Torrescano & Islebe, 2006; 28a,b. Whitmore, 1996.

4. JUSTIFICACIÓN

Debido a la falta de información paleoambiental, paleoecológica y paleolimnológica en elevaciones medias en México, y a la escasez de registros que cubran todo el Holoceno en el sur de México, éste estudio propone valiosa información en “espacio” (500 a 1,000 msnm) y tiempo (~9,500 años cal AP), cubre casi todo el Holoceno.

Conjuntamente se demuestra que las reconstrucciones paleoambientales más fiables son las que combinan indicadores biológicos y geoquímicos, ofreciendo una contribución que ayuda a un mejor discernimiento de la dinámica ambiental del suroeste de México. También, es un aporte que promueve la realización de investigaciones limnológicas y paleolimnológicas que permitan analizar cambios en la calidad, conservación, y estructura de las comunidades acuáticas del sistema, a través de los ostrácodos como bioindicadores.

5. OBJETIVOS

1. Reconstruir el contexto paleoambiental de la selva Lacandona durante el Holoceno a través del estudio de ostrácodos y uso de indicadores geoquímicos, determinados en secuencias sedimentarias recuperadas del lago Ocotolito, en el estado de Chiapas, México.

En tanto que los objetivos particulares, derivados del anterior, son:

1. Caracterizar las condiciones limnológicas actuales del lago Ocotolito.
2. Analizar la comunidad de especies de ostrácodos actuales y fósiles, así como determinar las preferencias ecológicas y abundancia de las especies identificadas.
3. Determinar las concentraciones de isótopos de oxígeno y carbono en valvas de ostrácodos para su uso como indicador de precipitación (E/P) y productividad.
4. Aplicar funciones de transferencia desarrolladas para la Península de Yucatán desarrolladas por Pérez *et al.* 2011 y Pérez *et al.* sin publicar, para la reconstrucción cuantitativa de la conductividad y nivel del lago.
5. Comparar y combinar los resultados derivados de este estudio con indicadores geoquímicos (Franco-Gaviria, 2014).

6. Área de estudio

El lago Ocotolito se localiza a 16°57'N y 91°6'W, ocupa un área de 4.7ha a una altitud de 920msnm, en la región noroeste de la selva Lacandona, en el municipio de Ocosingo en el estado de Chiapas, México (Fig. 4). Posee una profundidad máxima de 23m en la zona central del lago y una profundidad media de 0.5m. Se encuentra cerca del Área Natural Protegida de Nahá y el ejido "Villa de las Rosas". Rodeado por bosque tropical húmedo perennifolio y pinares.

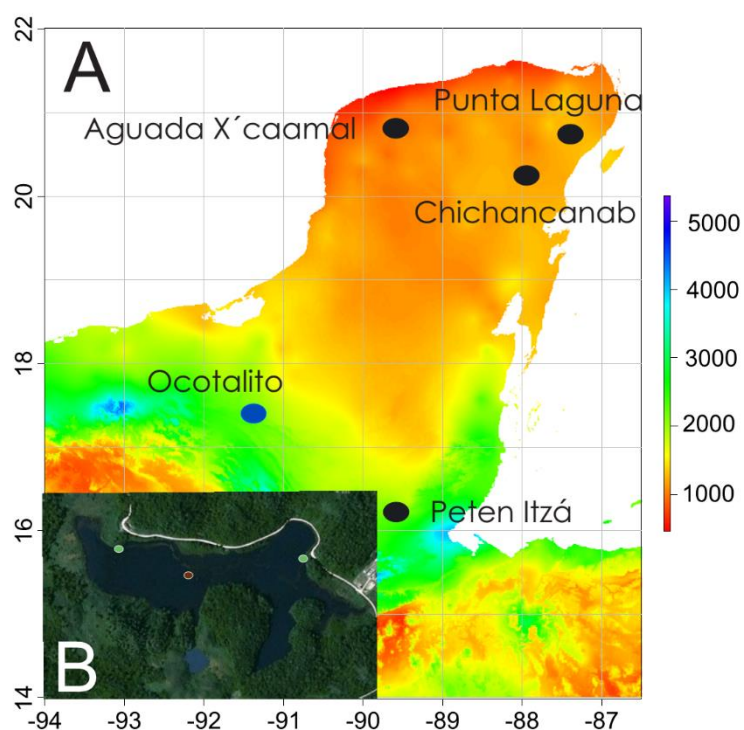


Figura 4. Mapa de precipitación del sur de México señalando los lagos comparados. Y el área de estudio en el estado de Chiapas, sur México; (A) Lago Aguada X'caamal en Yucatán, Chichancanab y Punta Laguna, Quintana Roo, Ocotolito, Chiapas y lago Petén Itzá, Guatemala donde se utilizaron isotopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de valvas de ostrácodos como indicadores climáticos; (B) ubicación del lago Ocotolito en la selva Lacandona dentro del municipio de Ocosingo, Chiapas, en color verde se indica la zona donde se realizó el muestreo actual de litoral y en café área donde se obtuvo la secuencia sedimentaria.

El sitio de estudio es parte de la subcuenca del río Lacantúm y colinda con el río Lacanjá. El sistema de lagos de Nahá está integrado por nueve cuerpos de agua permanentes cuyo nivel varía muy poco entre la temporada seca y la húmeda, y se comunica con el sistema lagunario de Metzabok a través del Río Nahá. Ésta región presenta altos niveles de escurrimiento superficial y subterráneo de agua, generando una alta conectividad hídrica entre los diferentes cuerpos de agua de la selva Lacandona (Mülleried, 1994; CONANP, 2006).

La selva Lacandona presenta una alta heterogeneidad del paisaje, con sierras, mesetas, valles aluviales y cañadas, distribuidos en un amplio gradiente altitudinal que va desde 100 a 1,800 msnm (CONANP 2006). El lago Ocotolito se encuentra en un área de sierras constituidas en su mayor parte por rocas calcáreas.

Las unidades litológicas que afloran en el área abarcan un rango del Paleozoico superior al Cenozoico, en la selva Lacandona la mayor parte del área está ocupada por las formaciones geológicas del Cretácico Superior, compuestas de calizas, dolomíticas y arcillas (Sánchez Montes de Oca, 1978; INEGI 2014; Mülleried, 1994). Las rocas sedimentarias detríticas, se originaron durante el Eoceno a causa de la cementación mecánica de detritos de rocas preexistentes (CONANP, 2006). Los suelos se caracterizan por la existencia de gley (tierra arcillosa con ciertos hidrosilicatos), suelos lateríticos, terra rosa, lutitas-areniscas, redzinas, regosoles, vertisoles, litosoles calcáricos, cambisoles (Mülleried, 1994).

La vegetación está formada por bosque tropical húmedo perennifolio (BTP), bosque mesófilo de montaña (BM), bosque de coníferas (BC) y vegetación secundaria en las partes más altas de las montañas, debido a un gradiente altitudinal que va de 840 a 1,280m (Mülleried, 1994; Rzedowski, 2006; CONANP, 2006).

El clima es cálido sub-húmedo con lluvias en verano (Fig. 5). La temperatura media anual en promedio es de 21.8°C, en invierno 19.4°C y verano 23°C, la precipitación media anual es de 1932 mm; en los meses de mayo a diciembre la precipitación total anual es de 92% y en temporada de secas 8%, que se distribuye en ligeras precipitaciones conocidas como nortes (CONANP, 2006; INEGI, 2014).

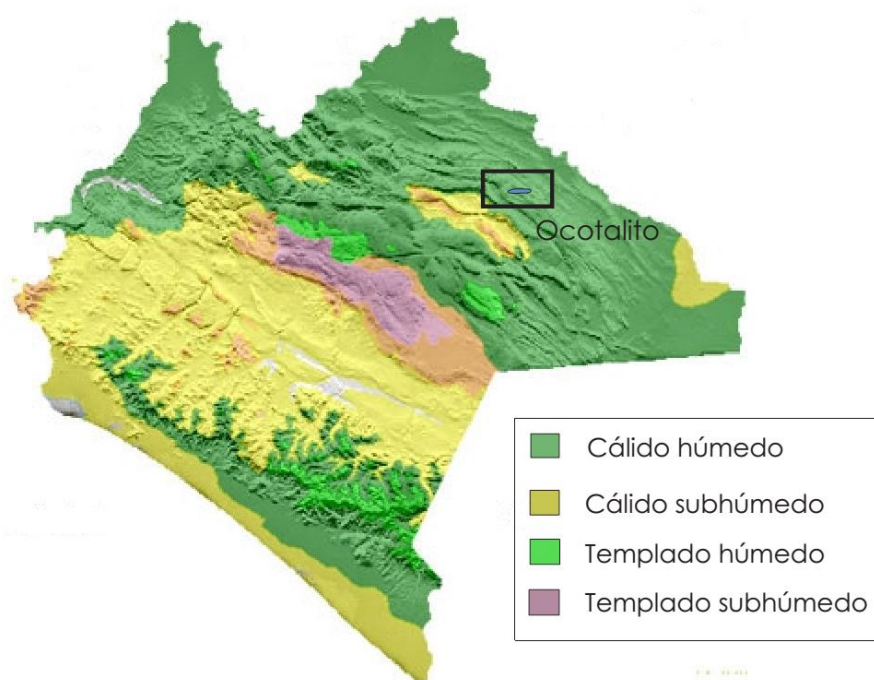


Figura 5 Mapa de climas del estado de Chiapas. Elaborado con base en INEGI. Carta de Climas 1:1 000 000.

En éste estudio se realizaron comparaciones de firmas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$; para hacer comparaciones del régimen de precipitación (E/P) de un gradiente altitudinal, con $\delta^{18}\text{O}$ de valvas de ostrácodos, es fundamental conocer las características regionales y locales de distribución de las lluvias en el sur de México y Centro América (Pérez *et al.* 2011, Fig. 4).

Algunas de las características más relevantes de los lagos kársticos comparados son:

- **Lago Petén Itzá (norte de Guatemala).** Es el segundo lago más grande de Guatemala y sus afluentes de entrada son los ríos Ixlú y río Ixpop, ubicado en el departamento del Petén a 16°55'N, 89°50'O; la profundidad máxima 160m, 110 msnm, con una extensión de 1,042 Km². Se ha reportado una edad máxima del lago ~200,000 AP (Mueller *et al.* 2010; Hodell *et al.* 2008) lo que lo convierte en uno de los pocos lagos más antiguos de la región tropical.
- **Aguada Xcaamal.** (Península de Yucatán). Cenote en el municipio de Abalá ubicado a 20°36.6'N, 89°42.9'O, en los registros paleoclimáticos se han reportado eventos climáticos relacionados con la sequía maya y Pequeña Edad del Hielo. (Hodell *et al.* 2005)
- **Lago Chichancanab** (Quintana Roo). Ubicado en el municipio José María Morelos a 19°53.0'N, 88°46.0'W posee 30 Km² de superficie se encuentra a una altitud de 90msnm, tiene 100m de profundidad y afluentes subterráneos del Cenote de Sacalá. Pose un registro importante del Holoceno (~9,000 AP), re han reportado el periodo clásico y la sequía maya (Hodell *et al.* 1995).
- **Lago Punta Laguna** (Yucatan,). Ubicado en la antigua carretera que va de Nuevo Xcan a Tulum, a unos 20 km al oeste de la zona arqueológica de Cobá a 20.63°N, 87.5°W, periodo del registro 3,500 AP (Curtis *et al.* 1996).

7. Metodología

Este estudio trata de enfatizar las ventajas de realizar estudios con múltiples indicadores (biológicos y no biológicos). Ya que cada indicador posee un desempeño diferente para su interpretación, obteniendo un análisis más completo y fiable (Fig. 6).

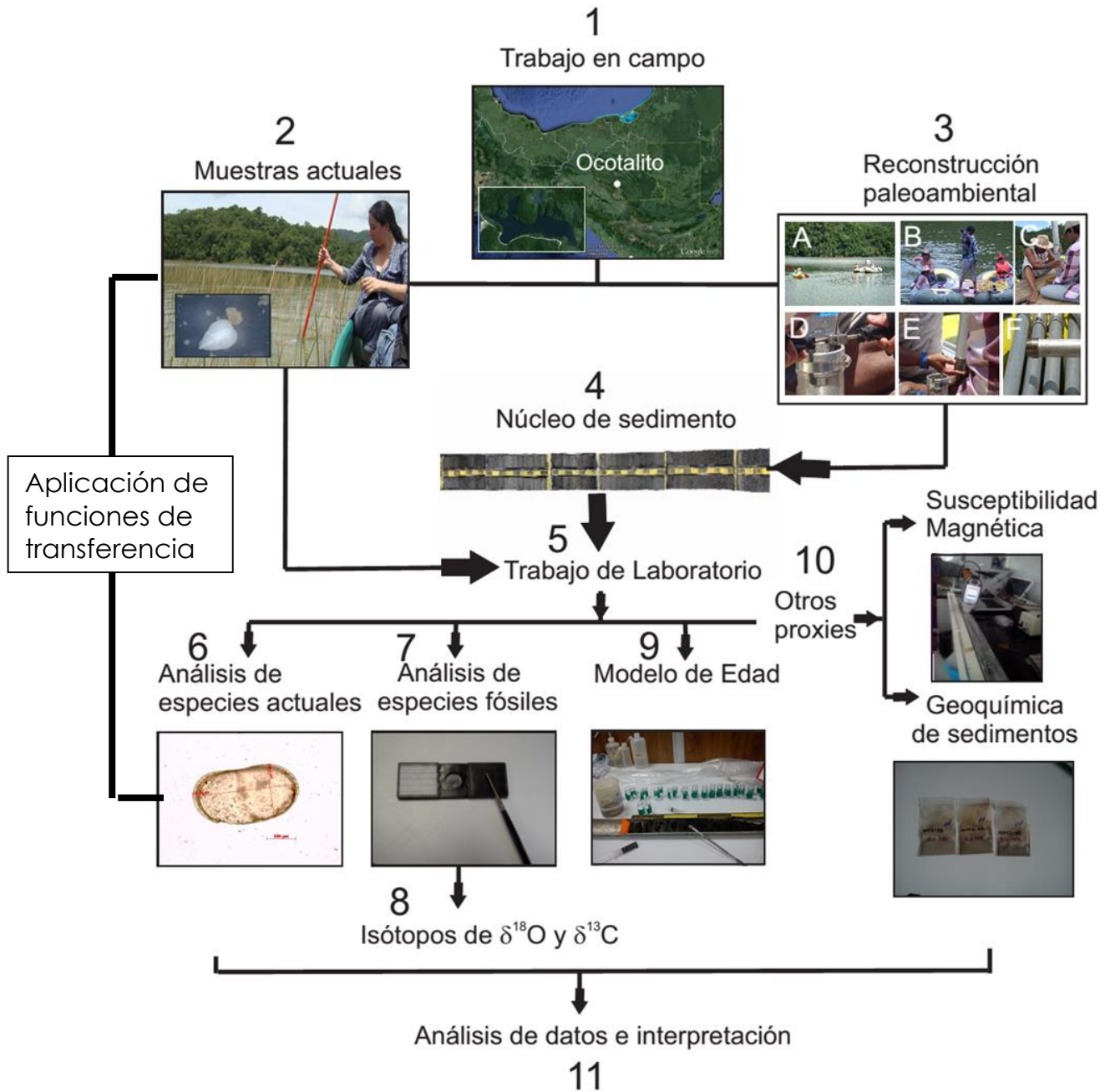


Figura 6. Resumen de la metodología usada en éste trabajo

7.1 Trabajo en campo

Ostrácodos modernos. De dos zonas litorales distintas se colectaron muestras de ostrácodos, la zona A (23m) y zona B (7m), con una red con luz de malla de 125cm. Y se extrajeron sedimentos de ambas zonas utilizando una draga Ekman. Las muestras obtenidas se fijaron con etanol al 96% y posteriormente se refrigeraron.

Ostrácodos fósiles. En Julio del 2012, se recuperó una secuencia sedimentaria de 5.39m de longitud de la zona A. La perforación se realizó con una sonda Livingstone modificada (Wright, 1967) la cual consta de varios tubos de aluminio de 8cm de diámetro y de 1m de largo, su principal mecanismo se basa en la extracción de sedimento con un tubo perforador y un pistón.

La obtención de testigos va en relación al número de tubos perforadores introducidos, y a la profundidad de la columna de agua. Finalmente al extraerse los tubos con sedimento se sellaron y se analizaron en el laboratorio de Paleoecología y Paleoambientes, del Departamento de Paleontología, del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. El núcleo se dividió longitudinalmente, una mitad fue conservada como testigo y la otra se fotografió, describió litológicamente, y se dató con ^{14}C , además del análisis biológico, multielemental, y de susceptibilidad magnética (SM). Éstos últimos realizados por el M en C. Juan Felipe Franco-Gaviria.

Se realizó un segundo viaje al área de estudio (Julio del 2013) y se obtuvieron datos limnológicos con una sonda multiparamétrica Hydrolab Quanta que mide variables *in situ* (oxígeno disuelto, pH, conductividad eléctrica, temperatura, profundidad y turbidez) se obtuvieron datos físicos y químicos cada metro en la columna de agua y se tomaron muestras en botellas para el análisis de la composición de iones mayores (CO_3 , HCO_3 , Cl,

SO₄²⁻, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺) y nutrientes en cada sitio de muestreo; la transparencia del agua se midió con un disco de Secchi y con un profundímetro, se obtuvieron datos de profundidad. Los análisis de las muestras se realizaron en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM. También se tomaron muestras para el análisis isotópico de δ¹⁸O, δ¹³C, y el Carbono Inorgánico Disuelto (CID) que se analizaron en el laboratorio de Paleolimnología de Geofísica, UNAM.

7.2 Trabajo de laboratorio

De las muestras de litoral (2) y dragas (1) preservadas en refrigeración, se extrajeron 10 ml para tamizarlas (malla de 53 micras de abertura) con agua destilada. Las muestras se colocaron en cajas Petri para observar al microscopio estereoscópico (Carl Zeiss Stemi 2000-C) a diferentes aumentos (>1.6x). Con un pincel fino (10/0) se extrajeron y contabilizaron todas las valvas y caparazones (con partes blandas o vacíos, intactos y rotos) de adultos y juveniles.

Los organismos adultos completos con partes blandas se colocaron en tubos Eppendorf con etanol al 96% y se preservaron en refrigeración a 5°C, para disección e identificación de acuerdo con Meisch (2000).

De cada tramo de la secuencia sedimentaria se submuestreó un 1g de sedimento cada 8cm, ésta muestra se tamizó para eliminar arcillas y limos, de los ostrácodos fósiles extraídos se contaron adultos y juveniles, rotos e intactos y se colocaron en microplacas paleontológicas para su almacenamiento en el Departamento de Paleontología del Instituto de Geología, UNAM, México.

La identificación taxonómica de las especies de ostrácodos se realizó con base en Ahyong *et al.* 2011 (Tabla 2). La identificación fósil se basó en características como la morfología del caparazón, tamaño, forma,

ornamentación, cicatrices musculares y charnelas; para los ostrácodos actuales se realizaron disecciones de las especies para observar los apéndices, así como las valvas.

7.2.1 Análisis de isótopos estables de valvas de ostrácodos

Se obtuvieron valvas y caparazones (15 a 20) de *Cytheridella ilosvayi*, la especie más abundante en todo el registro sedimentario, cada muestra con un peso total de 500 mg. Se realizó una técnica de limpieza de acuerdo con Curtis (2013 com. personal), que consistió en sumergir las valvas en H₂O₂ al 15% durante 15 minutos, posteriormente se enjuaga con agua destilada, y posteriormente se hace otro segundo enjuague con metanol, finalmente las valvas se dejan secar al horno a 50°C durante 12hr en cajas Petri de vidrio, previamente identificadas. Las muestras se almacenaron en placas micropaléntológicas y se enviaron al del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Florida, E.U. donde se analizaron los isótopos estables. La metodología utilizada se encuentra en Curtis *et al.* (1998) y se resume de la siguiente manera:

Las submuestras de ostrácodos se trituran en un recipiente de acero con una varilla de vidrio e inmersas en metanol. Se dejan secar durante una noche y se cargan en el carrusel del espectrómetro de masas. Todas las muestras de carbonato para el análisis isotópico se hicieron reaccionar en un baño de ácido orto-fosfórico al 100% (gravedad específica= 1.92) a 90°C usando un sistema de preparación de VG Isocarb. Las relaciones isotópicas de gas CO₂ purificado se midieron en línea por un espectrómetro de masas de triple recolector VG/Micromass Prism II y un FinniganMAT Delta Plus XL.

Las diferencias isotópicas se miden con la espectrometría de masas y una manera de expresar la composición isotópica de una muestra es mediante la unidad específica δ , que se define como:

$$\delta x = 1000 \left(\frac{Rx - Rstd}{Rstd} \right) \text{‰ (en tantos por mil)}$$

Donde Rx es la relación molar entre el isótopo pesado y el ligero en la muestra y Rstd en la referencia o patrón (Durazzi, 1964).

7.2.2 Geoquímica y susceptibilidad magnética (χ) de sedimentos (datos previos)

El análisis se realizó en el laboratorio de paleoambientes del Instituto de Geofísica de la UNAM. Ambos análisis fueron realizados por el M. en C. Juan Felipe Franco-Gaviria.

7.2.3 Modelo cronológico

En este estudio se aplicó el método de ^{14}C AMS, utilizando dos muestras de extractos de polen y dos de material carbonizado, de diferentes centímetros y tramos del núcleo. La extracción de polen y material carbonizado se realizó en el Departamento de Palinología del Instituto de Geología. El material obtenido fue enviado para su fechamiento, al Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory de la Universidad de Florida, E.E.U.U.

Las fechas se calibraron de acuerdo a las curvas de calibración "Fairbanks 0107", que se basa en una conversión de años de radiocarbono en años calendario antes del presente (AP) (Fairbanks *et al.* 2005). La relación edad/profundidad se determinó por la interpolación entre pares de fechas. A partir de las edades calculadas se estimó una tasa de sedimentación (ts), el cálculo se efectuó con la siguiente ecuación:

$$ts = (\text{profundidad a} - \text{profundidad b}) / (\text{edad 1} - \text{edad 2})$$

7.3 Análisis de datos y elaboración de figuras

Se realizó un diagrama de abundancias de ostrácodos (Fig. 9), en el software C2. Las barras negras muestran la abundancia de adultos y las barras blancas la abundancia de juveniles de cada especie, éstas indicadas con su respectiva clave (CIL-*Cytheridella ilosvayi*, PSE- *Pseudocandona* sp. COK- *Cypridospsis okeechobei*, DST- *Darwinula stevensoni* HPU-*Heterocypris punctata*, con el programa Grapher™ 9 Copyright © 2014 Golden Software Inc. Algunos permiten el análisis y visualización de datos ecológicos y paleoecológicos y el desarrollo de las funciones de transferencia (Juggins, 2007; Pérez, 2010a).

7.3.1 Análisis de componentes principales (ACP)

Uno de los análisis estadísticos con ostrácodos para paleoreconstrucciones es el Análisis de Componentes principales (PCA) (Danielopol, 2008). El ACP reduce el número de variables y realiza un nuevo conjunto de datos "componentes principales", el objetivo radica en la interpretación de los factores deducidos al observar la relación entre éstos. Se determinaron las relaciones entre variables de la composición química del agua; con el software estadístico R Project (R Core Team 2013) se establecieron correlaciones entre las variables geoquímicas más representativas y con mayor resolución durante todo el registro (Sr, Fe, Ti, Ca), y la abundancia de *Cytheridella ilosvayi*.

Los gráficos del PCA describen las relaciones entre las variables involucradas en un plano de correlación, y las distancias entre muestras (plano de distancias). En el plano de correlación, cada variable aparece asociada a un vector, cuya magnitud representa su importancia relativa en términos de la variabilidad representada por la ordenación. El ángulo entre vectores muestra la asociación entre variables.

En el plano de distancias de edades, se calcula la distancia euclidiana entre cada muestra. Muestras de corta distancia entre sí presentan un patrón similar dado por las variables, y muestras distanciadas reflejan diferencias en las variables (Legendre & Legendre 1998).

7.3.2 Aplicación de funciones de transferencia

Al comparar la composición de especies de ostrácodos y características limnológicas de lago Ocotulito con estudios previos en esta región se destaca la similitud con los lagos de la Península de Yucatán y lago Petén Itzá en las tierras bajas del norte de Guatemala.

Se utilizó una función de transferencia de un set de calibración de 63 lagos de la Península de Yucatán y Guatemala para reconstruir la conductividad (Pérez *et al.* 2011) y niveles del lago (Pérez *et al.* en preparación), utilizando un promedio ponderado de regresión de mínimos cuadrados parciales (WA-PLS por sus siglas en inglés).

El modelo WA-PLS aplicado a las comunidades fósiles de ostrácodos depositadas durante el Holoceno para la predicción de la conductividad (Pérez *et al.* 2011) se basó en dos componentes y mostró un alto valor para el coeficiente de determinación ($r^2_{\text{jack}}=0.78$) y un bajo error medio cuadrático de predicción (RMSEP=162), mientras que el modelo para la inferencia del nivel del lago se basó en dos componentes, mostrando un r^2_{jack} de 0.89 y un RMSEP de 10.24. Se graficó utilizando el programa Grapher™ 9 Copyright.

8. RESULTADOS

8.1 Características limnológicas del lago Ocotitalito

Los muestreos actuales incluyen una zona A (23m) y una zona B (7m) (Tabla 6 y Fig. 7).

Tabla 6 Principales características morfométricas y limnológicas del lago Ocotitalito de la zona A y B en superficie y fondo (franjas grises) (datos reportados 2013). Concentraciones de aniones y cationes dados en (meq/L).

Características morfométricas y limnológicas							
Variables Físicas		Variables Químicas					
Longitud	16.9°			Zona A		Zona B	
				Superficie	Fondo	Superficie	Fondo
Latitud	91.6°						
Altitud	920 m	Aniones	HCO ₃ ⁻ (meq/L)	2.66	0.38	2.99	2.90
Área total	4.7 ha		SO ₄ (meq/L)	0.03	0.06	0.03	0.06
Profundidad media	0.5 m		Cl ⁻ (meq/L)	0.05	0.06	0.05	0.05
Profundidad máxima	23 m	Cationes	K ⁺ (meq/L)	0.01	0.02	0.02	0.26
Transparencia del agua	2.0 m		Na ⁺ (meq/L)	0.01	0.01	0.01	0.01
Estado trófico del lago	meso-eutrófico		Ca ²⁺ (meq/L)	1.26	1.98	1.42	1.42
Termoclina	5 -10 m		Mg ²⁺ (meq/L)	1.78	2.02	1.74	1.66
Temperatura media anual	25.4° C	Nutrientes	NH ₄ mg/L	0.23	4.94	0.23	0.35
Precipitación media anual	1888.5 mm		NO ₂ mg/L	0.00	0.00	0.00	0.00
Humedad promedio anual	80%		N-NO ₃ mg/L	0.02	0.05	0.02	0.05

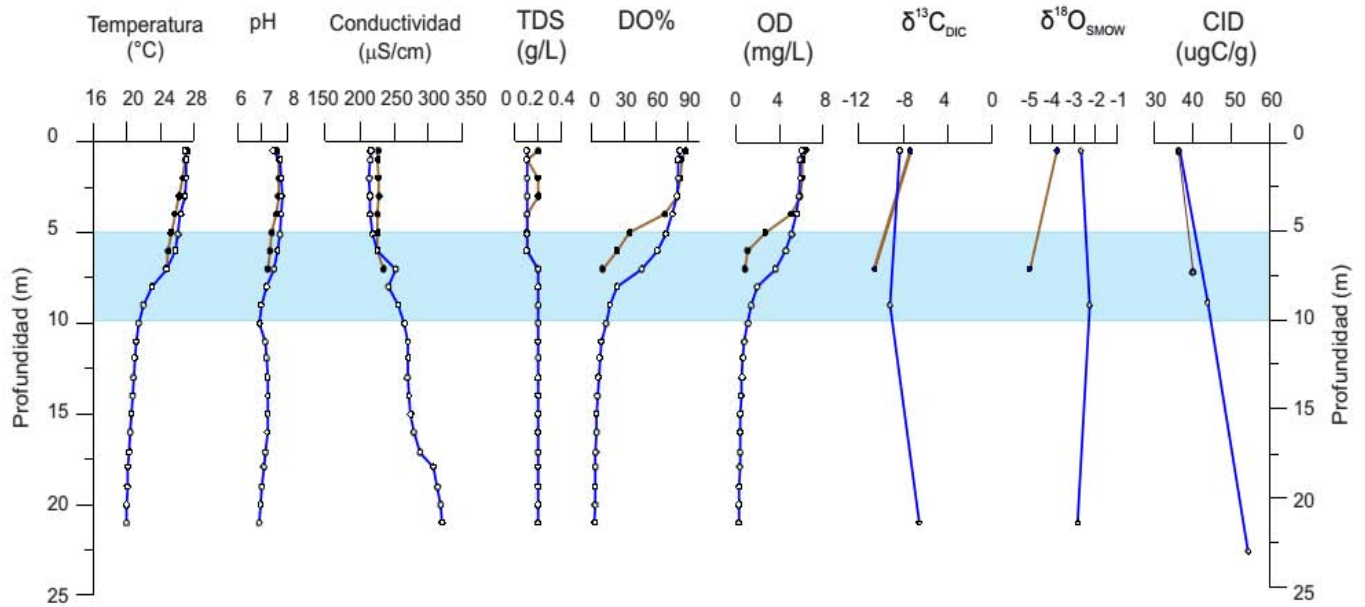


Figura 7. Perfiles verticales de las variables físicas y químicas de la columna de agua del lago Ocotalito, Chiapas (Julio del 2013). Los gráficos en color azul corresponden a la zona A y en café la zona P; la barra azul horizontal indica la ubicación de la termoclina de los 5-10 m.

Se observó similitud en las tendencias de las variables en ambas zonas del lago, excepto por las concentraciones de isótopos estables, que son menores en la zona B. Las concentraciones medidas de $\delta^{13}\text{C}$ fueron más negativas que las concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$, en ambas zonas.

Durante los muestreos (mes de Julio-época de lluvias) el lago se presentó estratificado, y un gradiente de temperatura entre el epilimnion (primeros 5m) e hipolimnion (>10m) (Fig. 7). Debido a las características de estratificación del lago Ocotalito, es probablemente que sea monomíctico cálido, así como se ha visto para otros lagos tropicales (Margalef, 1983; Pérez *et al.* 2011).

El lago Ocotalito podría considerarse como meso-eutrófico según los criterios de la OCDE (1982) y Carlson *et al.* (1977), debido a que los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ son altos, la claridad de agua (Secchi 2m), posee plantas acuáticas y la concentración de clorofila 8.3 mg/m^3 .

8.2 Modelo de edad y litofacias

El control cronológico de la secuencia sedimentaria se basa en 4 fechas de ^{14}C AMS, obtenidas a partir de material carbonizado y polen del sedimento (Tabla 7).

Tabla 7 Fechas de radiocarbono calibradas con las curvas del programa "Fairbanks 0107" y tasa de sedimentación del núcleo Ocot-12-II del lago Ocotitalito.

Profundidad (cm)	Clave	Edad ^{14}C - AMS	Error	Edad calibrada (años cal AP)	Tasa de sedimentación (mm/año)
81.3	Beta-372422	3230	+/- 30	3441	0.24
251.5	Beta-372422	6380	+/- 30	7302	0.43
351.1	Beta-345042	7340	+/- 40	8067	1.30
540	Beta-335994	8470	+/- 40	9485	1.33

El perfil sedimentario está compuesto por sedimentos de tamaño arcilla limosa hasta arenas finas y medias, frecuentemente en intercalación (Fig. 8).

Unidad IV (540-400 cm; ~9,540-8,400 años AP): conforma la parte basal del perfil y se compone de limo-arcillas; ésta primera subunidad presenta una intersección de un horizonte de limo- arena con presencia de ostrácodos.

Unidad III (400-312 cm; ~8,400-7,800 años AP): Conformada mayoritariamente por limo masivo oscuro y una subunidad de limo arena con presencia de carbonatos y presencia de ostrácodos.

Unidad II (312-125 cm; 7,800-4,400 cal AP): Compuesta principalmente por limo masivo dos horizontes de limo arena con abundancia de ostrácodos.

Unidad I (<125; 4,400-200 cal AD): Consiste esencialmente de limo masivo con materia orgánica y presenta unos horizontes (bandas claras) de limo con carbonatos; baja abundancia de ostrácodos.

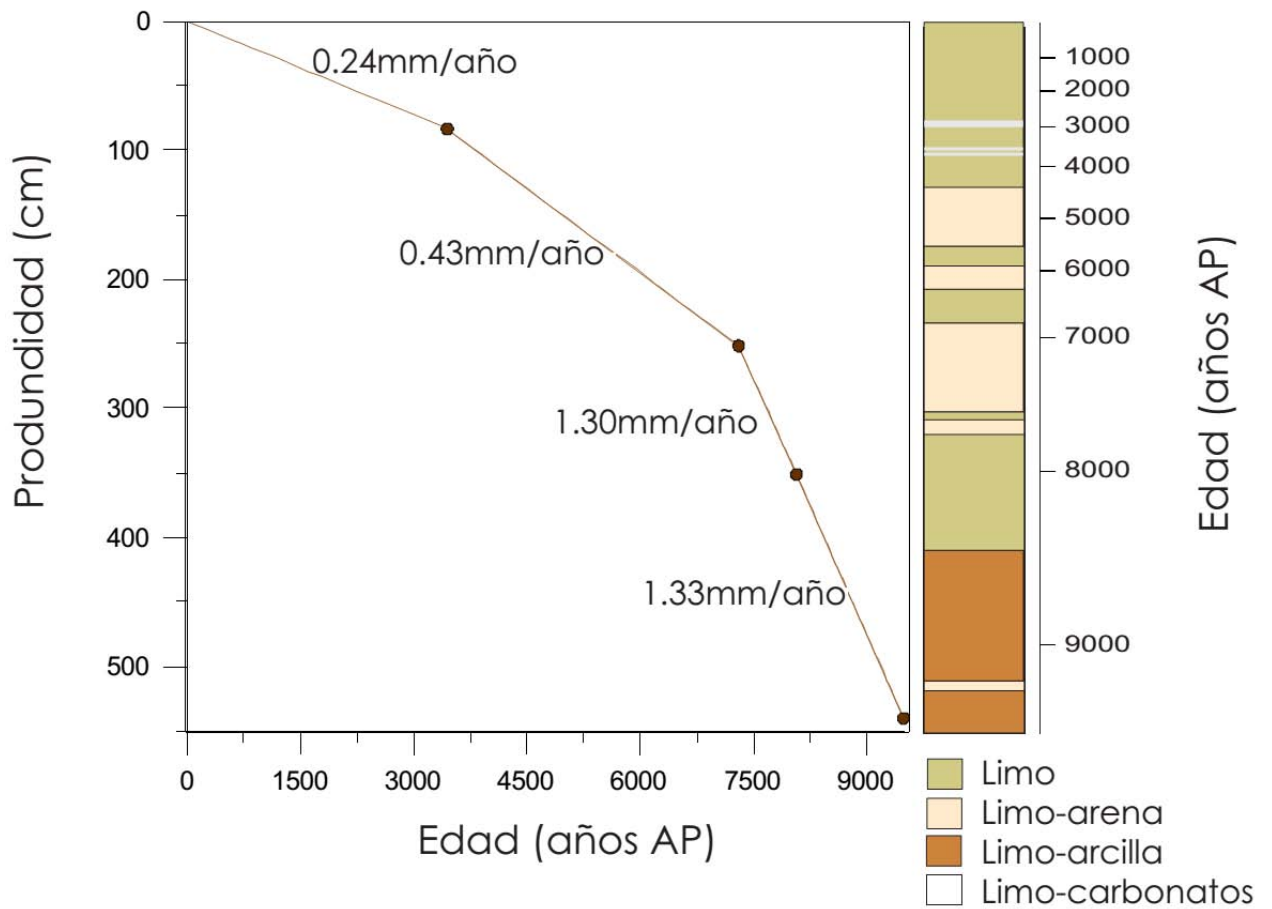


Figura 8 Modelo de edad, tasas de sedimentación y litofacies del núcleo sedimentario Ocot-12-II.

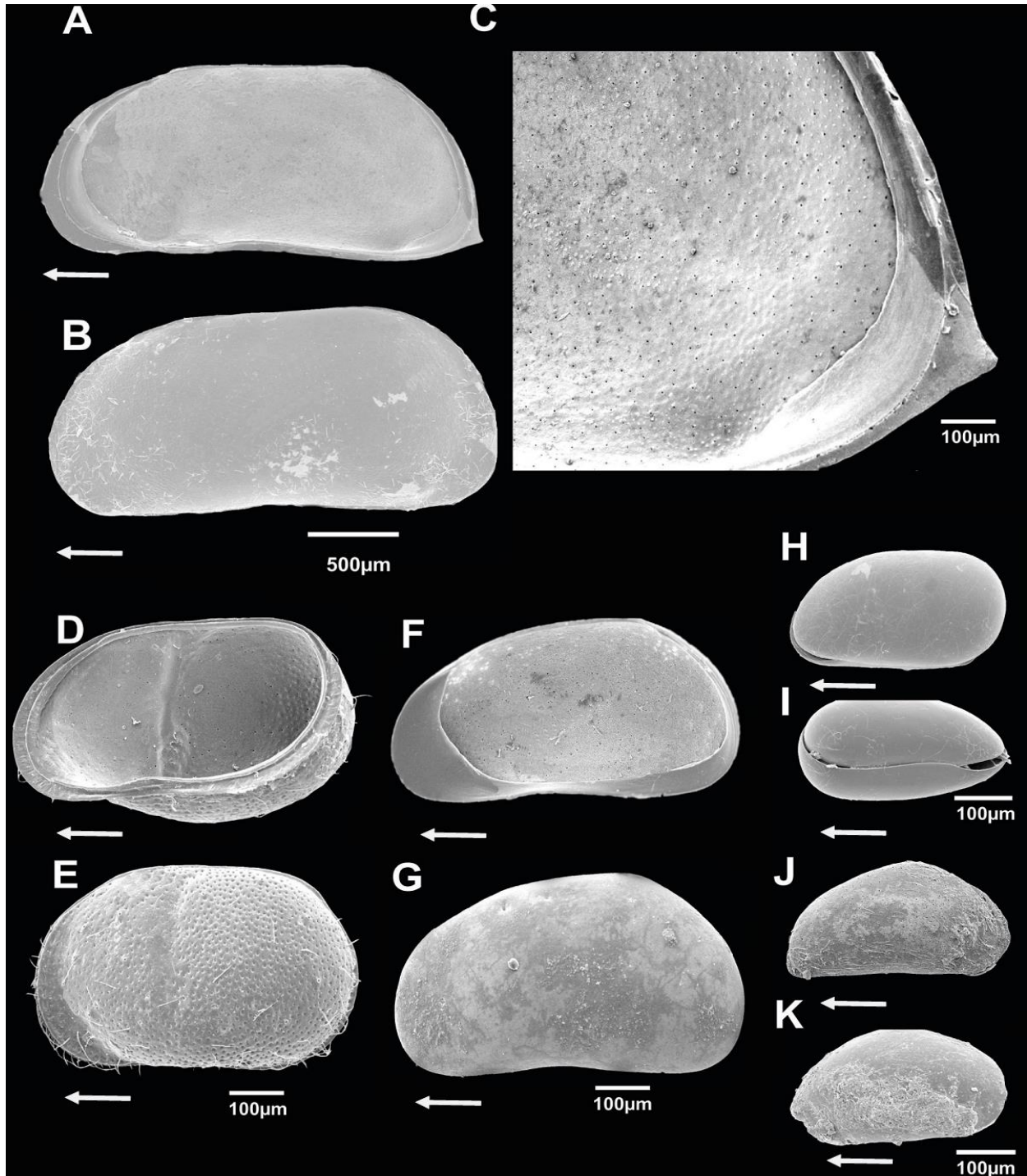
8.3 Fauna actual y fósil de ostrácodos del lago Ocotulito

En las muestras actuales de litoral y draga de la zona B no se encontró evidencia de ostrácodos. Para la zona A, se determinó un total de cinco especies actuales y seis especies de ostrácodos fósiles de la secuencia sedimentaria. Las especies fueron: *Cytheridella ilosvayi*, *Cypridopsis okeechobei*, *Darwinula stevensoni*, *Heterocypris punctata*, *Pseudocandona* sp., *Potamocypris* sp. y *Chlamydotheca* sp. (Tabla 8 y Lámina 1).

De las 60 muestras procesadas del núcleo Ocot 12-II, únicamente 32 presentaron ostrácodos (con valvas y/o restos de valvas), es decir, el 53.33%; con una abundancia variable en durante el Holoceno. Algunos horizontes de la secuencia no presentaron fauna fósil o bien presentaban una proporción considerable de valvas fragmentadas.

Tabla 8 Fauna y abundancia de ostrácodos de muestras actuales (litoral y draga 10ml) y fósiles (v/g), T=total. *Los resultados se muestran en valvas totales.

Especie	Actuales						Fósiles		
	Litoral			Draga			Adultos Total	Juveniles Total	T
	Adultos Total	Juveniles Total	T	Adultos Total	Juveniles Total	T			
<i>Cytheridella ilosvayi</i>	26	59	85	20	13	33	473	7,686	8,159
<i>Darwinula stevensoni</i>	32	19	51	3	-	3	6	12	18
<i>Pseudocandona</i> sp.	12	-	12	2	-	2	20	94	114
<i>Heterocypris punctata</i>	-	-	-	-	-	-	7	-	7
<i>Cypridopsis okeechobei</i>	-	-	-	-	-	-	6	176	182
<i>Potamocypris</i> sp.	13	12	25	-	-	-	17	71	88
<i>Chlamydotheca</i> sp.	2	-	2	-	-	-	-	-	-



Lamina 1 Las flechas debajo de las valvas de ostrácodos indican la cara anterior o posterior. *Chlamydotheca* sp. (A) VD, vista interna; (B) VI, vista externa; (C) VD, vista interna posterior; (D) *Cytheridella ilosvayi* VD, vista interna; (E) VI, vista externa; (F) *Pseudocandona* sp. VD, vista interna; (G) VI, vista externa; (H.) *Darwinula stevensoni* Cl, vista externa; (I) CD, vista lateral; (J) *Potamocypris* sp. CD, vista externa; (K) CI, vista interna. VD- valva derecha, VI- valva izquierda, CD-caparazón derecho, CI-caparazón izquierdo

La secuencia sedimentaria se dividió en 4 biozonas con base en los cambios en abundancias de valvas de adultos y juveniles, valvas intactas y rotas. Y las especies encontradas en éste estudio se abrevian con una clave, para facilitar la referencia de la especie (ej. *Cytheridella ilosvayi* -CIL), donde se utiliza la letra inicial del nombre genérico y las dos segundas letras del nombre específico, para los organismos que sólo se identificó a género se ponen las tres primeras letras del nombre genérico (Pérez *et al.* 2008,2010a, Tabla 9).

Tabla 9 Información general que incluye: clave (se usarán subsecuentemente en todo el trabajo), presencia/ausencia durante el Holoceno y actual de las especies de ostrácodos del lago Ocotolito (modificado de Pérez, 2008,2010).

Especie	Clave	Holoceno			Actual
		Tardío	Medio	Temprano	
<i>Cytheridella ilosvayi</i>	CIL	X	X	X	X
<i>Darwinula stevensoni</i>	DST		X	X	X
<i>Pseudocandona sp.</i>	PSE	X	X		X
<i>Heterocypris punctata</i>	HPU		X		
<i>Cypridopsis okeechobei</i>	COK		X	X	
<i>Potamocypris sp.</i>	POT		X	X	X
<i>Chlamydotheca sp.</i>	CCA				X

Las características principales de los datos de abundancia absoluta (el total de especies, adultos y juveniles están sumados) en la secuencia sedimentaria fueron:

1. En ~9,540-7,700 años AP (biozona IV) se identificaron seis especies que habitaron en el lago CIL, PSE, DST, COK, HPU y POT.
Se contabilizaron un total de 1,881 valvas de las cuales 1,184 valvas intactas y un total de 697 valvas rotas de las seis especies.
2. Durante ~7,600-6,800 años AP (biozona III) las especies que habitaron fueron CIL y POT con un total de 1,067 valvas, de las cuales 794 intactas y 318 rotas.
3. Alrededor de 6,800-3,800 años AP (biozona II) la comunidad de ostrácodos se conformó por CIL, PSE, DST, COK, POT y HPU. Se obtuvo un total de 2,699 valvas entre las seis especies, la menos dominante HPU (4 valvas); se registró un total de 2,138 valvas intactas y un total de 548 valvas rotas entre todas las especies.
4. En ~3,900 años AP al presente (biozona I) se caracterizó por la disminución de abundancia y en algunos casos ausencia de ostrácodos. En 2,500 años AP donde sólo habitó la especie CIL, con un total de 52 valvas intactas y 17 valvas rotas. Y en ~1,600- 200 años, habitó la especie CIL, con un total de 55 valvas intactas y 17 valvas rotas y PSE con 3 valvas intactas. En total la zona presentó 240 valvas totales y 175 intactas y 67 rotas.

En casi todos los horizontes sedimentarios y en la mayoría de las especies dominaron valvas de juveniles (90%), excepto HPU que únicamente se encontraron valvas de adultos.

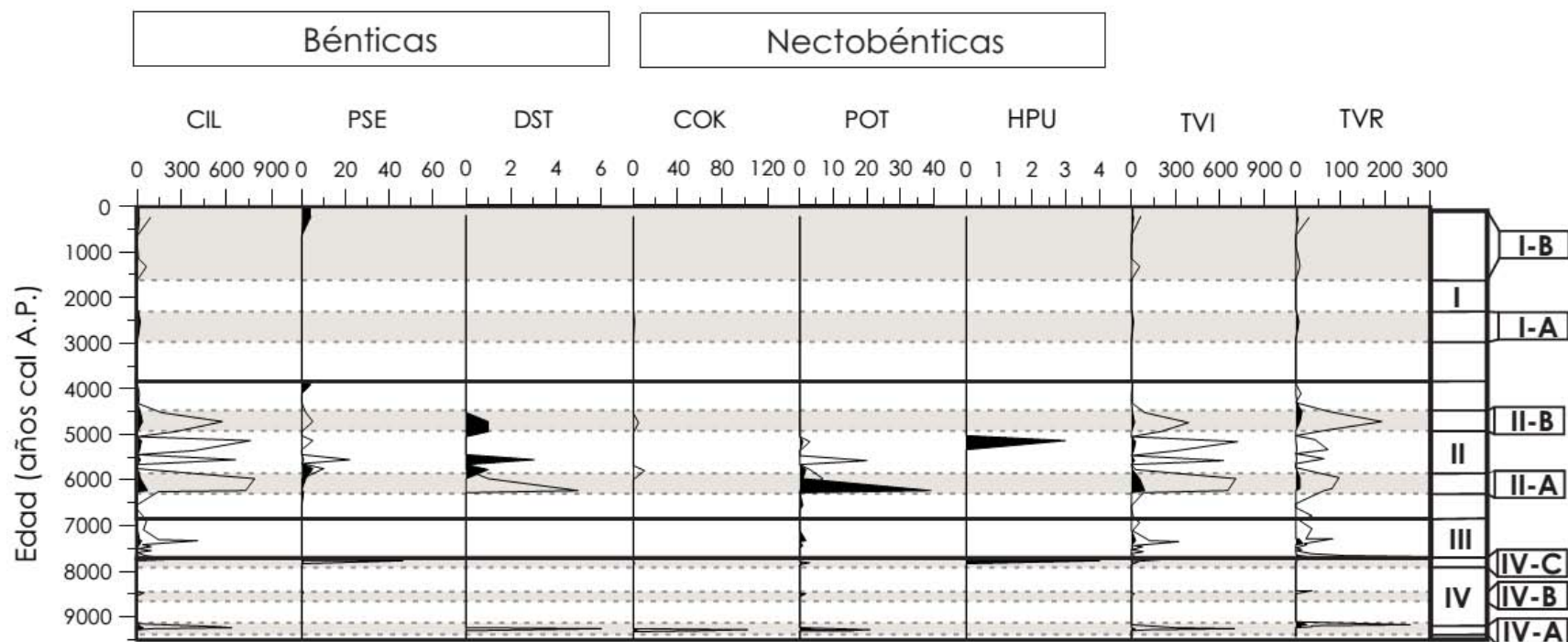


Figura 9. Diagrama de abundancias absolutas (v/g) de ostrácodos fósiles y edad (años cal. AP) de la secuencia sedimentaria del lago Ocotálito. Los gráficos en color negro indican la abundancia de adultos y los gráficos sin color la abundancia de juveniles, se contabilizó el total de valvas intactas (TVI) y el total de valvas rotas (TVR); las especies se encuentran divididas en bénticas (CIL – *C. ilosvayi*, PSE – *Pseudocandona* sp., DST – *D. stvensoni* y las nectobénticas (COK – *C. okeechobei*, POT – *Potamocypris* sp., HPU – *H. punctata*). La zonación (franja gris) señala períodos menos húmedos inferidos de acuerdo a los indicadores utilizados.

8.4 Isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en valvas de *Cytheridella ilosvayi*

La especie *Cytheridella ilosvayi* fue la más abundante, por tanto se recuperó la firma isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en valvas de individuos adultos de esta especie (Fig. 10).

En ~9,200 a 7,800 AP, biozona IV.- el valor de $\delta^{18}\text{O}$ fluctuó de -2.2 a -4.6‰, con una tendencia de mayor a menor humedad y los de $\delta^{13}\text{C}$ -4.5 a 7.2‰, sugiere un ambiente productivo.

Alrededor de 7,700 a 6,800 AP, la biozona III.- $\delta^{18}\text{O}$ fluctuó de -3.2 a -4.2‰, la tendencia sugiere un cambio abrupto de menor a mayor humedad y $\delta^{13}\text{C}$ presentó mayores fluctuaciones desde -6.6 a -8.7‰, éste último el valor máximo negativo, indicando un descenso en la productividad.

En ~3,900 a 3,800 AP, biozona II (altamente fluctuante).- $\delta^{18}\text{O}$ osciló de -3.2 a -4.2‰, las condiciones en general son humedad pero hay dos eventos de menor humedad (franjitas grises) y $\delta^{13}\text{C}$ -6.6 a 8.7‰, el ambiente altamente productivo.

Finalmente ~2,700 años al presente, biozona I.- el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de osciló de -5.2 a 3.8‰, indicando condiciones húmedas y de $\delta^{13}\text{C}$ fue -5.5 a -3.5‰, con una tendencia de mayor productividad.

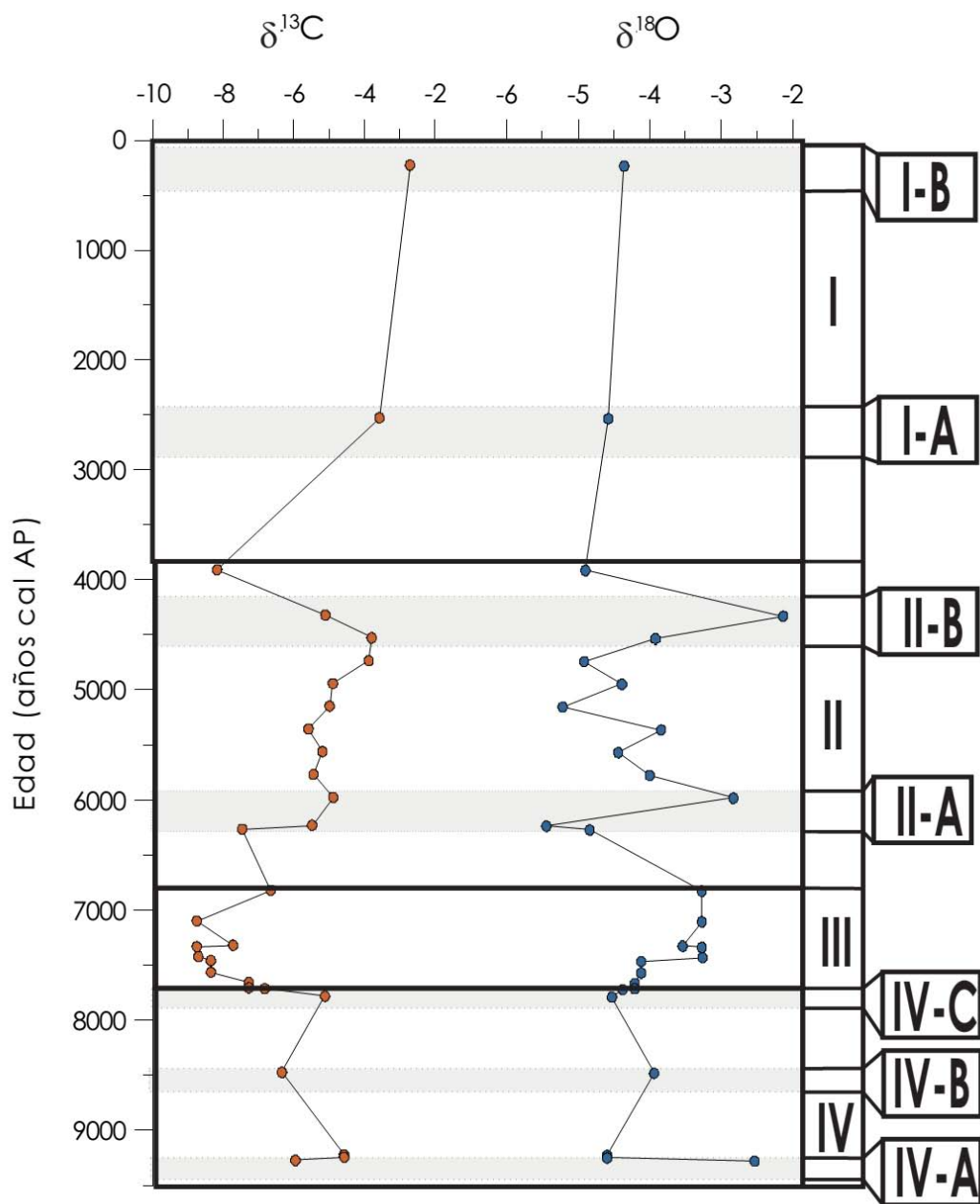


Figura 10 Distribución cronológica (en años AP) de la firma isotópica de valvas de *Cytheridella ilosvayi*; isótopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (color café) e isótopos $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (color azul).

Los isótopos de la especie CIL del lago Ocotitalito representa la región suroeste de México, los lagos X'caamal, Chichancanab y Punta Laguna la

región sureste de México y el Lago Petén Itzá la región del norte de Guatemala. En términos de la temporalidad los registros de Petén Itzá y Chichancanab poseen un mayor registro comparable con Ocotitalito.

Para ver las tendencias de los cambios isotópicos, se calcularon promedios, valores máximos y mínimos, de cada lago (Tabla 10 y Fig. 11).

Tabla 10 Firmas isotópicas de valvas de ostrácodos de las especie *C. ilosvayi* del lago Punta Laguna y lago Petén Itzá, *Physocypria* sp., *Cyprinotus* sp. del lago Chichancanab, *D. stevensoni* de Aguada X'caamal. Datos de promedios, valores máximos (Vmax) valores mínimos (Vmin) y las edades de $\delta^{18}\text{O}$ (azul) y $\delta^{13}\text{C}$ (café) del lago Ocotitalito, lagos de la Península de Yucatán y Guatemala. Los datos se obtuvieron de la base de datos de América central de NOAA (National Climatic Data Center).

http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleolim/paleolim_data.html

Lago	Media $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Vmax - Edad (‰)-AP	Vmin - Edad (‰)-AP	Media $\delta^{13}\text{C}$ (‰)-AP	Vmax - Edad (‰)-AP	Vmin - Edad (‰)-AP
Ocotitalito	-4.0	-2.1 (4,300)	-5.4 (6,200)	-6.1	-2.7 (220)	-8.7 (7,300)
Punta Laguna	-0.4	± 1.6 (1,368)	-3.1 (1,987)	-3.2	-0.3 (2,300)	-6.49 (1,885)
Aguada X'caamal	-2.2	± 0.4 (1,179)	-3.9 (3,662)	-5.5	-2.9 (1,542)	-7.6 (3,419)
Chichanca nab	2.0 PHY	± 4.2 - PHY (8,189)	± 0.8 PHY (3,227)	-2.2 PHY	-0.1 PHY (6,093)	-10.3 PHY (1,531)
	± 2.6 CYP	± 3.8 (1,005) CYP	± 1.3 CYP (1,428)	± 1.3 CYP	± 4.1 CYP (439)	-2.6 CYP (1,696)
Petén Itzá	± 1.0	± 2.5 (7,961)	± 0.1 (2,824)	-3.4	-1.4 (832)	-6.0 (7,811)

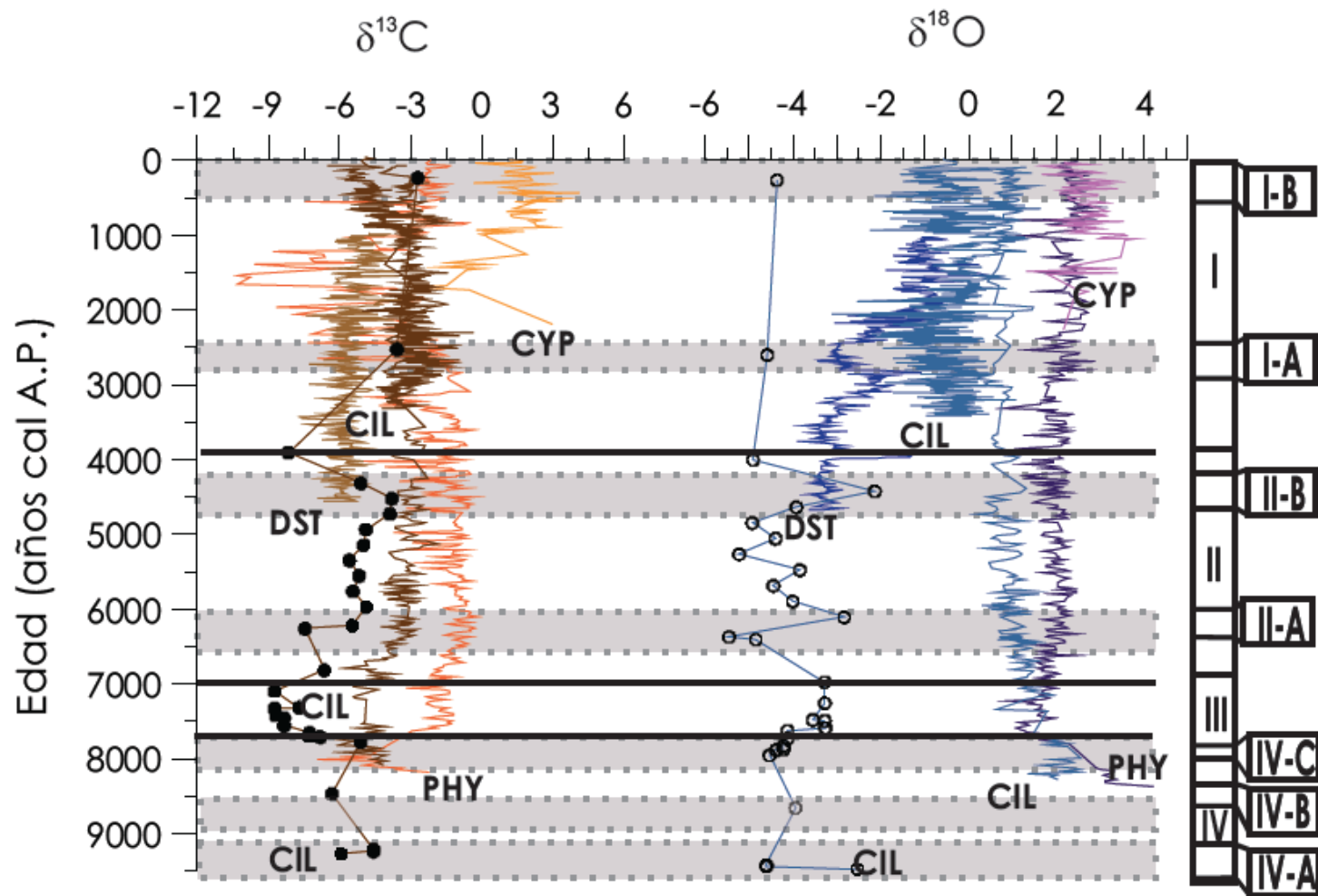


Figura 11 (A) Comparativo de firmas isotópicas provenientes de valvas de ostrácodos del sur de México y norte de centro América. A la derecha, el $\delta^{18}\text{O}$ de la especie CIL (azul) para los lagos Ocotálito, Petén Itzá y Punta Laguna la especie *D. Stevensoni* (azul marino) para Aguada Xcaamal, los géneros *Physocypria* sp. (morado) y *Cyprinotus* sp. (violeta) del lago Chichancanab. En la izquierda las firmas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ en color café para *C. ilosvayi*, café oscuro para *D. stevensoni* y anaranjado para *Physocypria* sp. y anaranjado claro para *Cyprinotus* sp.

8.5 Aplicación de funciones de transferencia para la reconstrucción de conductividad del agua y niveles del lago durante el Holoceno

Ambas variables presentan una relación inversamente proporcional, es decir cuando el nivel del lago aumenta la conductividad disminuye y cuando el nivel del lago disminuye la conductividad aumenta (Fig. 12).

En ~9,200 AP la biozona IV mostró una tendencia de la conductividad a aumentar de $780\mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$ a $1091.2\mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$, asociado a un descenso en el nivel del lago hasta el final de esta zona ~7,600 AP.

Posteriormente en la biozona III hay un cambio abrupto en el lago (+8.35m) y la conductividad fue de $780\mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$ manteniéndose relativamente estables hasta ~6,500 AP.

La biozona II, donde se presenta el máximo valor en $1352.3\mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$ y un incremento en el nivel del lago, que consecutivamente ~6,300 desciende (4.7m) y una menor conductividad $584\mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$.

En la biozona I no se observan variaciones considerables en el nivel del lago y conductividad, hasta ~1,100 AP donde se presenta una tendencia de un ligero aumento en el nivel del lago y descenso de la conductividad.

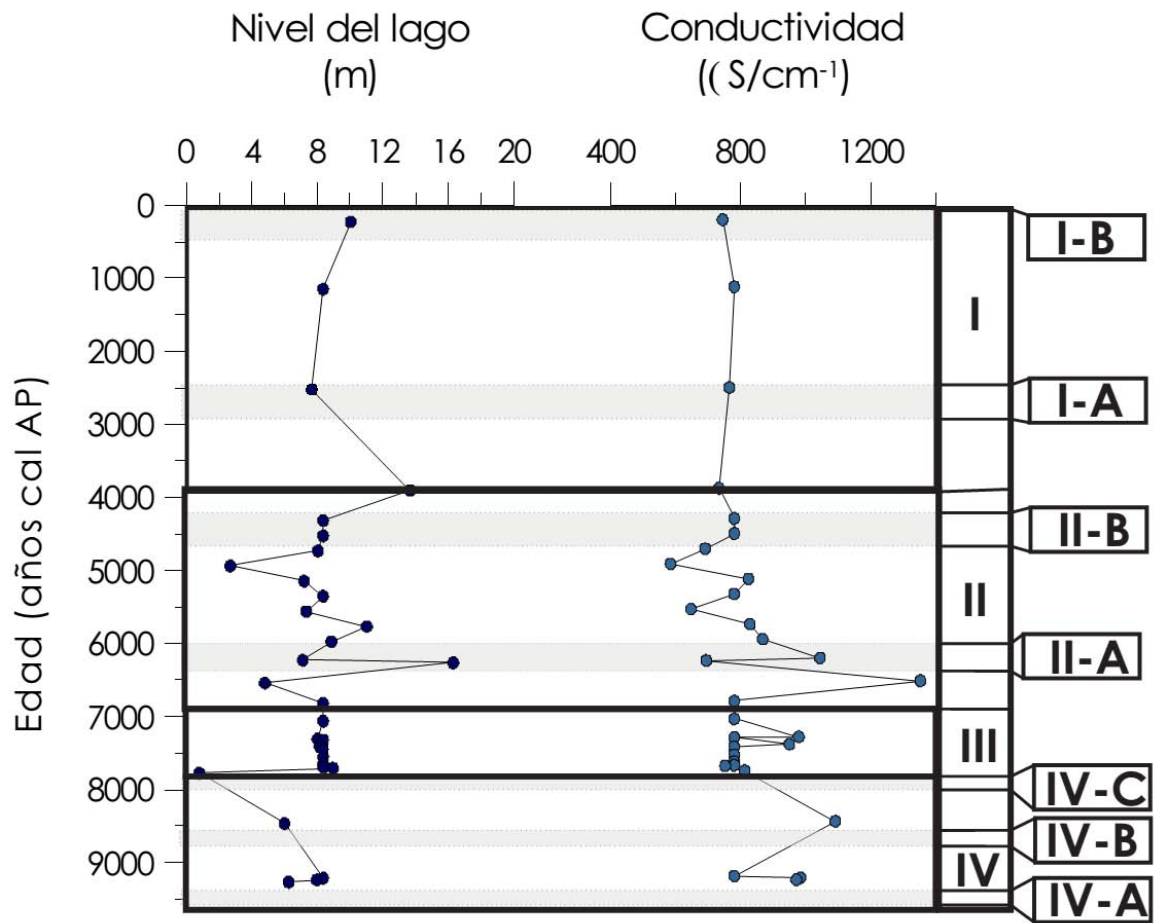


Figura 12 Plot de aplicación de funciones de transferencia del nivel del lago (Pérez *et al.* en preparación) y conductividad del agua (Pérez *et al.* 2011) para el lago Ocotulito durante el Holoceno.

8.6 Indicadores Geoquímicos

Para el análisis e interpretación de los resultados se seleccionaron los elementos (Fe, Ti, Ca y Sr), y susceptibilidad magnética del núcleo desde la porción basal hasta la parte superior del perfil, los cuales mostraron un registro con una alta variabilidad (Fig. 13). El análisis se realizó por el M. en C. Juan Felipe Franco-Gaviria dentro del proyecto de tesis "Dinámicas de la vegetación y el clima del Holoceno en la selva Lacandona, estado de Chiapas, México."

En todo el registro el Ti osciló entre 92 y 2,031 ppm, el Sr 3.3 a 83 ppm, el Ca de 0.02 a 1.5 % y el Fe de 0.1 a 1.9% y la susceptibilidad magnética osciló entre -3.84 y $16.25 \text{SI} \cdot 10^{-6}$.

De ~9,540 a 7,800 AP, el Sr presentó concentraciones relativamente bajas, con un promedio de 14.7 ppm y un valor máximo (Vmax) de 49.5 (~9,200); el Ti mostró sus máximas concentraciones en todo el registro con un promedio de 916.6 y un Vmax de 1990.7 ppm (~9,400 AP); El Ca presentó concentraciones muy bajas, con un promedio de 0.25% y un valor máximo (Vmax) de 1.3% (~9,200); El Fe también presentó concentraciones bajas, con un promedio de 0.4% y un valor máximo (Vmax) de 1.9% (~7,900).

Durante ~7,700 a 6,800 años AP, el Sr aumentó con promedio 34.1 ppm y un Vmax de 73.3 (~7,700); el Ti disminuyó con un promedio de 366 ppm y un Vmax de 706 ppm (~9,400 AP); El Ca un promedio de 0.78% y un Vmax de 1.4% (~7,700); El Fe un promedio de 0.2% y un Vmax de 0.4% (~6,900).

En ~6,700 a 3,900 AP, el Sr tuvo sus máximos valores con promedio 34.2 ppm y un Vmax de 68.7 (~5,900); el Ti disminuyó con un promedio de 402 ppm y un Vmax de 614 ppm (~5,600 AP); El Ca aumentó con un promedio

de 0.6% y un Vmax de 1.5% (~5,300); El Fe un promedio de 0.4% y un Vmax de 1.0% (~5,500).

Alrededor de 3,800 años al presente, el Sr tuvo un promedio de 8.9ppm y un Vmax de 15.2ppm; el Ti aumentó con un promedio de 352ppm y un Vmax de 766ppm; el Ca aumentó con un promedio de 0.08% y un Vmax de 0.1%; el Fe un promedio de 0.38% y un Vmax de 1.9%.

*Los valores y tendencias de la SM se detallan en el apartado 8.7

Indicadores Geoquímicos

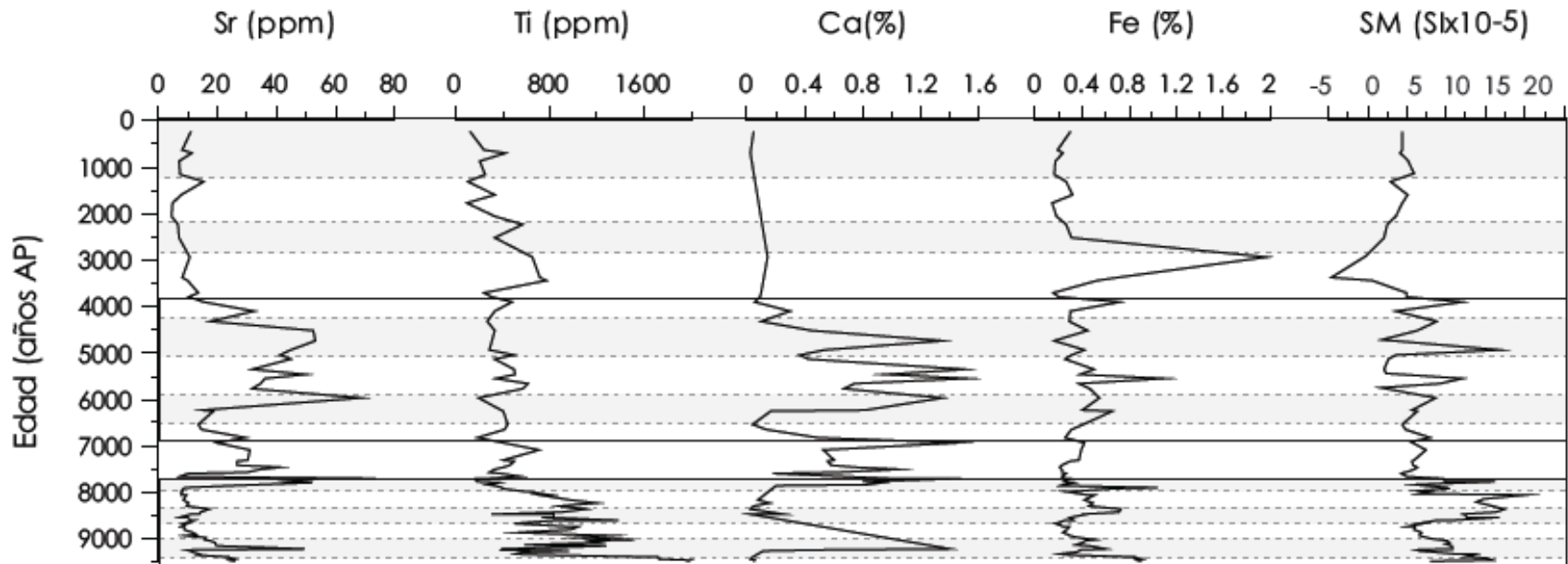


Figura 13 Análisis de elementos de la secuencia sedimentaria del lago Ocotulito, de izquierda a derecha se encuentra el estroncio (Sr), el titanio (Ti), el calcio (Ca), el hierro (Fe) y la susceptibilidad magnética (SM).

8.7 Combinación de indicadores biológicos y no biológicos

La secuencia sedimentaria se dividió en cuatro biozonas con base en el cambio de las abundancias de ostrácodos, y siete subzonas que se determinaron con base en el registro de isótopos estables, nivel del lago y conductividad. Además de datos geoquímicos y susceptibilidad magnética (SM) de sedimentos, para aumentar el grado de confiabilidad de la biozonación, y posteriormente la interpretación (Fig.14). Valores altos de Sr y $\delta^{18}\text{O}$, se interpretan como indicadores de condiciones secas, y valores altos de Ti y SM se asocian a condiciones húmedas y erosión. Sólo se usaron estos indicadores por tener un registro más continuo.

En las zonas que presentan ausencia de ostrácodos sólo se muestran promedios de los indicadores químicos y no hay datos de isótopos estables, conductividad y nivel del lago.

~9,540-7,700 años AP (biozona IV)

De ~9,540 a 9,300 años AP, no había ostrácodos, se observó que en la parte basal del registro el promedio de Sr fue de 21.4 ppm (bajo), y el promedio del Ti fue de 1496 ppm y un $V_{\text{max}} = 1962\text{ppm}$. La SM fue de $3.1 \times 10^{-6}\text{E}$ y un $V_{\text{max}} = 4.3 \times 10^{-6}\text{E}$ (ambos indicadores con una tendencia de concentraciones altas).

~9,300 – 9,200 años AP (subzona IV-A). Se identificó que la composición de fauna de ostrácodos estuvo dominada por CIL con un total de 650 valvas con abundancia en juveniles. Y en menor abundancia DST- béntica y COK, POT-nectobénticas. De todas las especies se obtuvo un total de 763 valvas intactas (TVI) y 253 rotas (TVR). La presencia de ostrácodos se relaciona

con un incremento del Sr (49.5ppm) y el Ti descendió presentando valores de 955 a 380ppm.

La tendencia $\delta^{18}\text{O}$ fue menos negativa, varió de -4.5 a -2.5‰ y la de $\delta^{13}\text{C}$ -4.5 a -5.9‰. La SM osciló entre 1.3 a $6.8 \times 10^{-6}\text{E}$ (relativamente más alta que antes de 9,300 AP). La conductividad fluctuó de 780 a $984 \mu\text{Scm}^{-1}$, y el nivel del lago presentó una fluctuación promedio de 7.5 m (con tendencia a disminuir).

~9,100 a 8,400 AP, se caracterizó por la ausencia de ostrácodos, concordante con la disminución del Sr (12.3 ppm), y el promedio de Ti aumentó a 960 de ppm, con un $V_{\text{max}} = 1522\text{ppm}$; igual que la SM $1.4 \times 10^{-6}\text{E}$, $V_{\text{max}} = 8.3 \times 10^{-6}\text{E}$.

~8,400 – 8,500 años AP (subzona IV-B), habitaron las especies CIL, PSE-bénticas y POT- nectobéntica. La especie dominante fue CIL con 53 valvas de juveniles; en total de 57 valvas, de las cuales 18 intactas y 38 rotas entre las tres especies. La presencia de ostrácodos se asocia de nuevo con un incremento de Sr $\delta^{87}\text{Sr}$ (14.3ppm), por el contrario el Ti descendió de 895 a 303 ppm, igual que la SM disminuyó $2.7 \times 10^{-6}\text{E}$.

El $\delta^{18}\text{O}$ aumentó (menos negativo) -3.5‰ y la de $\delta^{13}\text{C}$ -6.3‰, infiriendo una reducción en la productividad. La conductividad fue de $1091 \mu\text{Scm}^{-1}$, y el nivel del lago descendió a 5 m.

~8,500 a 7,800 años AP, no hay ostrácodos, disminuyó el promedio de Sr a 12.9ppm y el Ti aumentó a 687 de ppm, igual que el promedio de SM fue de $2.5 \times 10^{-6}\text{E}$.

~7,800 – 7,700 años AP (subzona IV-C), la fauna de ostrácodos se conformó por CIL, PSE- béntica COK, POT, HPU- nectobénticas. La especie dominante

CIL con 748 valvas y dominancia en juveniles. Entre todas las especies se presentó un total de 808 valvas, de las cuales 403 intactas y 405 rotas.

La concentración del Sr incrementó presentando un valor máximo de 73.39 y un mínimo de 44.0ppm; y el Ti descendió presentando valores de 360.5 a 164.8 ppm, igual que la SM que disminuyó ligeramente, fluctuó entre 1.7 a $4.4 \times 10^{-6}E$. El $\delta^{18}O$ osciló de -4.2 a -4.5‰ y la de $\delta^{13}C$ -5.1 a -7.2‰. La conductividad disminuyó con valores de 812.4 a 752.6 μScm^{-1} , y el nivel del lago presentó un descenso (0.77m), y posteriormente aumentó a 8.9m.

~7,700- 6,800 años AP (biozona III)

Se identificaron dos especies (CIL- béntica y POT- nectobéntica). La especie dominante CIL con 532 valvas y dominancia en juveniles, en general se presentó un total de 1067 valvas, de las cuales 749 intactas y 318 rotas.

La concentración del Sr presentó un descenso considerable con un valor máximo de 41.2 y un mínimo de 7.4ppm, el Ti aumentó presentando valores de 185.1 a 706 ppm. La (SM) aumentó con valores desde -2.8 a $9.81 \times 10^{-6}E$.

El $\delta^{18}O$ osciló de -3.2 a -4.2‰ y la de $\delta^{13}C$ -6.6 a -8.7‰. La conductividad aumentó ligeramente con valores de 780 a 978.7 μScm^{-1} , y el nivel del lago se mantuvo estable con 8.3m.

~6,800- 3,900 años AP (biozona II)

De ~6,800 a 6,200 años AP habitaron tres especies (CIL, PSE- bénticas y POT- nectobentónica). La especie dominante CIL con 145 valvas y dominancia en juveniles, en general se presentó un total de 147 valvas, de las cuales 84 intactas y 63 rotas.

La concentración del Sr presentó un valor máximo de 18.7 y el Ti aumentó presentando valores de 403.1 a 442.2 ppm. La SM presentó valores desde

-7.7 a $5.5 \times 10^{-6}E$. El $\delta^{18}O$ -4.8‰ (tendencia a valores más negativos) y $\delta^{13}C$ -7.4‰. La conductividad presentó otro incremento con valores de 694 a $1352 \mu S cm^{-1}$, y el nivel del lago mostró una fluctuación importante con un mínimo de 4.7 a 16 m (primero descendió y luego aumentó).

~6,200 – 5,700 años AP (subzona II-A). Se identificaron cinco especies de la comunidad de ostrácodos (CIL, PSE, DST- bénticas, COK y POT- nectobénticas), la especie más dominante fue CIL con un total de 1606 valvas, principalmente juveniles. De todas las especies se obtuvo un total de 1692 de las cuales 1528 valvas intactas (TVI) y 164 rotas (TVR); la concentración del Sr presentó un ligero incremento con un valor máximo de 68.7 ppm y un mínimo de 15.1, y el Ti aumento presentando valores de 192.1 a 564.3 ppm. La SM osciló entre 2.3 a $-0.13 \times 10^{-6}E$.

El $\delta^{18}O$ varió de -2.8 a -5.4‰ y la de $\delta^{13}C$ -4.8 a -5.4‰. La conductividad incrementó fluctuando de 647 a $868 \mu S cm^{-1}$, y el nivel del lago presentó una fluctuación incrementó de 4.

De ~5,700 a 4,900 años AP; cinco especies (CIL, PSE y DST- bénticas y COK y HPU- nectobénticas) se registraron, la más dominante CIL con 2113 valvas, con un total de 2172 valvas de las cuales 1905 intactas y 267 rotas. El Sr varió de 38.8 a 49.9 ppm, y el Ti osciló de 279 a 501 ppm.

El registro de isótopos de $\delta^{18}O$ varió de -5.2 a -3.8‰ y la de $\delta^{13}C$ -5.5 a -4.9‰. La SM varió de -9.7 a $2.8 \times 10^{-6}E$, El registro de conductividad fluctuó de 647 a $584 \mu S cm^{-1}$ y nivel del lago disminuyó de 6m con un total aprox de 25m.

~4,900 – 4,100 años AP, (la subzona II-B), se identificaron cuatro especies de la comunidad de ostrácodos (CIL, PSE, DST- bénticas y COK- nectobéntica), la especie más dominante fue CIL con un total de 820

valvas, principalmente juveniles. De todas las especies se obtuvo un total de 833 de las cuales 514 valvas intactas (TVI) y 306 rotas (TVR).

La concentración del Sr presentó un ligero incremento con un valor máximo de 52.2 ppm y un mínimo de 17.4, y el Ti aumento presentando valores de 260 a 331 ppm. La SM osciló entre 5.5 a $-5.6 \times 10^{-6}E$.

La firma isotópica de $\delta^{18}O$ varió de -4.9 a -2.1‰ y la de $\delta^{13}C$ -6.9 a -3.8‰.

La conductividad disminuyó ligeramente fluctuando de 691 a 780 $\mu S cm^{-1}$ y se mantuvo estable, y el nivel del lago no presentó fluctuación con 8m.

De ~4,100 a 3,900 años AP, Se registraron tres especies (CIL, PSE- béntica y COK- nectobéntica), la más dominante CIL con 23 valvas, y un total de las tres especies de 27 valvas de las cuales 12 intactas y 15 rotas.

El Sr disminuyó de 32.3 a 15.2 ppm, y el (Ti) aumentó de 331 a 476 ppm. La SM varió de 2.8 a $-5.6 \times 10^{-6}E$. El $\delta^{18}O$ varió de -5.2 a -3.8‰ y la de $\delta^{13}C$ -5.5 a -4.9‰. La conductividad fue de 733 $\mu S cm^{-1}$ y nivel del lago aumentó de 13.6m.

~3,900 AP-al presente (biozona I)

No hubo ostrácodos, asociado con una disminución Sr disminuyó más a 11.3ppm, el $V_{max} = 15.28$ ppm y el (Ti) descendió más con un promedio de 523 de ppm. El promedio de SM fue de $-8.1 \times 10^{-6}E$, $V_{max} = 2.8 \times 10^{-6}E$, presentó un ligero incremento.

La subzona I-A ~2,500 – 2,400 años AP, únicamente se registró la especie béntica CIL, con un total de 69 valvas, principalmente juveniles, 52 valvas intactas (TVI) y 17 rotas (TVR). La concentración del Sr disminuyó de 15.2 a 7.18ppm y el Ti aumentó de 95 a 250ppm. La SM aumentó de -8.2 a $3.4 \times 10^{-6}E$. La conductividad fue de 733 $\mu S cm^{-1}$ y el nivel del lago aumentó a 13m.

De ~2,400 – 1,100 AP. Se identificaron dos especies bénticas (CIL y PSE), en total se registraron 102 valvas de las cuales 69 fueron intactas y 33 rotas. La concentración de Sr aumentó ligeramente a 11ppm, y el Ti aumentó de 331 a 476 ppm. La SM varió de 2.8 a $-5.6 \times 10^{-6}E$. El $\delta^{18}O$ varió de -5.2 a -3.8‰ y la de $\delta^{13}C$ -5.5 a -4.9‰. La conductividad fue de $780 \mu S cm^{-1}$ y nivel del lago disminuyó 8.3m.

La subzona I-B ~1,100-1,000 AP, habitaron las especies bénticas CIL y PSE, la especie dominante CIL con 69 valvas, principalmente juveniles, y un total entre las dos especies de 72, de las cuales 52 valvas intactas (TVI) y 17 rotas (TVR). Disminuyeron las concentraciones de Sr de 15.2 a 7.18ppm, el Ti a 117ppm y la SM disminuyó a $-2.19 \times 10^{-6}E$. El $\delta^{18}O$ registraron un valor de -4.3 y $\delta^{13}C$ -3.5 ‰. La conductividad disminuyó a $744 \mu S cm^{-1}$ y el nivel del lago disminuyó.

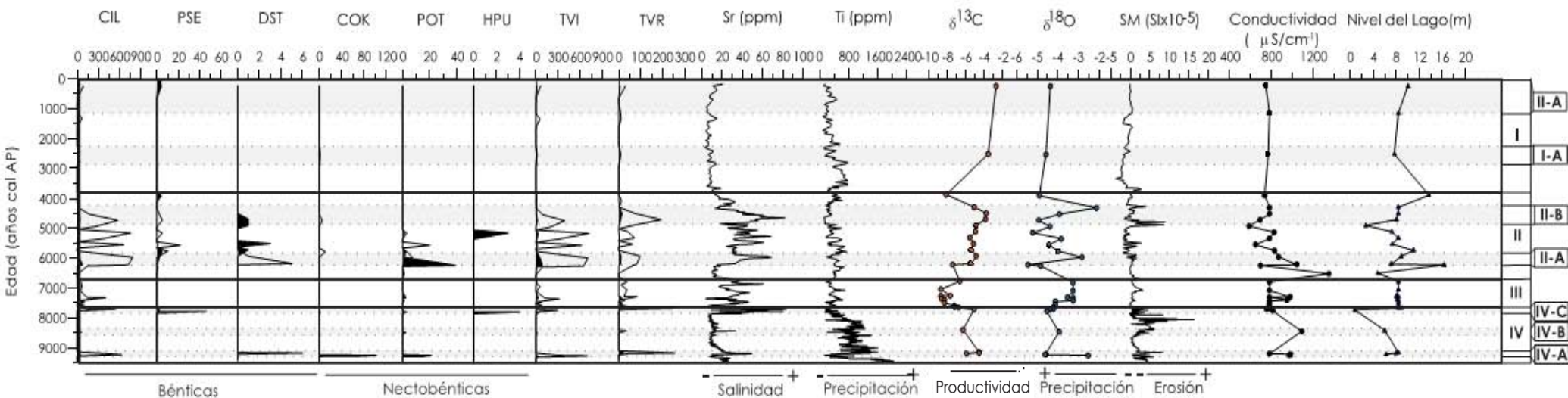


Figura 14. Diagrama de reconstrucción paleoambiental dividido en cuatro biozonas y siete subzonas, incluye (de izquierda a derecha): comunidades de ostrácodos¹ (abundancias - valvas/g), total de valvas intactas (TVI) y total de valvas rotas (TVR), diagramas en negro representa la abundancia de ostrácodos adulto y en blanco juveniles. La concentración de Sr (ppm)², Ti (ppm)², isótopos estables $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ de valvas de *Cytheridella ilosvayi*, susceptibilidad magnética (SM), y la aplicación de funciones de transferencia de conductividad (Pérez et al. 2011) y nivel del lago (Pérez et al. sin publicar). Las franjas grises señalan la presencia periodos secos. ¹Se utilizan las claves de las especies: *Cytheridella ilosvayi*- CIL, *Pseudocandona* sp.-PSE, *Darwinula stevensoni*- DST, *Cypridopsis okeechobei*- COK, *Potamocypris* sp.- POT, *Heterocypris punctata*- HPU.

²Se usaron sólo estos elementos por ser los más representativos

8.8 Análisis estadístico

Para el análisis de componentes principales (PCA) se incluyeron los indicadores geoquímicos Fe y Ca, además de Sr y Ti; y los isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de valvas de CIL.

Los valores de los dos primeros componentes (2.5 y 1.3) estuvieron por encima del promedio de todos los valores propios, y explicaron en conjunto el 55.1% de la varianza (Tabla 11 y 12, Fig. 15).

La ordenación de las variables representadas por vectores en los ejes principales, mostró que el CIL y Ca fueron las variables más influyentes al definir el eje 1, seguidas de Sr y $\delta^{13}\text{C}$ y las variables que definen el eje 2 son Fe y $\delta^{18}\text{O}$ que explican el 19.2% de la varianza.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y Ti, representaron el 35.8% de la varianza y poseen una correlación positiva moderada y son negativamente correlacionados con otras variables. Se observa que elementos geoquímicos como Sr y Ti poseen una correlación negativa.

El eje 1 se interpreta como un gradiente asociado a condiciones de humedad y el eje 2 a condiciones secas.

Tabla 11. Análisis de Componentes Principales (PCA) basados en los valores de indicadores geoquímicos (Fe, Ti, Sr y Ca), isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$), y la especie CIL de la secuencia sedimentaria del lago Ocotitalito.

	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7
Valores propios	2.5108	1.3473	1.0893	0.8535	0.5642	0.4284	0.20645
Proporción de varianza explicada	0.3587	0.1925	0.1556	0.1219	0.0806	0.0612	0.02949
Proporción de varianza acumulada	0.3587	0.5512	0.7068	0.8287	0.9093	0.9705	1.00000

Tabla 12. Puntajes de elementos del Análisis de Componentes Principales (PCA)

	PC1	PC2
$\delta^{13}\text{C}$	-0.63157563	-0.48809085
$\delta^{18}\text{O}$	0.55722161	0.55058327
Fe	-0.48012741	-0.9746586
Ti	0.82410744	-0.5062326
CIL (C. ilosvayi)	-1.05755768	-0.35151325
Sr	-0.92170169	0.81144958
Ca	-1.11890242	0.25888276

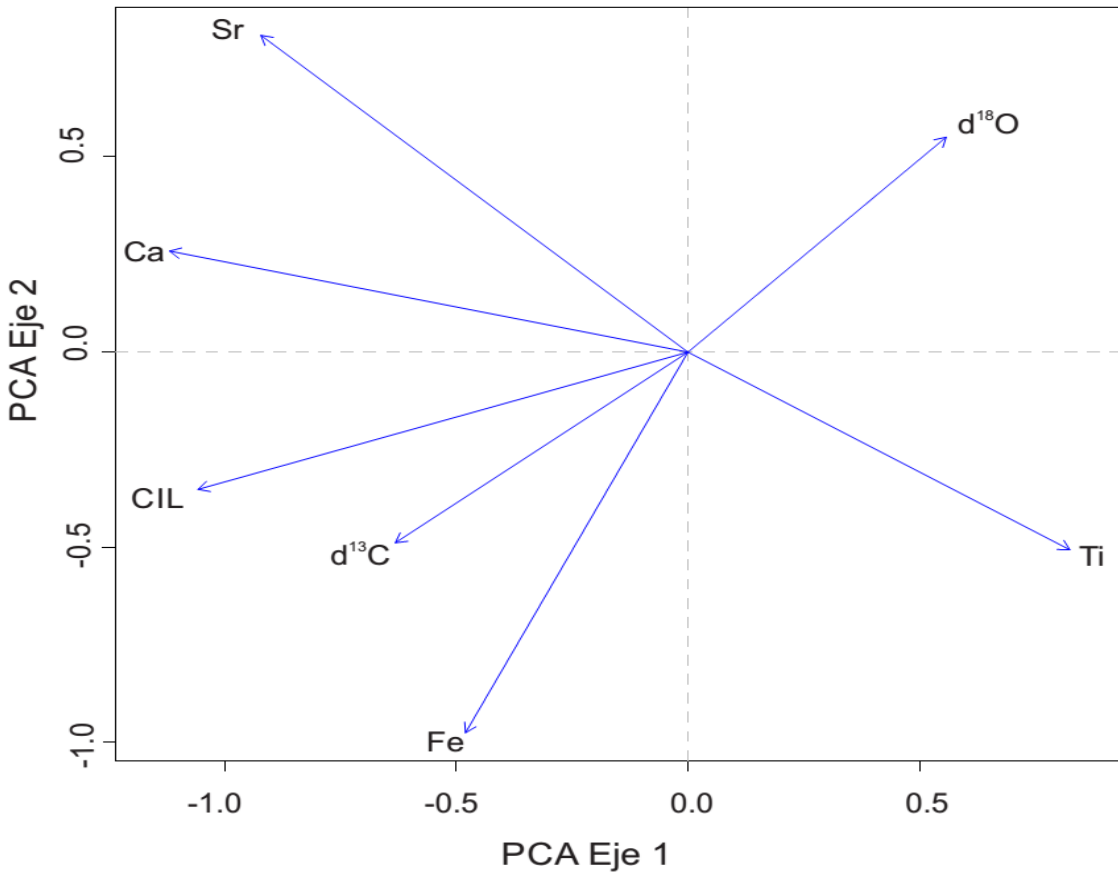


Figura 15 Análisis de Componentes Principales en el plano de correlación para variables geoquímicas (elementos e isótopos) y biológicas (especie CIL). El componente principal 1 (horizontal) posee el 35.87% de la varianza y el componente principal 2 (vertical) el 19.25% de la varianza.

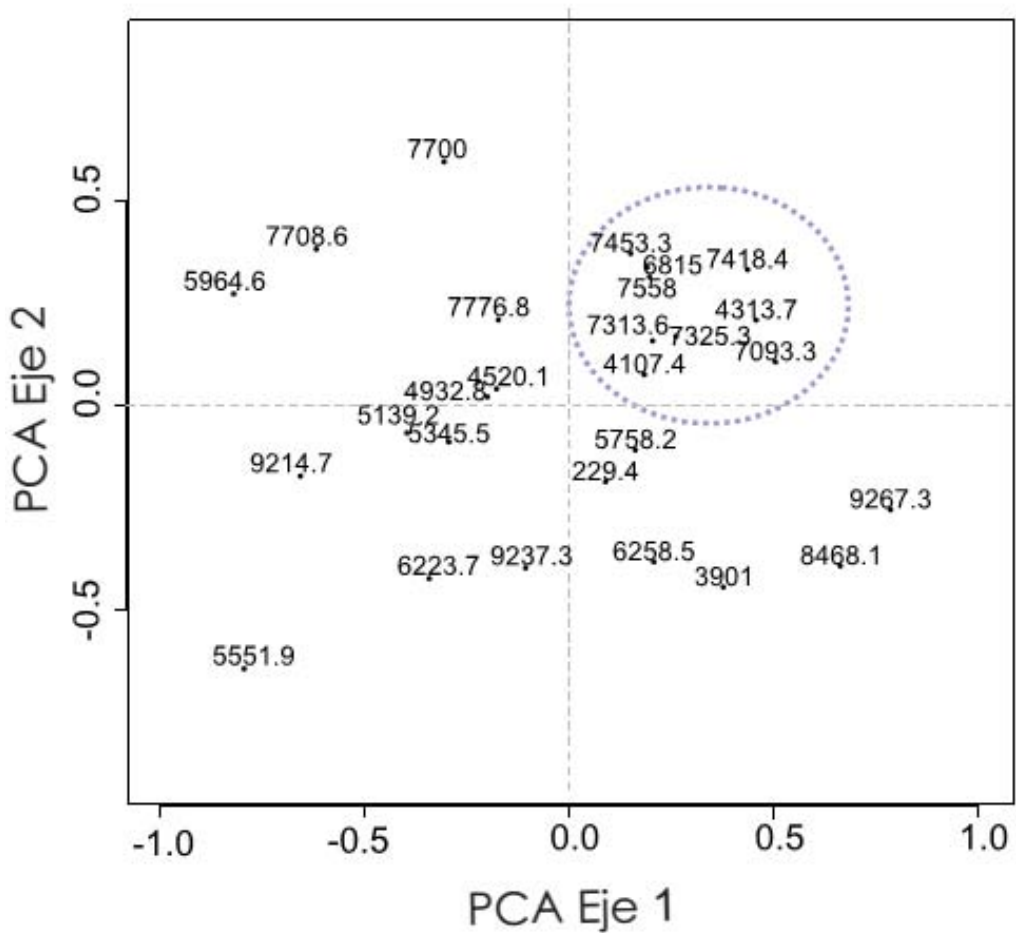


Figura 16 Plot de plano de distancias. En el eje 1 del plano se posicionan las edades con condiciones húmedas y en el eje 1 superior (mayor estacionalidad), en el eje 2 se agrupan edades con condiciones secas/menor humedad, se agrupan edades con condiciones ambientales más estacionales. El porcentaje de la varianza del eje 1 presenta el 35.87% y el eje 2 el 19.25%.

La ordenación (de muestras) en el plano de distancias permitió agrupar muestras que obtuvieron puntajes similares en los componentes 1 y 2 del análisis (Fig. 16) con base en la interpretación de condiciones similares de las variables.

La agrupación de muestras (edades) en el plano de distancias sugirió que las fechas agrupadas de 9,500 a 7,800 AP fueron eventos húmedos; las fechas agrupadas de 7,700 a 3,900 AP las condiciones fueron de menor altamente variables pero menos humedad en general, sin embargo dos eventos de 6,400 a 5,900 y de 5,000 a 4,300 AP eventos "secos" o menos húmedos, de 3,800 al presente las condiciones fueron húmedas con un evento "seco" o menos húmedo en 2,500 y a partir de 1,100 al presente (Fig. 16).

9. DISCUSIÓN

9.1 Condiciones limnológicas actuales del lago Ocotitalito

La descripción limnológica del lago Ocotitalito es compleja, ya que son muchos factores los que influyen en su composición. Algunos como la precipitación, geografía, geología, hidrología, el cambio climático y el impacto humano.

Dentro de la limnología regional, y comparado con lo reportado por Pérez *et al.* (2011), el lago Ocotitalito comparte muchas características con otros lagos de la Península de Yucatán, Belice, y Guatemala. Algunas como la estratificación, firmas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$, química del agua, sedimento dominado por limo-arcilla, formación y extensión de la cuenca, coordenadas geográficas y altitud, ésta última es similar con lagos ubicados en tierras altas de Guatemala.

Los datos limnológicos del lago Ocotitalito indican que las muestras de agua analizadas para ambas zonas (A y B) tienen una tendencia similar para la mayoría de las variables analizadas, y las diferencias, se deben principalmente al cambio de profundidad (Tabla 6 y Fig. 7).

La toma de muestras de agua se realizó únicamente en el mes de Julio del 2013 (verano), y se encontró que el lago presenta estratificación. En esta estación la temperatura es alta y hay mayor precipitación, por tanto el lago responde con un aumento en el nivel del lago, existe arrastre de sedimentos.

De acuerdo con los criterios de la OCDE (1982) y Carlson *et al.* (1977) Ocotitalito se considera meso-eutrófico. Algunos de estos criterios analizados son la transparencia del agua que en Ocotitalito es de 2m secci. Roldán & Ramírez (2008) mencionan que la transparencia del agua en ecosistemas acuáticos tropicales varía desde pocos centímetros hasta un par de metros, particularmente si son sistemas con estratificación.

La composición química del lago Ocotitalito es semejante a los ambientes acuáticos de la Península de Yucatán, y tierras bajas de Guatemala, donde Pérez *et al.* (2011) reporta que dominan HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} .

Margalef (1983) sostiene que estos dos últimos iones determinan la dureza del agua y reflejan la productividad del sistema, así el lago Ocotitalito con base en la concentración de estos iones (Tabla 6), se clasificaría con una productividad de alta. El lago Ocotitalito posee concentraciones de isótopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PBVD}}$ muy negativos a diferencia de los ecosistemas acuáticos de la Península de Yucatán y de las tierras bajas de Guatemala, que tienden a ser más positivos.

Los valores de δD para ambas zonas (A y B) de Ocotitalito son muy negativos zona A-18.4 a 22.3‰ y zona B-29.4 a -35.5‰ (Fig. 7), esta diferencia es probablemente por una pérdida de los isótopos livianos (^{16}O y ^1D); de acuerdo con Hoefs (2009) los valores de δD en lagos, son mayores ya que la evaporación provoca diferencias en la composición isotópica de la columna de agua en lagos con estratificación térmica, donde el epilimnion tiende a ser más afectado por la evaporación y por lo tanto más enriquecido con ^{18}O (y menos negativo).

La concentración de nutrientes en las zonas estudiadas es similar, con la excepción de valores más altos de NH_4^+ en la muestra de fondo del sitio A (más profundo; Tabla 6). Asociado principalmente a procesos de descomposición de materia orgánica, amonificación y nitrificación en el fondo, por la estratificación. Margalef (1983) mencionan que la oxidación biológica de amoníaco requiere de oxígeno, así, el amoníaco tiende a acumularse en hábitats anaerobios, incluyendo el hipolimnion de cuerpos de agua estratificados.

El lago Ocotulito presenta valores bajos de sólidos disueltos totales (TSD 0.2g/L) y baja conductividad (267 $\mu\text{S}/\text{cm}$), diferente de las conductividades en general altas de la Península de Yucatán; por el contrario estos valores son similares a algunos lagos de las tierras bajas de Guatemala. Concordante con Pérez *et al.* (2011) que pone en evidencia el gradiente latitudinal de evaporación-precipitación, en la región norte (Península de Yucatán) hay mayor influencia marina, ambos factores explican conductividades mayores, así que, la conductividad es un factor dominante para caracterizar los lagos, ya que refleja la precipitación y la intrusión de aguas subterráneas o en algunos casos aguas costeras.

El pH del lago Ocotulito se detectó alcalino (7.8) en la estación de lluvias, debido a que no se cuentan con más información de otras temporadas, es difícil analizar esta variable, sin embargo, Basterrechea (1986) y Pérez *et al.* (2011) encontraron que las diferencias estacionales (más ácido en estaciones secas y más alcalino en estaciones húmedas), y la hora del día en que se toma la muestra pueden influir en el pH de la columna del agua.

9.2 Fauna actual y fósil de ostrácodos del lago Ocotitalito

Las asociaciones de ostrácodos actuales encontradas en el lago Ocotitalito corresponden al año del 2012. Los cambios en la población son el resultado de las variaciones en las condiciones ambientales locales, y hay que considerar que estos factores abióticos no son homogéneos en el lago y varían periódicamente. Sin embargo, este esquema de población se puede aplicar a gran parte del lago (espacio y tiempo).

El análisis de las muestras de litoral y draga de la zona A mostró que la población actual de ostrácodos se compone por las especies: *Cytheridella ilosvayi*, *Darwinula stevensoni* ambas especies son las más abundantes, los géneros *Potamocypris* sp., *Pseudocandona* sp. y *Chlamydotheca* sp. menos abundantes (Tabla 8).

Potamocypris sp. y *Chlamydotheca* sp. no se encontraron en las muestras de draga; posiblemente asociado a sus hábitos nectobénticos de zonas litorales y asociados a corrientes de agua, reportados por Meisch (2000) y Díaz y Lopretto (2011).

En general las muestras de litoral fueron más abundantes y con más especies en comparación con las de draga; de acuerdo con Mourguiart (1998) la densidad los ostrácodos está en función de la presencia/ausencia e incluso de la densidad de la población vegetal, y a que la cercanía de las plantas para los ostrácodos equivale a un refugio y alimento, además determinan las condiciones de oxigenación del agua.

La descomposición bacteriana de residuos vegetales y animales, en la interfase agua y sedimento, ocasiona disminución de oxígeno disuelto y una tendencia a disminuir el pH, elementos desfavorables para la vida béntica (Mourguiart, 2000). Éste último factor podría estar relacionado a la ausencia de ostrácodos en la zona B, por una menor profundidad (7m).

Los datos referentes a la estructura de la población indican que la especie *C. ilosvayi* presentó más juveniles en la zona litoral y más adultos en las muestras de draga. *Darwinula stevensoni*, *Pseudocandona* sp. y *Potamocypris* sp. presentaron mayor abundancia de organismos adultos, en muestras de litoral.

Carbonel *et al.* (1988), Mourguiart (2000) y Pérez *et al.* (2008) encontraron que las acumulaciones locales (alto número de ostrácodos y diversidad de ensambles ecológicos) se debe a un entorno físico y químico óptimo para que haya mudas del caparazón (desarrollo completo del ciclo biológico). La distribución y diversidad de ostrácodos tienen una relación directa con factores como la posición de la termoclina, la concentración de oxígeno disuelto, la temperatura, el sustrato, estacionalidad, profundidad del lago y disponibilidad de alimento, siendo este último factor el que defina la riqueza y abundancia de especies. Dado que la zona litoral posee más oxígeno, temperaturas más cálidas y disposición de alimento se explica así la abundancia en ésta zona.

En los ostrácodos fósiles se encontró que en dominaron los organismos juveniles en la mayoría de las especies. Probablemente asociado a condiciones hidrológicas fueron altamente variables y los organismos no llegaban a su último estadio (estrés ambiental).

En la especie *Heterocypris punctata* dominaron los organismos adultos. Pérez *et al.* (2011) encontró poca abundancia y esencialmente adultos en el lago Petén Itzá, y es una especie indicadora de condiciones someras en el lago. La incidencia de adultos podría estar asociada a que en el ciclo de vida las larvas o juveniles posean otras preferencias de hábitat.

De acuerdo con Delorme (1989) y Forester (1986) la presencia y asociación de ostrácodos son controladas por diversos factores como la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, pH, conductividad, además, cada especie es tolerante a diferentes rangos de diversas variables y las asociaciones entre especies indican variaciones en la columna de agua.

Por tanto la presencia y asociaciones fósiles de ostrácodos y en conjunto con los otros indicadores no biológicos se encontró que durante todo el Holoceno al presente las condiciones de humedad y nivel del lago han variado, determinando las poblaciones acuáticas.

Se encontró que en condiciones de mayor humedad (Holoceno temprano) la asociación formada por CIL, POT, COK, DST y a finales de este periodo apareció PSE, dominando las especies bénticas; en condiciones de menor humedad (Holoceno medio) se presentó la mayor abundancia y riqueza de especies, asociación formada por CIL, DST, PSE, POT, COK y HPU; en condiciones más secas (Holoceno tardío) CIL y PSE se encontraron en menor abundancia, ambas especies bénticas (Tabla 8 y Fig. 9).

En general la abundancias de especies bénticas y asociadas a la zona de litoral dominaron sobre las especies nécticas; asociado a un nivel de lago más bajo que el actual (23m).

Pérez *et al.* (2008) encontró que a profundidades mayores la abundancia de ostrácodos bénticos disminuye y los nécticos son mucho

menos abundantes, porque sus valvas son más ligeras y se transportan a las profundidades del lago con facilidad.

* Las condiciones de mayor o menor humedad se discuten en el apartado siguiente de Reconstrucción paleoambiental 9.3

La fauna fósil de ostrácodos del lago Ocotitalito, coincide con lo reportado por Curtis *et al.* (1996; 1998), Whitmore *et al.* (1996) quienes registran la especie *C. ilosvayi* del lago Punta Laguna y lago Cobá en la Península de Yucatán, lago Petén Itzá en Guatemala donde también se registró *H. punctata* y Loeschat (2009) encontró en éste mismo lago, a una especie del genero *Chlamydotheca*, las especies *D. stevensoni* y *C. ilosvayi*, entre otras.

9.3 Reconstrucción paleoambiental multiproxy del lago Ocotitalito durante el Holoceno

El análisis de PCA mostró que los elementos Ca y Sr presentaron una alta correlación y patrones de cambio similares a través del registro (Fig. 13) y poseen una correlación positiva con la presencia de ostrácodos (CIL), Palacios-Fest (1993) menciona que estos elementos son parte fundamental en la formación del caparazón de los ostrácodos.

Se presentó una correlación negativa con el Ti por una posible ausencia de factores erosivos en temporadas secas.

El $\delta^{13}\text{C}$ y Fe están asociados a la especie CIL; de acuerdo con Jones y Bowser (1978) cuando existen condiciones de mayor productividad aumentan las concentraciones de oxígeno en la columna de agua, el cual oxida el Fe^{3+} (óxido de hierro) y precipita al fondo del lago.

Cuando el Fe se encuentra en condiciones reductoras/anaerobias con la materia orgánica, se presenta en forma soluble Fe^{2+} .

El Ti y $\delta^{18}\text{O}$ se observaron como variables independientes, a pesar de que ambos indicadores están asociados a procesos de precipitación, la independencia podría sugerir que el $\delta^{18}\text{O}$ indica procesos de evaporación (Tabla 10 y 11, Fig. 15).

La agrupación de las muestras sugiere que durante el Holoceno en la selva Lacandona las condiciones fueron predominantemente húmedas (Fig. 16).

La ausencia de ostrácodos y los indicadores geoquímicos sugieren que ~9,500 – 9,300 años AP (biozona IV) existió un importante aporte pluvial a la cuenca. Franco-Gaviria (2014) reportó en el lago Ocotitalito una baja relación COT/NT indicando un alto aporte de materia orgánica de origen terrestre, y un nivel del lago bajo asociado a su posible formación, existiendo así alta oxigenación del fondo.

La posible formación del lago coincide temporalmente con el relleno de los lagos (Chichancanab, Coba y San José Chulchaca) en la península de Yucatán, y el aumento del nivel del lago en Petén Itzá. (Hodell *et al.* 1995; Leyden *et al.* 1996). El llenado de las cuencas lacustres a lo largo de las tierras bajas del Neotrópico y subtrópicos se atribuye al aumento de la disponibilidad de humedad y el aumento del nivel del mar que elevó el nivel de los acuíferos de agua dulce en regiones kársticas (Curtis *et al.* 1998; Pérez *et al.* 2011, 2012). De igual manera Hodell *et al.* (1995), Whitmore *et al.* (1996), Curtis *et al.* (1996) y Leyden *et al.* (1998), registran evidencia de bosque tropical, aumento en la precipitación, niveles altos de los lago del sur de México, y condiciones húmedas durante el Holoceno temprano.

Esto coincide con Franco-Gaviria (2014) quien reportó que ~9,000 - 7,800 años AP se presentó una expansión de la cobertura forestal en la selva Lacandona que se asocia a condiciones de alta disponibilidad de humedad.

La primera comunidad de fauna fósil se registró ~9,200 AP siendo abundante y diversa (CIL, DST, COK, POT), dominando las especies bénticas y juveniles, indicando un nivel bajo del lago, con una zona litoral con vegetación acuática, donde probablemente se distribuyó la mayor diversidad de ostrácodos, pH alcalino, y aguas bien oxigenadas y cálidas (>20°C), la abundancia en juveniles indica estrés ambiental posiblemente por energía alta del sistema acuático. Los datos geoquímicos son coincidentes por un aumento en valores de Sr, el $\delta^{18}\text{O}$, Ti y SM sugirieron menor precipitación, y nivel del lago bajo.

El $\delta^{13}\text{C}$ propone que fue un periodo muy productivo coincidente con Franco-Gaviria (2014) quien sugiere mediante la evidencia que entre ~ 9,540 y 9,000 años AP, el lago se caracterizó por una alta abundancia de taxa acuáticos asociado a un nivel de agua somero y a un sistema altamente productivo.

Durante ~8,400 a 8,500 AP los indicadores refieren un breve y abrupto cambio climático, los ostrácodos permiten reconstruir un descenso en el nivel del lago, sin embargo, se reestablecen las condiciones previas.

La disminución gradual se ve registrada también con los valores de Ti y los niveles relativamente bajos de Sr que aumentan en la cima de la zona. Las conductividades que se reconstruyen son ligeramente altas ($\leq 1,091 \mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$ ~8,500 AP), comparadas con los valores actuales del lago ($267 \mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$), sugiriendo un nivel del lago muy bajo.

Antes (~9,100 a 8,400) y después (~8,600 a 7,800) de este evento la comunidad de ostrácodos desaparece, disminuyendo los valores de Sr y aumentando los de Ti y SM, evidenciando el aumento de procesos erosivos (posiblemente de origen pluvial y/o de aguas subterráneas), aportando mayor energía en el sistema, imposibilitando la permanencia de comunidades acuáticas como los ostrácodos.

De ~7,700 – 6,800 años AP (biozona III). La comunidad de ostrácodos se compone de las especies CIL y POT que tuvieron una abundancia total de 1,067 valvas. El $\delta^{13}\text{C}$ muy negativos y sin variaciones infiriendo condiciones de menor productividad. Los ostrácodos sugieren un nivel del lago relativamente estable (~8 m), el Sr es muy variable y el Ti disminuye y permanece relativamente estable por el resto del registro. Se infieren condiciones cálidas y relativamente húmedas (Fig. 14).

Alrededor de 6,900 a 3,900 años AP (biozona II). Es un periodo altamente variable, donde la abundancia y riqueza de especies de ostrácodos aumenta, dominan los juveniles, se obtuvo un total de valvas intactas (TVI) de 50% y total de valvas rotas (TVR) de 50%. Asociado probablemente a un arrastre de organismos, y energía del sistema muy fluctuante.

La tasa de sedimentación disminuye, sugiriendo mayor estratificación del lago por una probable reducción del aporte pluvial (Tabla 7 y Fig. 8), poca productividad ($\delta^{13}\text{C}$), ($\delta^{18}\text{O}$) y Sr tienen un comportamiento muy similar evidenciando variaciones en la relación E/P, conductividad y nivel del lago muy variable.

Este periodo presentó las mayores fluctuaciones ambientales, y hay un cambio ecológico importante ya que se presentó la mayor abundancia y diversidad (seis especies), durante todo el Holoceno; la comunidad de ostrácodos fósiles (CIL, PSE, DST, COK, POT y HPU), la estructura de la comunidad de infieren un ambiente somero, pH alcalino, agua oxigenada, zona litoral bien delimitada con vegetación acuática, y aguas cálidas (Fig. 9). La especie HPU es asociada a sustratos limosos y característica de la zona litoral, sugiere un nivel del lago bajo. Al final de la zona los niveles del lago empiezan a aumentar hasta alcanzar aproximadamente 13.6m

Los indicadores permitieron inferir una alta inestabilidad climática, en éste periodo existió una transición a condiciones de mayor a menor humedad durante el Holoceno medio. Esto coincide con Hodell *et al.* (1991, 1995), Islebe *et al.* (1996), Curtis *et al.* (1996), Leyden *et al.* (1996, 1998), y Torrecano & Islebe (2006) quienes reportan condiciones cálidas y húmedas durante el Holoceno medio. Whal *et al.* (2014) describe que ~6,250 AP los isotopos reflejan una transición a un régimen de precipitación más seco.

Congruente con esta interpretación, los datos polínicos demuestran que la vegetación de la selva Lacandona presentó un bosque tropical cerrado que cambió a una cobertura vegetal dominada por vegetación abierta, como sabanas de pino, y bosques estacionales, por condiciones de menor humedad (Franco-Gaviria *et al.* 2014).

Durante ~3,900 años al presente (biozona I). La tasa de sedimentación se redujo aún a 0.24 mm/año, asociado a bandas litológicas de limo con carbonato probablemente a un aporte alogénico, producto del aumento de la erosión e intemperismo (Fig. 8). La ausencia de ostrácodos sugiere estratificación prolongada del lago debido a la falta de precipitación, pero

sin una verdadera salinización (de acuerdo con los datos de Sr y conductividad, Fig. 14).

La disminución casi por completo de ostrácodos (excepto ~2,500 AP) con CIL y de ~1,600 a 200 AP habitaron CIL y PSE, dominando los juveniles, la asociación de estas especies sugiere un ambiente del lago somero con vegetación acuática y aguas cálidas.

La concentración de Sr y Ti no presentan mayores fluctuaciones sugiriendo poco aporte erosivo, el $\delta^{13}\text{C}$ concluye un ambiente poco productivo y de $\delta^{18}\text{O}$ se deduce condiciones relativamente, la señal de SM es casi imperceptible, la conductividad es baja y el nivel del lago (9 m) tiene una tendencia a aumentar a partir de ~2,500 años AP. El aporte de agua en esta cuenca es muy probablemente de origen subterráneo.

La interpretación de esta biozona es confusa por la ausencia de ostrácodos y la baja señal de los indicadores químicos, es probable que el factor antrópico este asociado a cambios en el lago. Coincidentemente, Whitmore *et al.* (1996), Curtis *et al.* (1996), Leyden *et al.* (2002) y Aragón – Moreno *et al.* (2012) que registran condiciones húmedas y cálidas en la región sur-sureste de México (Tabla 5).

Franco-Gaviria (2014) reportó que en el lago Ocotitalito los cambios observados en el registro de Ti sugieren una reducción de la precipitación en la selva Lacandona, por un incremento en la frecuencia de sequías, durante el Holoceno tardío y registra la mayor pérdida de cobertura forestal de todo el registro y el aumento de especies como el maíz, sugieren la influencia de disturbios severos ocasionados por actividades agrícolas. Tales actividades humanas en la región maya particularmente en la selva

Lacandona se han reportado desde ~5,000 años AP (Islebe *et al.* 1996, Leyden, 2002; Carrillo-Bastos *et al.* 2010).

Estos eventos erosivos (antropogénicos) podrían estar relacionados con la discontinuidad de la de la comunidad lacustre, debido a que hay un mayor aporte de materia orgánica, y aumento de nutrientes, por tanto, el sistema acuático aumenta su nivel trófico, disminuye la concentración de oxígeno disuelto, vital para la subsistencia de comunidades acuáticas. No obstante esta señal es poco clara por la falta de fósiles de ostrácodos.

En la Península de Yucatán, Guatemala y áreas aledañas Carrillo-Bastos *et al.* (2010), Hodell *et al.* (1991), Mueller *et al.* (2009) y Pérez *et al.* (2010b) han descrito condiciones secas y frías durante el Holoceno tardío (Tabla 5), mencionando que cambios en la composición de la de las comunidades vegetales indican una disminución en las precipitaciones pero con incidencia en condiciones relativamente húmedas hasta ~1,600 AP.

9.4 Isotopía de valvas de ostrácodos: Comparación con registros de la Península de Yucatán y Guatemala

El registro isotópico de Ocotitalito utilizó valvas de adulto de *Cytheridella ilosvayi* por ser la especie más abundante a lo largo del registro.

También se ha documentado su presencia en sedimentos del lago Petén Itzá y en diversos ecosistemas acuáticos de la Península de Yucatán, estos estudios sugieren que es una especie que colonizó Centro América durante el Holoceno. (Curtis *et al.* 1996; Hodell *et al.* 2005, 2007; Pérez *et al.* 2010, 2011, 2012).

La ecología y distribución de la especie son ampliamente conocidas, siendo excelente bioindicador ambiental de condiciones actuales y pasadas en el lago.

El lago Ocotitalito se ubica en la región suroeste de México (a diferencia de los lagos comparados), a una altitud de 920msnm (mayor altura con los otros lagos comparados), mostró valores muy negativos de $\delta^{18}\text{O}$ con un promedio de -4.0‰ que en complemento con los otros indicadores sugieren condiciones húmedas durante el Holoceno.

En la parte basal (biozona IV) se observó un cambio abrupto en la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$, deduciendo condiciones húmedas, ésta tendencia se mantiene en general para toda la biozona I, el $\delta^{13}\text{C}$ sugiere productividad en esos años; Franco-Gaviria, (2014), encontró que la evidencia polínica entre ~9,540 y 9,000 AP, el lago se caracterizó por una alta abundancia de taxa acuáticos, asociado a un nivel de agua somero.

La biozona III el $\delta^{18}\text{O}$ es estable, pero menos negativa a la biozona anterior, es decir disminuyó la precipitación y $\delta^{13}\text{C}$ mostró una tendencia a

mayor productividad; la biozona II es altamente variable para ambos isótopos, el $\delta^{18}\text{O}$ distingue dos eventos de menor precipitación al final y comienzo de la zona, entre un evento de mayor precipitación (en ~6,800 a 3,900, Fig. 10).

La biozona I es compleja de analizar debido a la falta de ostrácodos, tenuemente se observa que el $\delta^{13}\text{C}$ sugiere menor productividad en el sistema y $\delta^{18}\text{O}$ condiciones de mayor humedad, respecto a la biozona anterior. Los demás lagos comparados sugieren un periodo predominantemente seco.

Curtis *et al.* (1998) sugiere que los registros de $\delta^{18}\text{O}$ del núcleo Petén-Itzá no muestran evidencia de una sequía en el periodo Clásico Terminal, ya que los valores de isótopos se mantienen relativamente estables, desde la mitad del Holoceno medio, asociándolo a la profundidad y área del lago afectan la resolución de eventos climáticos de menor escala temporal. El registro de $\delta^{18}\text{O}$ Chichancanab presenta valores enriquecidos sugiriendo condiciones secas durante el colapso del Período Clásico Maya (Hodell *et al.* 1995). Al igual que los registros de isótopos de oxígeno del lagos Punta Laguna que registran un evento seco ~800-900 AP (Curtis *et al.* 1996). El registro de Aguada X'caamal (Hodell *et al.* 2005) reveló que el clima se volvió más seco en el inicio de la Pequeña Edad de Hielo (LIA). Hodell *et al.* (1995, 2001) y Medina-Elizalde *et al.* (2010), describen mediante estudios geoquímicos en las tierras bajas mayas un persistente clima seco que coincide con el Clásico Terminal (Fig. 11).

Whal *et al.* (2014) describe una apertura local del bosque ~3,000 AP y valores isotópicos menos negativos después de 950 años AP que marca la

transición a condiciones húmedas a secas, sugiere que el cambio a menor humedad durante el Holoceno tardío se debió probablemente a la disminución de la insolación en verano del hemisferio norte, se enfriaron la temperatura media superficial por una posición más meridional de los sistemas de presión (ZCIT y el Atlántico norte), y un descenso de los vientos alisios y el aumento de actividad de ENSO después 3,500 AP disminuyendo la disponibilidad anual de la humedad. Estos factores probablemente contribuyeron a la variabilidad climática en la península de Yucatán.

Los lagos de la Península de Yucatán, Punta Laguna, Aguada X'caamal y Chichancanab se encuentran en un rango altitudinal de 25 a 90msnm. La región es semi-húmeda con un promedio anual de 1,112 mm, con un promedio de 60–70%, las firmas isotópicas de los ostrácodos durante el holoceno en estos lagos osciló entre -3.9 a ± 4.2 . En éstos lagos se han identificado eventos muy secos. Por el contrario el lago Ocotitalito y lago Peten Itzá presentan un patrón de precipitación similar, un clima cálido-subhúmedo.

De acuerdo con Dansgaard (1964) y von Grafstein (2000) la diferencia isotópica entre los lagos está asociada a varios factores: I) la evaporación, ya que el vapor está cargado por moléculas ligeras de oxígeno y el agua residual tiene un enriquecimiento de isotopos pesados (^{18}O) dando valores de δ menos negativos; es el caso del lago Peten Itzá y los lagos de la península de Yucatán, donde la temperatura promedio $>25^\circ\text{C}$.

Otro factor muy relacionado al anterior es II) el efecto altitud, que depende de la temperatura atmosférica, así los lagos en altitudes mayores

como Ocotitalito presentan menos concentraciones de isotopos pesados (aguas isotópicamente más ligeras, con valores más negativos).

Un tercer factor es III) el efecto de continentalidad que también se ve reflejado en Ocotitalito ya que las masas de nubes en su recorrido a través se empobrecen de isotopos pesados debido a la condensación, y las precipitaciones se hacen cada vez más negativas a medida en que se aleja del mar.

Un cuarto factor es IV) el efecto cantidad, asociado a cambios de temperatura, donde los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son más negativos por precipitaciones más intensas, y probablemente el intercambio isotópico entre el agua subterránea sea un factor causal de valores de δ más negativos ya que las aguas infiltradas durante épocas pasadas más frías (periodos glaciares) tienden a ser más negativas que las precipitaciones actuales. Así se explica porque Ocotitalito es más negativo que los lagos de la Península de Yucatán y Peten Itzá en Guatemala.

Por otra parte el $\delta^{13}\text{C}$ mostró un espectro de -12 a ± 4 en los cinco lagos comparados, siendo Ocotitalito el tercero más negativo (Fig. 11). Franco-Gaviria (2014) reportó que los datos polínicos demostraron que la vegetación de la selva Lacandona presentó una tendencia desde bosque tropical cerrado hacia una cobertura vegetal más rala a través del Holoceno alrededor del lago Ocotitalito.

De acuerdo con Alvarez-Balbinia (2014) el $\delta^{13}\text{C}$ depende en gran parte del tipo de planta que ha crecido; las plantas del tipo C3 (casi todas arbóreas) tienen unos valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy bajos, y las de tipo C4 (hierbas tropicales) tienen valores más altos (menos negativos). El $\delta^{13}\text{C}$ es menor cuando han dominado las plantas C3 y mayor cuando han proliferado las del tipo C4 cita.

Otro factor para las diferencias isotópicas es en relación a las especies de acuerdo con Pérez *et al.* (2012), las especies bentónicas muestran valores menos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ que las especies neobentónicas, éstas últimas presentan valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ debido a que estos ostrácodos viven en una menor profundidad y en ambientes con abundantes algas y plantas acuáticas, donde la productividad es alta.

En los lagos analizados la mayoría de las especies son bentónicas (CIL en Ocotitalito, Punta Laguna y Petén Itzá, DST en Aguda X'caamal) presentan valores isotópicos más bajos porque están a mayores profundidades. Por el contrario PHY y CYP de Chichancanab son especies neobentónicas y tiene valores más altos (más positivos) de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ (Pérez *et al.* 2012).

10. CONCLUSIONES

La presente investigación aportó la primera reconstrucción paleoambiental durante el Holoceno para altitudes medias de Chiapas, la cual se basó principalmente en un grupo de bioindicadores acuáticos, como lo son los ostrácodos. Los resultados constituyeron un complemento importante para las reconstrucciones paleoambientales de altitudes bajas y altas ya existentes en la región.

Un pre-requisito para los estudios ambientales basados en bioindicadores acuáticos es una taxonomía consistente, y un buen conocimiento de las preferencias ecológicas de las especies, por lo cual en el presente estudio fue un pilar importante el estudio limnológico del Lago Ocotitalito. Dicho estudio permitió una mejor interpretación de los resultados derivados del estudio de las comunidades fósiles de ostrácodos. Así, la presente investigación proveyó los primeros datos de información limnológica básica del sistema de lagos de Nahá en la selva Lacandona, Chiapas, como el estado trófico, transparencia, nutrientes, la composición química del agua, y profundidad.

Las especies fósiles de ostrácodos durante todo el Holoceno no difieren mucho con las actuales, con la excepción de *Chlamydotheca* sp., la cual no fue encontrada a lo largo del registro paleoambiental. La fauna del lago Ocotitalito posee especies en común con lagos de las tierras bajas de Guatemala y de la Península de Yucatán, lo que permitió el uso y aplicación de funciones de transferencia generadas para la Península de Yucatán (Pérez *et al.* 2011); reconstruyendo así las fluctuaciones del nivel del lago y las conductividades del agua a lo largo del Holoceno.

Los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las valvas de ostrácodos permitieron la reconstrucción de información respecto a los cambios en el balance entre la evaporación y precipitación, y productividad del sistema; se obtuvo una mejor resolución fue alcanzada en el registro durante el Holoceno medio, donde las abundancias de ostrácodos fueron mayores.

La presente reconstrucción ambiental multiproxy del Holoceno temprano sugiere que las condiciones ambientales fueron muy húmedas, con la probable formación del lago, mientras que durante el Holoceno medio la tasa de E/P, la mayor abundancia de ostrácodos y los indicadores geoquímicos sugieren que las condiciones ambientales fueron de menor humedad, condición que permanece hasta el Holoceno tardío. Ningún indicador sugiere condiciones estrictamente secas como ha sido sugerido por un trabajo previo en el lago Ocotitalito. Esto denota que las inferencias derivadas de trabajos multiproxy poseen la ventaja de utilizar mayores herramientas para la obtención de información más completa basada tanto en información propia del lago y circundante. Así la combinación de indicadores biológicos y no biológicos demuestra que las reconstrucciones paleoambientales son más fiables.

Finalmente, los resultados de esta paleoreconstrucción muestran coincidencias con otros registros lacustres de las tierras bajas del norte de Guatemala, al inferirse condiciones húmedas y cálidas durante el Holoceno. Al contrario del sureste de México, donde las condiciones secas predominaron particularmente en el Holoceno tardío.

11. PERSPECTIVAS

Los estudios paleoambientales basados en bioindicadores acuáticos, requieren de un buen entendimiento de la dinámica del lago, patrones de circulación, etc. por lo que se propone realizar monitoreo estacional o de mayor frecuencia a lo largo del año.

Con el fin de mejorar las inferencias cuantitativas en el lago (niveles del lago y conductividad) se podrían realizar muestreos en transectos, colectando muestras desde las zonas litorales hasta la zona más profunda del lago con el fin de coleccionar muestras de agua y sedimentos para conocer las preferencias ecológicas de las especies a mayor detalle. Así mismo, para identificar hasta nivel de especie todos los organismos actuales y fósiles, se sugieren colecta de sedimentos en las diferentes estaciones del año, con el fin de obtener más ostrácodos adultos con partes blandas bien preservadas para su disección. Esto proveería también de información sobre los ciclos de vida y estrategias de reproducción y desarrollo.

Al coleccionar un gran número de adultos con partes blandas bien preservadas sería posible realizar análisis integrativos moleculares y morfológicos para identificaciones inequívocas y/o descubrir especies endémicas.

Para generar un registro isotópico más completo durante el Holoceno, se sugiere analizar otros núcleos recuperados de diferentes sitios dentro del lago. Probablemente algún sitio más somero podría contener una mayor abundancia de ostrácodos. El presente estudio se basó únicamente en las concentraciones de isótopos estables en muestras de agua del lago y en valvas de ostrácodos, sin embargo, sería muy importante la obtención de información para el agua de lluvia y agua subterránea en el sitio de estudio.

Esta investigación demuestra el alto potencial el sistema de lagos Nahá, Selva Lacandona, Chiapas posee para reconstrucciones paleoambientales y paleoclimáticas durante el holoceno por lo que estudios futuros deberían de enfocarse en el estudio de sedimentos lacustres del lago Metzabok, Amarillo, Yaxhá, entre otros. Otros grupos taxonómicos (tecamebas, cladóceros, quironómidos) fueron observados durante el trabajo de laboratorio del presente estudio, los cuáles deberían de ser analizados para así complementarse y mejorar las reconstrucciones paleolimnológicas.

13. REFERENCIAS

- Aguilar, E., T. C. Peterson, R. Ramírez Obando, R. Frutos, J. A. Retana, M. Solera, J. Soley, I. González García, R. M. Araujo, A. Rosa Santos, V. E. Valle, M. Brunet, L. Aguilar, L. Álvarez, M. Bautista, C. Castañón, L. Herrera, E. Ruano, J. J. Sinay, E. Sánchez, G. I. Hernández Oviedo, F. Obed, J. E. Salgado, J. L. Vázquez, M. Baca, M. Gutiérrez, C. Centella, J. Espinosa, D. Martínez, B. Olmedo, C. E. Ojeda Espinoza, R. Núñez, M. Haylock, H. Benavides, and R. Mayorga. 2005. Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961-2003. *Journal of Geophysical Research* 110: 15.
- Alley, R. B., Marotzke, J., Nordhaus, W. D., Overpeck, J. T., Peteet, D.M., Pielke JR., R.A., Pierrehumbert, R T., Rhines, P. B., Stocker, T. F., Talley, L.D.& Wallace, J.M. 2003. Abrupt climate change. *Science*, 299, 2005-2010.
- Alcalá-Herrera, J. A., J. S. Jacob, M. L. Machain Castillo, and R. W. Neck. 1994. Holocene palaeosalinity in a Maya wetland, Belize, inferred from the microfaunal assemblage. *Quaternary Research* 41:121-130.
- Almeida Leñero, L. 1973. La fauna de ostrácodos en los sedimentos recientes del lago de Tequesquitengo, Morelos. Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal.
- Álvarez-Balbinia, D. 2014. Reconstrucción de la temperatura durante el Holoceno en la Patagonia norte mediante la aplicación de isótopos estables. Tesis de doctorado.
- Ahyong, S. T., J. K. Lowry, M. Alonso, R. N. Bamber, G. A. Boxshall, P. Castro, S. Gerken, G. S. Karaman, J. W. Goy, and D. S. Jones. 2011. Subphylum Crustacea Brünnich, 1772. *Zootaxa* 3148:165-191.
- Aragón-Moreno, A., G. Islebe, N., Torrescano-Valle. 2012. A~3,800-yr, high-resolution record of vegetation and climate change on the north coast of the Yucatan Península. *Rev. Palaeobotany and Palynology* 178:35-42.
- Bernal, J. P., M. S. Lachniet, M. T. McCulloch, G. Mortimer, P. Morales, and E. Cienfuegos. 2011. A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research* 75:104-113.

- Brenner, M., M. F. Rosenmeier, D. A. Hodell, and J. H. Curtis. 2002. Paleolimnology of the Maya lowlands. *Ancient Mesoamerica* 13:141-157.
- Brusca, R. C., G. J. Brusca, & N. J. Haver. 1990. *Invertebrates*. Sinauer Associates Sunderland, MA.
- Bridgwater, N.D., Heaton, T.H.E., O'Hara, S.L., 1999. A late Holocene paleolimnological record from central Mexico based on faunal and stable-isotope analysis of ostracod shells. *Journal Paleolimnology* 22, 383-397.
- Bradley R.S., 1999. *Paleoclimatology, reconstructing climates of the Quaternary*. Harcourt Academic Press, San Diego, 613 pp.
- Caballero M., F., Valadez, A., Rodríguez. 2013. Paleolimnología: Como descifrar la historia de los lagos y su entorno a partir del estudio de sus sedimentos. *Paleontología Mexicana* Vol. 3, 22-28 pp.
- Caporaletti, M. 2011. Ostracods and stable isotopes:proxies for palaeoenvironmental reconstructions. *Joannea Geol. Palaont.* 11:345-359.
- Carreño, A. L. 1990. Ostrácodos lacustres del paleolago de Texcoco. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología* 3:117-129.
- Carrillo-Bastos A, Islebe GA, Torrescano-Valle N, González NE 2010 Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatan Peninsula, Mexico. *Rev Palaeobotany & Palynogy* 160: 189–196.
- Carrillo-Bastos G., Islebe, N. Torrescano-Valle 2013. 3800 Years of Quantitative Precipitation Reconstruction from the Northwest Yucatan Peninsula.
- Carlson, R. E. 1977. A trophic state index for lakes. *Limnol. Oceanogr.* 22: 361-369.
- Chávez-Lara, C., P. D. Roy, M. M. Caballero, A. L. Carreño, and C. Lakshumanan. 2012. Lacustrine ostracodes from the Chihuahuan Desert of Mexico and inferred Late Quaternary paleoecological conditions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29:422-431.

- Cohen, A., & G. Morin. 1990. Patterns of reproduction in ostracodes: a review. *Journal Crustacean Biology* 10: 184-211.
- Cohen, A., J. R. Stone, K. R. M. Beuning, L. E. Park, P. N. Reinthal, D. Dettman, C. A. Scholz, T. C. Johnson, J. W. King, M. R. Talbot, E. T. Brown, and S. J. Ivory. 2007. Ecological consequences of early Late Pleistocene megadroughts in tropical Africa. *PNAS* 104: 16422-16427.
- CONABIO, 2008. Comisión Nacional para el conocimiento y uso de la Biodiversidad. México D.F. <http://www.conabio.gob.mx/>
- CONAGUA, 2014. Comisión Nacional del Agua. México D.F. <http://www.conagua.gob.mx>
- CONANP. 2006. Programa de Conservación y manejo Área de Protección de Flora y Fauna Naha. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas, Mexico, D.F.
- Cohuo, S. 2012. Revisión taxonómica (morfológica y molecular) de los ostrácodos dulceacuícolas del centro-sureste de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal.
- Curtis, J., M. Brenner, and D. A. Hodell. 2001. Climate change in the circum-Caribbean (late Pleistocene-to-Present) and implications for regional biogeography. In C. A. Woods, and F. E. Sergile, eds. *Biogeography of the West Indies*. CRC Press, Boca Ration, FL. 35-54 pp.
- Curtis JH, Hodell DA, Brenner M. 1995. Climate variability on the Yucatan peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implication for Maya cultural evolution. *Quaternary* 16: 37–47.
- Curtis, J., Brenner, M., Hodell, D., Balsler, R., Islebe, G., Hoghiemstra, H. 1998. A multiproxy study of Holocene environmental change in the Maya lowlands of Peten, Guatemala. *J. Paleolimnol.* 19, 139-159.
- Danielopol, D. L., L. M. Casale, and R. Olteanu. 1994. On the preservation of carapaces of some limnic ostracods: An exercise in actuopalaeontology. *Hydrobiologia* 143: 143-157.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, Stockholm.16: 436-468.
- Durazzl, J.T. 1964. Stable isotopes in the ostracod shells: a preliminary study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, New York.41: 1168-1170.

- De Saussure, H. 1858. Mèmoire sur divers crustacés nouveaux du Mexique et des Antilles Page 82 Mémoires pour servir a l'histoire naturelle du Mexique, des Antilles et des États-Unis -- 1er mémoire. J. Fick, Geneve.
- Delorme, L. D. 1969. Ostracodes as Quaternary paleoecological indicators. Canadian Journal of Earth Sciences 6: 1471-1476.
- Delorme L.D. 1990. Freshwater Ostracodes. p. 93-100. In: B.G. Warner (Ed.). Methods in Quaternary Ecology. Geoscience Canada. Reprint series 5.
- Díaz, A. & Lopretto, E. 2011. The genus *Chlamydotheca* Saussure (Crustacea:Ostracoda) in northeastern Argentina. Nauplius 19(2):97-107.
- Domínguez-Vázquez, G. and G. A. Islebe. 2008. Protracted drought during the late Holocene in the Lacandon rain forest, Mexico. Vegetation History and Archaeobotany 17:327-333.
- Ehrenberg, C. G. 1869. Über mächtige Gebirgsschichten vorherrschend aus mikroskopischen Bacillarien unter und bei der Stadt Mexiko. Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Physikalische Klasse 1869:1-66.
- Escobar, J., J. H. Curtis, M. Brenner, D. A. Hodell, and J. A. Holmes. 2009. Isotope measurements of single ostracod valves and gastropod shells for climate reconstructions: evaluation of within-sample variability and determination of optimum sample size. Journal of Paleolimnology 43: 921-938.
- Escobar, J., Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Gilli, A., Mueller, A.D., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Grzesik, D.A., Pérez, L., Schwab, A., Guilderson, T.P., 2012. Aw43-ka record of paleoenvironmental change in the Central American lowlands inferred from stable isotopes of lacustrine ostracods. Quaternary Science. 37, 92-104.
- Fairbanks, R. G., R. A. Mortlock, T.-C. Chiu, L. Cao, A. Kaplan, T. P. Guilderson, T. W. Fairbanks, A. L. Bloom, P. M. Grootes, and M.-J. Nadeau. 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ / ^{238}U and ^{14}C dates on pristine corals. Quaternary Science Reviews 24:1781-1796

- Franco-Gaviria, J.F. 2014. Dinámicas de la vegetación y el clima del Holoceno en la selva Lacandona, estado de Chiapas, México. Tesis de maestría.
- Fritz, C.S., S.E. Metcalfe y W. Dean. 2001. Holocene Climate Patterns in the Americas Inferred from Paleolimnological Records. Pp. 241-263 in Markgraf V. (Eds.): Interhemispheric Climate Linkages. Academic Press. 454 pp.
- Forester, R. M. 1986. Determination of the dissolved anion composition of ancient lakes from fossil ostracodes. *Geology* 14:796-798.
- Forester, J. D., A. R. Ives, M. G. Turner, D. P. Anderson, D. Fortin, H. L. Beyer, D. W. Smith, and M. S. Boyce. 2007. State–space models link elk movement patterns to landscape characteristics in Yellowstone National Park. *Ecological Monographs* 77:285-299.
- Furtos, N. 1936. On the Ostracoda from the cenotes of Yucatán and vicinity. The cenotes of Yucatan, a zoological and hydrographic survey. Carnegie Institution of Washington, Washington. 89-115 pp,
- Grapher ^{TM9} Copyright © 2014 Golden Software Inc.
- Griffiths, H. I., & J. A. Holmes. 2000. Non-marine ostracods and Quaternary palaeoenvironments. QRA Technical Guide No. 8. Quaternary Research Association, London.
- Goulden, C. E. 1966. The animal microfossils. *in* C. E. Goulden, editor. The History of Laguna de Petenxil, a small lake in northern Guatemala. Connecticut Academy of Arts and Sciences, Connecticut.
- Gutiérrez-Ayala LV, Torrescano Valle N, Islebe GA. 2012 Reconstrucción paleoambiental del Holoceno Tardío de la reserva Los Petenes, Península de Yucatán, México. *Rev Mex Cienc Geol* 29: 749–763.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Rohl, U., 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* 293, 1304–1308.
- Haug GH, Gunther D, Peterson LC, Sigman DM, Hughen KA, et al. 2003. Climate and the Collapse of Maya Civilization. *Sci* 299: 1731–1735.

- Heaton, T. H. E., J. A. Holmes, and N. D. Bridgwater. 1995. Carbon and oxygen isotope variations among lacustrine ostracods: implications for paleoclimatic studies. *The Holocene* 5:428-434
- Hernández, M., E. Escobar, and J. Alcocer. 2010. Benthic crustaceans assemblage in a tropical, saline lake. *Revista Mexicana de Biodiversidad* 81:S133-S140.
- Hillesheim, M., Hodell, D., Leyden, B., Brenner, M., Curtis, J., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Buck, D., Guilderson, T., Rosenmeier, M., Schnurrenberger, D., 2005. Climate change in lowland Central America during the late deglacial and early Holocene. *J. Quat. Sci.* 20, 363-376.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Jones, G., Higuera-Gundy, A., Brenner, M., Binford, M., Dorsey, K., 1991. Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years. *Nature* 352, 790-793.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Brenner, M., 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature* 375, 391–394.
- Hodell DA, Brenner M, Curtis J. 2000. Climate change in the northern American tropics and subtropics since the last ice age. In Lentz DL, editor. *Imperfect balance, landscape transformations in the pre-Columbian Americas*. New York: Columbia University Press. 13–38.
- Hodell DA, Brenner M., Curtis JH., Guilderson T. 2001. Solar Forcing of Drought Frequency in the Maya Lowlands. *Sci* 292: 367–1370.
- Hodell DA, Brenner M, Curtis JH, Medina-Gonzalez R, Ildefonso-Chan Can E, Albornaz-Pat A, Guilderson TP. 2005. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews* 63:109–121.
- Hodell DA, Brenner M, Curtis JH. 2007. Climate and cultural history of the Northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. *Climatic Change* 83; 215–240.
- Hodell, D.A., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J.H., Gilli, A., Grzesik, D.A., Guilderson, T.J., Muller, A.D., Bush, M.B., Correa-Metrio, A., Escobar, J., Kutterolf, S. 2008. An 85-ka record of climate change in lowland Central America. *Quaternary Science Reviews* 27, 1152–1165.

- Hodell, D.A., Turchyn, A.V., Wiseman, C.J., Escobar, J., Curtis, J.H., Brenner, M., Gilli, A., Mueller, A.D., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Brown, E.T., 2012. Late Glacial temperature and precipitation changes in the lowland Neotropics by tandem measurement of $d^{18}O$ in biogenic carbonate and gypsum hydration water. *Geochimical Cosmochimical Acta* 77, 352-368.
- Holmes, J., 1998. Trace element and stable-isotope geochemistry of non-marine ostracod shells in Quaternary paleoenvironmental reconstruction. *J. Paleolimnol.* 15, 223-235.
- 2000. Ostracoda. In Last D.W. y J.P. Smol (eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volumen 4: Zoological indicators.* Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. 125-151.
- Horne, D. J., A. Cohen, & K. Martens. 2002. Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda. Pp. 5-36. In J. A. Holmes, and A. R. Chivas, eds. *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*, Geophysical Monograph 131. American Geophysical Union, Washington D. C., USA,
- INEGI. 2014. Guías para la interpretación cartográfica, Geología., INEGI, México.
- IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013. <http://www.ipcc.ch>
- Islebe GA, Hooghiemstra H, Brenner M, Curtis JH, Hodell DA. 1996. A Holocene vegetation history from lowland Guatemala. *The Holocene* 6: 265–271.
- Israde Alcántara, I., R. Velázquez-Durán, M. Lozano García, J. Bischoff, G. Domínguez Vázquez, and V. H. Garduño Monroy. 2010. Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62:345-357.
- Juggins S. 2007. C2 version 1.5 user guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualization. Newcastle University, Newcastle upon Tyne, UK. 73p.
- Jones, B. F. and C. J. Bowser. 1978. The mineralogy and related chemistry of lake sediments. Pages 179-235 *Lakes.* Springer.

- Juárez, D. 2005. Registro de cambios paleoambientales en sedimentos del lago “La preciosa”, Pue. con base en el estudio de ostrácodos. Tesis de Maestría.
- Karanovic, I. 2012. Recent Freshwater Ostracods of the World: Crustacea, Ostracoda, Podocopida. Ed. Springer Heidelberg Dordrecht, London New York.
- Krutak, P. R. and R. Gío-Argáez. 1994. Ecology, taxonomy, and distribution of dominant ostracode taxa in modern carbonate sediments, northeastern Yucatán shelf, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 11:193-213.
- Kutzbach J. E. & B. L. Otto-Bliesner, 1982. The Sensitivity of the African-Asian Monsoonal Climate to Orbital Parameter Changes for 9000 Years B.P. in a Low-Resolution General Circulation Model. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1177–1188.
- Legendre, P. & L. F. Legendre. 1998. Numerical ecology. Elsevier.
- Leyden, B. W. 1987. Man and climate in the Maya lowlands. *Quaternary Research* 28:407-414.
- Leyden, B., M. Brenner, D. A. Hodell, and J. H. Curtis. 1994. Orbital and internal forcing of climate on the Yucatan Peninsula for the past ca. 36 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109:193-210.
- Leyden, B.W., Brenner, M., Whitmore, T., Curtis, J.H., Piperno, D.R., Dahlin, B.H., 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, Salt Lake City, pp. 30 – 50.
- Leyden, B., M. Brenner, and B. H. Dahlin. 1998. Cultural and climatic history of Cobá, a lowland Maya city in Quintana Roo, Mexico. *Quaternary Research* 49: 111-122.
- Leyden, B. W. 2002. Pollen evidence for climatic variability and cultural disturbance in the Maya lowlands. *Ancient Mesoamerica* 13:85-101.

- Lorenschat, J. 2009. Ostrácodos en lagos de altura y de tierras bajas en el sur de Guatemala como bioindicadores. Universidad Técnica de Carolo-Wilhelmina en Braunschweig Alemania
- Lozano-García, S., M. Caballero, B. Ortega, A. Rodríguez, S. Sosa. 2007. Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of Eastern Mesoamerica. The National Academy of Sciences of the USA. PNAS.
- Machain-Castillo, M., F. Gío-Argáez, J. Alcalá-Herrera, and J. Jacob. 1994. Ostracodos del Holoceno del norte de Belice y su interpretación paleoambiental. *Rev. Soc. Mex. Hist. Nat* 43:87-94.
- Machain-Castillo, M. L. and R. Gío-Argáez. 2004. Ostrácodos bentónicos del sur del Golfo de México. Pages 161-171 in M. Caso, I. Pisanty, and E. Ezcurra, editors. Diagnóstico ambiental del Golfo de México. Instituto Nacional de Ecología (INE-SEMARNAT), México.
- Magaña, V., Amador, J.A., Medina, S. 1999. The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate* 12, 1577 – 1588.
- Margalef, R., 1983. *Limnología*. Ed. Ediciones Omega, S.A. Barcelona
- Martens K, Schön I, Meisch C, Horne DJ. 2008. Global diversity of ostracods (Ostracoda, Crustacea) in freshwater. *Hydrobiology* 595:185–193.
- Medina-Elizalde M, Burns SJ, Lea DW, Asmerom Y, van Gunten L. 2010. High resolution stalagmite climate record from the Yucatán peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth Planet Sci Lett.* 298: 255–262.
- Medina-Elizalde M, Rohling EJ. 2012. Collapse of Classic Maya Civilization related to modest reduction in precipitation. *Sci.* 335: 956–959.
- Meisch, C., 2000. *Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe. Süßwasserfauna von Mitteleuropa*. Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg, Berlin, Germany.
- Metcalfe, S.E., O'Hara, S.L., Caballero, M., Davies, S.J., 2000. Records of late Pleistocene–Holocene climatic change in Mexico a review. *Quaternary Science Reviews* 19, 699–721

- Mezquita, F., R. Hernández, & J. Rueda. 1999. Ecology and distribution of ostracods in a polluted Mediterranean river. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 148: 87-103.
- Mezquita F, Roca JR, Reed JM, Wansard G. 2005. Quantifying species-environment relationships in non-marine Ostracoda for ecological and palaeoecological studies: examples using Iberian data. *Palaeogeography Palaeoclimatology and Palaeoecology* 225:93–111
- Mischke S, Almogi-Labin A, Ortal R, Rosenfeld A, Schwab MJ, Boomer I 2010. Quantitative reconstruction of lake conductivity in the Quaternary of the Near East (Israel) using ostracods. *J Paleolimnol* 43:667–688.
- Mourguiart, P., T. Corrège, D. Wirrmann, J. Argollo, M. Montenegro, M. Pourchet, and P. Carbonel. 1998. Holocene palaeohydrology of Lake Titicaca estimated from an ostracod-based transfer function. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 143:51-72.
- Mueller, A. D., G. A. Islebe, M. B. Hillesheim, D. A. Grzesik, F. S. Anselmetti, D. Ariztegui, M. Brenner, J. H. Curtis, D. A. Hodell, and K. A. Venz. 2009. Climate drying and associated forest decline in the lowlands of northern Guatemala during the Holocene. *Quaternary Research* 71:133-141
- Mueller, A.D., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Brenner, M., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Escobar, J., Gilli, A., Grzesik, D.A., Guilderson, T.P., Kutterolf, S., Plötze, M.L., 2010. Late Quaternary palaeoenvironment of northern Guatemala: evidence from deep drill cores and seismic stratigraphy of Lake Petén Itzá. *Sedimentology* 57, 1220-1245.
- Müllerried, F. K.G. 1994. *Geología de Chiapas*. Publicaciones del estado, Tuxtla Gutierrez, Chiapas, México
- OCDE, 1982. *Research of the Organization for Economic Co-Operation and Development (OECD)*. 2014. <http://lakes.chebucto.org/TPMODELS/OECD/oecd.html>
- Palacios-Fest, M. R.; A. S. Cohen y P. Anadón. 1994. Use of Ostracodes as paleoenvironmental tools in the interpretation of ancient lacustrine records. *Revista Española de Paleontología*. 9(2): 145-164.

- Palacios-Fest, M. R. 1996. Geoquímica de la concha de ostrácodos (*Limnocythere staplini*), un método de regresión múltiple como indicador paleoclimático. GEOS. 16(3):130-136.
- Palacios-Fest, M. R., and D. L. Dettman. 2001. Temperature controls monthly variation in ostracode valve Mg/Ca: *Cypridopsis vidua* from a small lake in Sonora, Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65: 2499-2507.
- Palacios-Fest, M. R.; A. L. Carreño; J. Ortega-Ramírez y J. Alvarado-Valdéz. 2002. A paleoenvironmental reconstruction of Laguna Babícora, Chihuahua, Mexico based on ostracode paleoecology and trace element shell chemistry. *Journal of Paleolimnology*. 27(2): 185-206.
- Pérez, L., G. Alfaro, M. Palmieri, M. Dix, M. Maldonado, G. Islebe, B. Scharf, and A. Schwalb. 2008. Paleoclima y paleoecología de las tierras bajas del norte de los neotrópicos: investigación limnológica y extracción de sedimentos del lago Petén Itzá (Guatemala). *Revista de la Universidad del Valle de Guatemala* 18:65-83.
- Pérez, L., Lorenschat, J., Brenner, M., Scharf, B., Schwalb, A., 2010a. Extant freshwater ostracodes (Crustacea: Ostracoda) from Lago Petén Itzá, Guatemala. *Rev. Biol. Trop.* 58, 871-895.
- Pérez, L., Lorenschat, J., Bugja, R., Brenner, M., Scharf, B., Schwalb, A., 2010b. Distribution, diversity and ecology of modern freshwater ostracodes (Crustacea), and hydrochemical characteristics of Lago Petén Itzá, Guatemala. *J. Limnol.* 69, 146e159.
- Pérez, L., Bugja, R., Massaferró, J., Steeb, P., van Geldern, R., Frenzel, P., Brenner, M., Scharf, B., Schwalb, A., 2010c. Post-Columbian environmental history of Lago Petén Itzá, Guatemala. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 27, 490-507.
- Pérez L, Bugja R, Lorenschat J, Brenner M, Curtis J, Hoelzmann P, Islebe G, Scharf B, Schwalb A. 2011a. Aquatic ecosystems of the Yucatán Peninsula (Mexico), Belize and Guatemala. *Hydrobiologia* 661:407–433.
- Pérez, L., Frenzel, P., Brenner, M., Escobar, E., Hoelzmann, P., Scharf, B., Schwalb, A., 2011. Late Quaternary (24-10 ka BP) environmental history

of the Neotropical lowlands inferred from ostracodes in sediments of Lago Petén Itzá, Guatemala. *J. Paleolimnol.* 46, 59-74.

- Pérez, L., Lorenschat, J., Brenner, M., Scharf, B., Schwalb, A., 2012. Non-marine ostracodes (Crustacea) of Guatemala. In: Cano, E.B., Schuster, J.C. (Eds.), *Biodiversidad de Guatemala*, vol. 2. Universidad del Valle de Guatemala, Guatemala, pp. 121-131.
- Quiroz, J.D. 2012. Variabilidad climática de los últimos 80ka cal AP en el norte de México con proxies geoquímicos en sedimentos lacustres. Tesis de Maestría.
- Rioja, E. 1955. Primeros datos acerca de las especies del género *Entocythere* (Crustaceos Ostracodos) de la isla de Cuba. *Anales del Instituto de Biología México* XXVI:193-197.
- Rodríguez-Lazaro, J. and F. Ruiz-Muñoz. 2012. A general introduction to ostracods: morphology, distribution, fossil record and applications. *Developments in Quaternary Sciences* 17:1-14.
- Roldán, G., J. Ramírez. 2008. *Fundamentos de limnología neotropical*. Ed. Universidad de Antioquia, (ed.) 2º Académica Colombiana de Ciencias Exactas.
- Rosenmeier, M. F., D. A. Hodell, M. Brenner, J. H. Curtis, and T. P. Guilderson. 2002. A 4000-year lacustrine record of environmental change in the southern Maya lowlands, Peten, Guatemala. *Quaternary Research* 57:183-190.
- Brenner, M., M. F. Rosenmeier, D. A. Hodell, and J. H. Curtis. 2002. Paleolimnology of the Maya lowlands. *Ancient Mesoamerica* 13:141-157.
- Roy, P.D., Smykatz-Kloss, W., Dinha, R., 2006. Late Holocene geochemical history inferred from Sambhar and Didwana playa sediments, Thar Desert: comparison and synthesis. *Quaternary International* 144(1), 84-98.
- Roy, P. D., J. D. Quiroz-Jiménez, L. L. Pérez-Cruz, S. Lozano-García, S. E. Metcalfe, R. Lozano-Santacruz, N. López-Balbiaux, J. L. Sánchez-Zavala, and F. M. Romero. 2013. Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands of northern Mexico: a summer precipitation

proxy record of the last 80 cal ka BP. *Quaternary Science Reviews* 78:342-354.

- Rzedowski, J. 2006. *Vegetación de México*. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México D.F. 504 pp.
- The R Project for Statistical Computing. <http://CRAN.R-project.org/package=vegan>
- Schwalb, A., G. S. Lister, and K. Kelts. 1994. Ostracode carbonate $\delta^{18}\text{O}$ - and $\delta^{13}\text{C}$ -signature of hydrological and climatic changes affecting Lake Neuchâtel, Switzerland, since the latest Pleistocene. *Journal of Paleolimnology* 11:3-17.
- Schwalb, A., 2003. Lacustrine ostracodes as stable isotope recorders of lateglacial and Holocene environmental dynamics and climate. *J. Paleolimnol.*29, 256-351.
- Smith, A. J., & L. D. Delorme. 2010. Ostracoda. In J. Thorp, and A. Covich, eds. *Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates*. Academic Press, Elsevier, UK.
- Smol, J. P. 1992. Paleolimnology: an important tool for effective ecosystem management. *Journal of Aquatic Ecosystem Health* 1: 49-58.
- Tressler, W. L. 1954. Fresh-water Ostracoda from Texas and Mexico. *Journal of Washington Academy Science* 44:138-149.
- Torrescano-Valle N (2007) Reconstrucción paleoambiental del Holoceno Medio-Tardío en la parte centro-sur de la península de Yucatán, México. Doctoral Thesis. El Colegio de la Frontera Sur.
- Torrescano, N., Islebe, G.A., 2006, Tropical forest and mangrove history from southeastern Mexico: a 5000 yr pollen record and implications for sea level rise: *Vegetation History Archaeobotanic*, 15, 191-195.
- von Grafenstein U, Eicher U, Erlenkeuser H, Ruch P, Schwander J & Ammann B. 2000. Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): Palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 215–229

- Viehberg F. 2006. Freshwater ostracod assemblages and their relationship to environmental variables in waters from northeast Germany. *Hydrobiologia* 571:213–224.
- Wetzel, R. G. 1981. *Limnología*. Ed. Omega, Barcelona págs. 679.
- Whal, D., R. Byrne, T. Schreiner, and R. Hansen. 2006. Holocene vegetation change in the northern Petén and its implications for Maya prehistory. *Quaternary Research* 65:380-389.
- Whal, D., Byrne, R., Anderson, L. 2014. An 8,700 year paleoclimate reconstruction from the southern Maya lowlands. *Quaternary Science Reviews* 103:19-25.
- 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, paleolimnological approach. *The Holocene* 6, 273 – 287.
- Wright, H. E. 1967. A square-rod piston sampler for lake sediments. *Journal of Sedimentary Research* 37:975-976.