



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS

Instituto de Geología

REGISTRO DE LA VARIACIÓN
CLIMÁTICA DEL NEÓGENO
TARDÍO EN LAGUNA SALADA,
BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS BIOLÓGICAS
(SISTEMÁTICA)

P R E S E N T A

VIOLETA AMPARO ROMERO M AYÉN

DIRECTORA DE TESIS: DRA. ANA LUISA CARREÑO

MÉXICO, D.F.

AGOSTO, 2008



Dr. Isidro Ávila Martínez
Director General de Administración Escolar, UNAM
Presente

Me permito informar a usted que en la reunión ordinaria del Comité Académico del Posgrado en Ciencias Biológicas, celebrada el día 14 de Abril de 2008, se aprobó el siguiente jurado para el examen de grado de **MAESTRÍA EN CIENCIAS BIOLÓGICAS (SISTEMÁTICA)** de la alumna **VIOLETA AMPARO ROMERO MAYEN** con número de cuenta **98553383** con la tesis titulada **“Registro de la variación climática del Neógeno tardío en Laguna Salada, Baja California, México”**, realizada bajo la dirección de la **DRA. ANA LUISA CARREÑO**.

Presidente: DR. JAVIER ALCOCER DURAND
Vocal: DR. MANUEL ROBERTO PALACIOS FEST
Vocal: DRA. LIGIA LUCINA PEREZ CRUZ
Vocal: DRA. MARIA PATRICIA VELASCO DE LEON
Secretario: DR. JUAN PABLO BERNAL URUCHURTU

De acuerdo con lo anterior, la alumna se apegó a lo establecido en el Artículo 25 del Reglamento General de Estudios de Posgrado (29 septiembre de 2006).

Sin otro particular, me es grato enviarle un cordial saludo.

Atentamente
“POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU”
Cd. Universitaria, D.F., a 1^{ra} de Julio de 2008.

Dr. Juan Núñez Farfán
Coordinador del Programa

c.c.p. Expediente de la interesada.

RECONOCIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geología y al Posgrado en Ciencias Biológicas.

Este trabajo de tesis se realizó con el apoyo de la beca otorgada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT).

Al apoyo otorgado por el CONACyT como parte del proyecto 42137 a cargo del Dr. Juan Contreras Pérez del Centro de Investigación Científica y Enseñanza Superior de Ensenada (CICESE).

A la DGAPA por el apoyo otorgado como parte del proyecto IN228307 a cargo del Dr. Sergio R. S. Cevallos Ferriz.

Al Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México por la beca otorgada durante la realización de este trabajo de tesis.

A mi directora de tesis, Dra. Ana Luisa Carreño, así como a los miembros del comité tutorial, Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu y Dra. Margarita Caballero Miranda.

AGRADEZCO:

En primer lugar, a mi asesora, Dra. Ana Luisa Carreño, quién me brindó apoyo constante en diversos ámbitos durante este tiempo. Gracias Ana Luisa.

A los miembros del Jurado, Dr. Javier Alcocer Durand, Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu, Dr. Manuel R. Palacios Fest, Dra. Ligia Pérez Cruz y Dra. Patricia Velasco de León, por sus comentarios y sugerencias al trabajo escrito.

A la gente del CICESE, Dr. Juan Contreras Pérez, Dr. Juan Herguera, Dr. Arturo Martín Barajas, Biól. Gabriel Rendón Márquez y en especial al M. en C. Abel Aco Palestina, por su atención durante el muestreo del núcleo y su disposición a responder dudas posteriores.

Al Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu por su asesoría en el uso del ICPMS para el análisis de muestras.

A la M. en C. Elena Lounejeva Baturina, del Instituto de Geología, por su apoyo y asesoría durante el trabajo de preparación de muestras en el Laboratorio de Química Ultrapura y en el análisis de elementos traza en ICPMS.

A la M. en C. Gabriela Diego, por su asesoría en la identificación de los foraminíferos.

Al M. en C. Alejandro Rodríguez del Instituto de Geofísica, por su asesoría en la preparación, observación e identificación de diatomeas.

A la Biól. Yolanda Hornelas del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, por las fotografías de MEB que ilustran este trabajo.

Al Biól. Armando Zepeda Rodríguez, de la Facultad de Medicina, por su ayuda con la toma de fotografías de ejemplares del presente trabajo.

A la gente del Instituto de Geología, Dra. Marisol Montellano Ballesteros, Dr. Sergio Cevallos Ferriz, Dra. Ma. del Carmen Perrilliat Montoya, Dra. Laura Calvillo Canadell, quienes de alguna manera me brindaron apoyo en momentos difíciles.

Ale, Rosa, Choche, Adriana y Yanci, su amistad fue un pilar importante durante este tiempo.

A mi familia: tíos, primos, sobrinos, abuelita y Ángel.

Ernesto, te agradezco todo lo enseñado y aprendido, lo compartido, tu apoyo, ayuda y compañía hasta el punto final de este trabajo.

Mamá, Tania y Ángeles. Gracias.

Este trabajo está dedicado a la memoria de mi papá,
Rafael

*Nunca te entregues ni te apartes
Junto al camino, nunca digas
No puedo más y aquí me quedo.*

(Palabras para Julia, José Agustín Goytisolo)

A mi mamá,
Rosaura

A mis hermanas,
Tania y Ángeles

Índice

	Pág
Resumen	1
Introducción	
El sistema climático y su variabilidad	2
Registros paleoclimáticos	6
Los ostrácodos y su aplicación	
Características Generales	8
Ecología	10
Los ostrácodos en interpretaciones paleoambientales	
Tafonomía y taxonomía	13
Paleoecología	15
Análisis de elementos traza en caparazones de ostrácodos	16
Objetivo	23
Sitio de estudio	
Marco Geológico	23
Ubicación del área de estudio	35
Condiciones climáticas actuales	28
Material y Métodos	
Núcleo LS04 – 1	31
Control cronológico	31
Procesamiento de las muestras	34
Tafonomía	36
Geoquímica	36
Estimación de paleotemperaturas	38
Resultados y Discusión	
Modelo de edades	39
Abundancia y diversidad de organismos	
Ostrácodos	43
Foraminíferos	47
Diatomeas	48
Moluscos	48
Tafonomía y paleoecología	50

Geoquímica	54
Grupo A	62
Grupo B	71
Registro climático de Laguna Salada	81
Wisconsiniano tardío	83
Último Máximo Glacial	83
Pleistoceno tardío	84
Holoceno temprano	86
Holoceno medio	87
Holoceno tardío	88
Conclusiones	90
Apéndice		
Cuadro 1	93
Cuadro 2	97
Cuadro 3	101
Cuadro 4	103
Cuadro 5	106
Cuadro 6	107
Láminas		
Lámina I	110
Lámina II	112
Lámina III	114
Lámina IV	116
Lámina V	128
Referencias	120

RESUMEN

La Laguna Salada es una cuenca semi-cerrada ubicada al norte del Golfo de California, en el Delta del Río Colorado y que está rodeada al oeste por la Sierra de Juárez y al este por las Sierras Cucapá y El Mayor. Es una cuenca que por su posición geográfica ha estado sujeta a distintas condiciones ambientales desde su formación: durante el Mioceno tardío (22 Ma AP), la laguna recibía incursiones marinas mientras que a partir del Pleistoceno tardío (~120 ka AP) quedó aislada de los aportes marinos, dando lugar a un cuerpo de agua con aportes fluviales alternados con lacustres. El presente trabajo tiene como objetivo reconstruir las variaciones ambientales a las cuales estuvo sujeta la laguna durante el Neógeno tardío, con base en análisis tafonómico y geoquímico de ostrácodos del núcleo LS04-1. El núcleo se obtuvo en el margen este de la Laguna, a las faldas de la Sierra Cucapá, y tiene una longitud de 43 m. Tiene un control cronológico con base en cuatro edades ^{14}C de 41.5 ka AP a 30 m; 25.46 ka AP a 26 m; 9.5 ka AP a 11 m y 10.03 ka AP a 9 m. La microfauna presente en el núcleo está compuesta por 20 especies de ostrácodos marinos, salobres y dulceacuícolas, y 10 especies de foraminíferos, los cuales en su mayoría son especies que habitan en zonas someras y lagunas costeras. Los representantes de ambos grupos presentan abundancias variables a lo largo del núcleo y, de acuerdo con los cambios en la composición de las poblaciones, se infiere que la laguna estuvo sujeta a cambios drásticos en sus niveles de agua: periodos con niveles altos alternados con periodos de sequía. Sin embargo, los resultados son controversiales debido a que los sedimentos laminados de grano fino, que se infiere fueron depositados en presencia de una columna de agua, no presentan evidencia fósil, en comparación con los paquetes de arenas que indican transporte eólico donde se encuentra la mayor abundancia y diversidad de ostrácodos y foraminíferos. El análisis de elementos traza, Mg/Ca (indicador de paleotemperaturas) y Sr/Ca (indicador de paleosalinidades), de valvas de los ostrácodos *Cyprideis castus* y *Limnocythere staplini* en conjunto con el análisis tafonómico de ostrácodos y foraminíferos permiten describir variaciones ambientales; sin embargo, algunas señales no parecen estar relacionadas con eventos registrados globalmente. Por otra parte, se identifican horizontes donde las proporciones Mg/Ca y Sr/Ca de las valvas arrojan valores anómalos, principalmente en muestras de *C. castus*, lo cual se propone está asociado con procesos diagenéticos que alteraron las proporciones de estos elementos traza en las conchas. Con base en los resultados del análisis de elementos traza, se propone que la especie *L. staplini* es un indicador confiable de paleotemperaturas. Sin embargo, la aplicación de *C. castus* como indicador de temperaturas queda cuestionada debido a la alta proporción de muestras con valores anómalos de Mg y Sr. Debido a que los trabajos previos enfocados a la reconstrucción de las condiciones ambientales y climáticas de la laguna están basados en análisis sedimentológicos, el presente trabajo constituye el primer reporte basado en registros biológicos y, por lo tanto, de la fauna fósil de Laguna Salada

INTRODUCCIÓN

El Sistema Climático y su variabilidad

Climáticamente, la Tierra es un sistema altamente variable. Esta variabilidad es continua y es resultado del constante cambio en las interacciones entre los distintos componentes del sistema climático: hidrosfera, criosfera, atmósfera, litosfera y biosfera. La red que conforman estos componentes y sus interacciones son los que determinan las condiciones climáticas (o clima) de una región. Sin embargo, existen otros factores que están involucrados en el establecimiento del clima y que pueden tener influencia sobre algunos de los componentes del sistema. Estos factores pueden ser clasificados como internos y externos (Cronin, 1999).

La altitud y la latitud son dos factores internos que definen en gran medida las características de algunos de los componentes del sistema y por lo tanto, cómo serán sus interacciones. A nivel externo, la radiación solar emitida es el principal factor que modula el sistema climático pues también influye sobre varios componentes del sistema y por ende, en sus interacciones. Además de éste, factores como los relacionados con la forma de la órbita terrestre, con la inclinación del eje de la Tierra y con la orientación de la misma también determinan el comportamiento del sistema (Cronin, 1999).

Aunado a todo lo anterior, existen mecanismos de retroalimentación que influyen en la respuesta del sistema climático bajo variaciones. Un mecanismo de retroalimentación positiva ocasionará que la señal que dio origen a variaciones en el sistema se vea amplificada, contrario a lo que sucede con mecanismos de retroalimentación negativa, donde después de todos los procesos de interacción entre los componentes del sistema, la señal inicial se verá disminuida (Cronin, 1999).

Características como la precipitación, evaporación, humedad, vientos dominantes, entre otras, están determinadas por todo el conjunto de procesos relacionados con el sistema climático y que, al final, son las características que definen el clima de cualquier región.

Al ser la Tierra un sistema complejo y en constante cambio, el clima también se encuentra sujeto a variaciones, tanto espaciales como temporales y, debido a que es el resultado de múltiples interacciones, describir e interpretar la variación

climática del pasado terrestre o bien, predecir los cambios a futuro en el sistema y sus repercusiones, son tareas complejas pues existen muchas variables que deben de ser tomadas en cuenta.

Los distintos episodios climáticos que han afectado el sistema terrestre a lo largo de su evolución han sido identificados gracias a que estas variaciones quedaron evidenciadas en registros sedimentarios, geoquímicos y biológicos, entre otros. Con base en el estudio y análisis de estos registros, ha sido posible establecer que estas variaciones se presentan de manera cíclica, en algunas ocasiones de manera abrupta y que son consecuencia de variaciones del sistema a distintos niveles y distintas escalas de tiempo (miles, cientos o decenas de años).

Los cambios que sufren los tres parámetros orbitales que describe la Tierra ocasionan variaciones, a diferentes escalas de tiempo, en la distribución de la energía solar recibida en la Tierra y que, de acuerdo con registros de distinta naturaleza, son la causa de la alta variabilidad climática del Pleistoceno-Holoceno (Imbrie e Imbrie, 1980; Wright, 1996). La modelación matemática de estos cambios está descrita en la Teoría Astronómica de Milankovitch, la cual integra las oscilaciones de los tres parámetros orbitales (Bryant, 1997): a) la forma de la órbita terrestre, denominada como excentricidad de la órbita, se refiere a que tan elíptica o circular es la órbita con variaciones cada 96 a 100 ka, generando variaciones interhemisféricas de la radiación solar recibida; b) el plano de inclinación del eje terrestre, el cual no es perpendicular al plano de la órbita, ya que varía de 21.39° a 24.36° de inclinación en un periodo de 40 a 41 ka, ocasionando que en periodos de máxima inclinación las diferencias entre estaciones sean más marcadas y; c) la precesión de los equinoccios y solsticios, ocasionada por la variación en la orientación del eje terrestre y que tiene periodos de 19 a 23 ka. De acuerdo con la literatura, estas variaciones son el origen de las glaciaciones de los últimos 800 ka (Labeyrie et al., 2003).

A pesar de que esta teoría puede explicar la variabilidad climática del Cuaternario, los cambios en la insolación ocasionados por las oscilaciones orbitales no explican las variaciones con escalas de tiempo milenarias y decadales.

A nivel milenario, durante el último periodo glacial se presentaron ciclos marcados por temperaturas altas durante un periodo de 1000 a 2000 años y posteriormente, un periodo marcado por el descenso de la temperatura; el

principal mecanismo propuesto para explicar estos eventos está basado en el análisis de sedimentos marinos donde se observan horizontes con material transportado por icebergs y los cuales son asociados con el desplazamiento hacia el sur de aguas frías provenientes de Groenlandia e Islandia.

El origen de estas oscilaciones no está claro, sin embargo se ha propuesto que pueden estar relacionadas con variaciones en las emisiones solares o bien, tener su origen en algún mecanismo océano-atmósfera (Oppo, 1997). Van Geel et al. (1999) aportan evidencia sobre el origen de estas variaciones con base en isótopos cosmogénicos e interpretando los cambios de la actividad solar, planteando que el forzamiento solar juega un papel importante en las variaciones climáticas.

Las oscilaciones también pueden observarse en escalas de tiempo de décadas, lo cual es aún más complejo de explicar mediante la teoría astronómica. Estas variaciones se observan de manera simultánea en registros del Atlántico Norte y Pacífico Norte. A pesar de esto, no se tiene bien claro cuál es el mecanismo que dispara estas oscilaciones aunque modelos y observaciones del sistema océano-atmósfera permiten inferir que el origen podría estar en la inestabilidad de las interacciones aire-mar sobre la circulación del Pacífico Norte (Latif y Barnett, 1994).

Oscilaciones como los eventos Heinrich (Figura 1) —desprendimiento masivo de bloques de hielo en el Atlántico Norte, lo que genera una entrada importante de agua dulce al mar ocasionando una alteración en la circulación termohalina— o los ciclos Dansgaard-Oeschger —periodo de calentamiento abrupto seguido de una disminución gradual de la temperatura en Groenlandia— no tienen a la fecha una explicación completamente aceptada, sin embargo, se tiene claro que el origen de estas oscilaciones no está en los cambios de la insolación sino en mecanismos de retroalimentación entre el sistema atmósfera-criosfera-hidrosfera (Labeyrie, 2000; Stocker y Marchal, 2000; Labeyrie et al., 2003).

Además de estas oscilaciones cuasi-cíclicas, para el Pleistoceno-Holoceno se han identificado diversos periodos donde las condiciones climáticas cambian abruptamente (Figura 1). El Último Máximo Glacial (20 a 17 ka AP) es un periodo frío que se presentó hacia la parte final del Pleistoceno, durante el cual los casquetes polares se extendieron hasta latitudes cercanas a los 60° N causando un

descenso en el nivel del mar de 120 m en comparación con su nivel actual. La extensión del casquete polar provocó en América del Norte un cambio en la circulación atmosférica ocasionando que la corriente de chorro o Jet stream, se dividiera en dos ramas desplazando una de ellas hacia latitudes del sur; lo que generó condiciones frías y húmedas hasta el sur de EUA (Thompson et al., 1993). Estas condiciones finalizaron alrededor de los 17 ka AP y, posteriormente, para el periodo comprendido entre los 15-13 ka AP se tiene registro de un evento cálido dentro del último periodo glacial: el Bölling/ Alleröd (Labeyrie et al., 2003). El final de este periodo marca el inicio del Younger Dryas (13-11 ka AP) el cual está caracterizado por ser un enfriamiento abrupto y cuyo término marca el inicio del actual periodo interglacial (Labeyrie et al., 2003).

Durante el Holoceno, a pesar de que es identificado como un periodo cálido, hay registro de periodos fríos: el evento de los 8.2 ka AP (8 a 8.4 ka AP) que está caracterizado por ser un cambio rápido hacia condiciones frías, secas y con alta actividad de vientos (Alley et al., 1997) o bien, el periodo conocido como la Pequeña Edad del Hielo que se registra para el periodo 1400-1900 AD (Cronin, 2003).

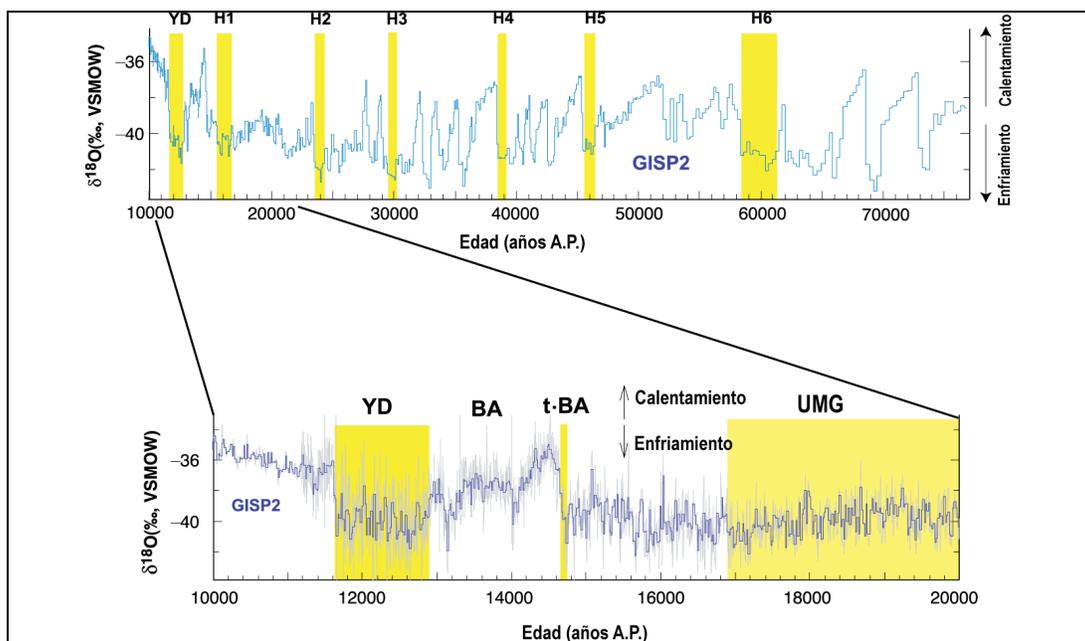


Figura 1. Registro de isótopos de oxígeno en núcleos de hielo de Groenlandia. Se pueden observar los eventos Heinrich para los últimos 70 a 10 ka AP, así como el Último Máximo Glacial, el Bölling/ Alleröd y el Younger Dryas (Modificado de Wang et al., 2001).

Registros paleoclimáticos

A nivel global, son diversas las localidades y tipos de indicadores que han permitido la descripción de la variabilidad climática a lo largo del tiempo, sin embargo, el registro más representativo de estos cambios es el que se ha obtenido a partir de núcleos de hielo de las zonas polares, tanto en el Hemisferio Sur (Fischer et al., 1999; Petit et al., 1999) como en el Norte (Meese et al., 1994; Stuiver et al., 1995). A partir de los registros de isótopos de oxígeno y otros gases provenientes de estos núcleos, se han podido establecer distintos episodios climáticos, cambios en temperatura y de las condiciones ambientales globales. Además de éstos, localmente se pueden obtener registros que permiten establecer los cambios en las condiciones climáticas y ambientales de una localidad y que pueden ser correlacionados con otros indicadores.

Las técnicas empleadas y los tipos de registros usados para hacer reconstrucciones climáticas se han extendido y mejorado, lo cual ha permitido integrar distintas disciplinas, como dendrocronología, geoquímica, sedimentología, paleobiología, paleolimnología y paleoceanografía, entre otras.

En México, la diversidad de registros es amplia y con buena resolución y conservación en varios casos. Uno de los registros más socorridos es el sedimentario, tanto lacustre como marino, el cual ha sido empleado exitosamente en localidades con registros lacustres como la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Lozano-García et al., 2005) o la región central de México (Caballero y Guerrero, 1998; Caballero et al., 1999) o bien, con registros marinos en el Golfo de México (Brown et al., 1999; Poore et al., 2005) y en el Golfo de California (Dean, 2006; Pérez-Cruz, 2006) donde los registros han aportado información valiosa sobre los cambios en las condiciones ambientales de la región.

Una de las regiones en México que ha generado gran interés para la comunidad científica y las sociedades conservacionistas es la de la Península de Baja California del Golfo de California ya que debido a un número importante de procesos geológicos, la Baja California se tornó una península topográficamente compleja y en general árida (Helenes y Carreño, 1999). Esta intrincada evolución fisiográfica ha resultado en el aislamiento de muchos organismos en algunas áreas, mientras que en otras ha permitido la invasión y/o reinvasión.

Diversos trabajos han documentado que los sedimentos recobrados en las cuencas del Golfo de California contienen registro con buena conservación de las variaciones ambientales y climáticas de la región para el Pleistoceno tardío-Holoceno, los cuales han permitido reconstruir la historia climática de la región (Tabla 1).

Tabla 1. Registros obtenidos en distintas cuencas del Golfo de California los cuales evidencian cambios oceanográficos y climáticos para los últimos 15 ka AP.				
Localidad	Periodo	Interpretación	Autor	
Cuenca de Guaymas	13 ka AP	Condiciones glaciales	Keigwin y Jones, 1990	
	10.8-10.3 ka AP (Younger Dryas)	Condiciones frías		
	14.6-12.9 ka AP (Bolling/Allerod)	Condiciones similares a las actuales con mayor actividad del monzón	Barron et al. 2004 Barron y Bukry, 2007	
	12.9-11.6 ka AP (Younger Dryas)	Disminuye la actividad de las surgencias		
	11.6-10 ka AP (Holoceno temprano)	Disminuyen condiciones tropicales		
	10-6.2 ka AP (Holoceno medio)	Incursión de aguas tropicales		
	2.8-2.4 ka AP (Holoceno tardío)	Establecimiento de condiciones modernas		
	14.7-12.7 ka AP (Bölling/Alleröd)	Condiciones frías, dominan vientos del noroeste		Dean, 2006
	12.7-11.6 ka AP (Younger Dryas)	Aguas con influencia tropical		
	11.6-5.6 ka AP	Condiciones frías, vientos del noroeste dominan		
5.6-2.5 ka AP	Influencia de aguas tropicales			
Cuenca Alfonso	7.7-2.5 y 2.4-0.7 ka AP	Condiciones cálido-secas, incursión de aguas tropicales	Pérez-Cruz, 2006	
	5.73, 3.36, 2.7, 1.28 y .82 ka AP	Eventos de enfriamiento		
	1.03-.96 ka AP (Periodo Cálido Medieval)	Condiciones cálidas		
Bahía Kino	Holoceno medio	Mayor humedad que en la actualidad, sin embargo se presentan condiciones áridas con vegetación desértica	Caballero et al., 2005	

Las zonas adyacentes al Golfo de California, como el desierto de Sonora (van Devender, 1990; Davis y Schaffer, 1992; McAuliffe y van Devender, 1998) o el desierto de Mojave (Tchakerian y Lancaster, 2002) y en general el oeste de América del Norte (Anderson, 1990; Allen y Anderson, 1993; Ely et al., 1993; Waters y Haynes, 2001; Sharpe, 2002; Porinchu et al., 2003) también aportan evidencia de los cambios en el principal control climático de la zona, el Monzón Mexicano o Norteamericano (Metcalfe et al., 1997; Higgins et al., 2004), aunque también se ha encontrado registro confiable en el Golfo de México (Poore et al., 2005). Debido a que el monzón está directamente controlado por fenómenos de mayor escala, como el desplazamiento de la corriente de chorro y la zona intertropical de convergencia (Poore et al., 2005) o los cambios en parámetros orbitales (Wright, 1996), entender y describir su comportamiento ayudará a comprender los factores asociados a las alteraciones climáticas y sus consecuencias en la zona.

LOS OSTRÁCODOS Y SU APLICACIÓN

Características generales

Los ostrácodos (Clase Ostracoda) son microcrustáceos (0.5-3mm de longitud) que secretan caparzones de carbonato de calcio en forma de calcita baja en magnesio y que encierran y protegen las partes blandas y apéndices del animal (Holmes, 2001). Son organismos que habitan en sistemas acuáticos y que han colonizado ambientes marinos, continentales y semiterrestres (Horne et al., 2002).

En cuanto a la morfología del grupo, el caparazón está compuesto por dos valvas, las cuales se encuentran unidas en su parte dorsal por una charnela y un ligamento. La charnela puede estar conformada únicamente por una barra en una de las valvas y su contraparte en la valva opuesta o bien, estar compuesta por dientes y barras y cuyas diversas combinaciones permiten el reconocimiento de categorías taxonómicas dentro del grupo. Por la parte ventral, las valvas son abiertas para permitir al organismo llevar a cabo diversos procesos, como la alimentación, reproducción, desplazamiento, entre otros. Los músculos abductores, que permiten al animal la apertura del caparazón, se encuentran sujetos a la parte interna de las valvas, generalmente en la zona centro-anterior.

Estas estructuras dejan impresiones en las valvas que quedan conservadas aún después de la muerte del organismo y que son de gran utilidad en la identificación taxonómica debido a que tanto el número de impresiones como su disposición son características diagnósticas (Figura 2) (Horne et al., 2002).

Este grupo de crustáceos tiene un ciclo de vida corto, de semanas a meses, por lo que varias generaciones pueden estar coexistiendo temporal y espacialmente. La mayoría de las especies presentan reproducción sexual, sin embargo en algunas especies y en ciertas poblaciones la reproducción se lleva a cabo por partenogénesis, por lo que dichas poblaciones están constituidas únicamente por hembras; cuando la reproducción es sexual, después de la fecundación, la hembra expulsa los huevos hacia el medio donde las larvas se desarrollan y crecen (Griffiths y Horne, 2000).

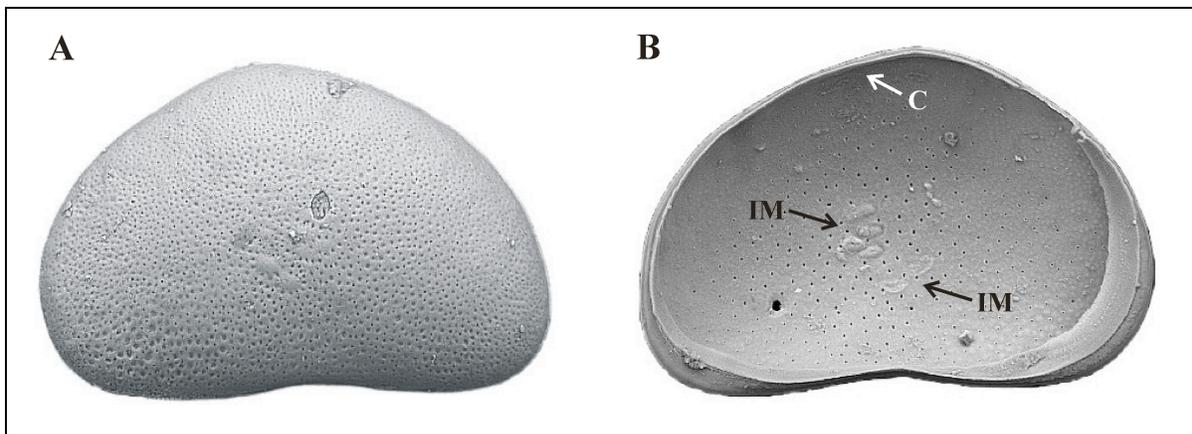


Figura 2. Fotografías de MEB de las valvas del ostrácodo cosmopolita *Cypridopsis vidua*. A: Vista externa de la valva izquierda. B: Vista interna de la valva izquierda; IM: impresiones musculares, C: charnela.

Como todos los crustáceos, los ostrácodos crecen por ecdisis, secretando de 8 a 9 caparazones durante el ciclo de vida de un individuo y calcificando el nuevo caparazón en algunas horas. Las características morfológicas diagnósticas del caparazón a nivel género y/o especie se adquieren hasta los estadios adultos (A-1 y A). Diversos géneros presentan dimorfismo sexual muy marcado, el cual se hace evidente en el tamaño y la forma de las valvas, aunque en muchos géneros no se ha

reconocido esta diferencia intersexual en la morfología de las valvas (Horne et al., 2002).

La superficie externa de las valvas puede presentar distintos tipos de ornamentación: desde una superficie completamente lisa, con reticulación tenue o muy marcada, hasta tubérculos, espinas, costillas o alas de distintas magnitudes. Estas características también son importantes en la taxonomía del grupo. La presencia y tipo de poros (ciegos, de tamiz o abiertos) en las valvas, puede ser propia de categorías taxonómicas; la función de los poros varía, ya que pueden servir para intercambio físico con el medio circundante o bien como conductos de las cerdas (setas) que funcionan como estructuras sensoriales (Griffiths y Horne, 2000).

Ecología

Como Clase (Ostracoda), los integrantes de este grupo presentan pocas restricciones en cuanto a los tipos de ecosistemas que son capaces de habitar, ya que pueden encontrarse tanto en ambientes acuáticos continentales como marinos. En ambientes marinos tienen registros a diferentes profundidades, en medios transicionales se pueden encontrar en esteros, bahías y lagunas costeras así como en diversos tipos de cuencas continentales con pH de neutral a básico (Holmes, 2001). Sin embargo, a pesar de que los cuerpos de agua que habitan pueden poseer características muy contrastantes, muchas especies tienen restricciones latitudinales asociadas a los patrones climáticos característicos de cada latitud (Forester, 1987). Aunado a esto, la presencia o ausencia de ostrácodos puede estar determinada por factores más locales, como la salinidad, composición química del agua, oxígeno disuelto, pH, profundidad, disponibilidad de alimento, temperatura, permanencia del agua, nivel de energía y tipo de vegetación (Delorme, 1989; Palacios-Fest et al., 1994; Holmes, 2001).

Uno de los factores que actúa sobre la diversidad y abundancia de las especies de ostrácodos es la temperatura, la cual puede regular otros parámetros como la salinidad y composición química del agua; por otro lado, la composición de la población está más relacionada con la presencia, permanencia y fuerza de corrientes, tipo de vegetación y turbiedad del agua, entre otras (Holmes, 2001).

La temperatura de un cuerpo de agua puede ejercer control sobre una población de ostrácodos a distintos niveles ya que mientras existen especies cosmopolitas, otras tienen restricciones latitudinales en su distribución, por lo que están confinadas a las zonas tropicales, subtropicales o subpolares. Además, las variaciones de temperatura generadas por la posición geográfica, altitud y profundidad de las cuencas, resulta determinante en el comportamiento y en la estructura de las poblaciones y comunidades de ostrácodos. Por ejemplo, Roca y Wansard (1997) determinan experimentalmente que las poblaciones de *Herpetocypris brevicaudata* presentan menor sobrevivencia de individuos a bajas temperaturas mientras el porcentaje de sobrevivencia es mayor a temperaturas entre 19.8 y 23.3° C; aunado a esto, el tiempo de maduración de los individuos es más corto a temperaturas altas. Los autores también reportan que el estado de calcificación depende de la temperatura pues a menores temperaturas el contenido de Ca en las valvas es menor en comparación con el registrado en individuos que calcificaron a temperaturas altas, alcanzando valores de calcio más altos en menor tiempo.

Las poblaciones de ostrácodos también se ven afectadas estacionalmente. Por ejemplo, Cronin et al. (2005) describen que los cambios en la estructura de poblaciones de *Loxoconcha matagordensis* de Texas y Florida, E.U.A., depende fuertemente de la estación del año: en invierno las poblaciones se ven drásticamente disminuidas en comparación con lo que se observa en verano, donde el número de adultos se incrementa considerablemente. Además, la longitud de los caparazones de adultos presenta una relación inversa con la temperatura (Cronin et al., 2005).

Esta relación ostrácodo-temperatura también puede ser evidenciada en la composición de las valvas pues existe una dependencia entre las proporciones molares Mg/Ca de las valvas y la temperatura bajo la cual fueron secretadas (Holmes, 2001), aspecto que se retomará más adelante.

También importante, son las variaciones tanto en la estructura de la población como en la morfología del caparazón como una respuesta a los cambios en salinidad de la cuenca donde el organismo habita. De acuerdo con algunos autores, la alta sensibilidad de estos organismos a la salinidad puede estar relacionada con procesos de regulación osmótica; De Deckker y Forester (1981)

describen que en aguas diluidas la diversidad de ostrácodos tiende a ser baja, mientras que a medida que la salinidad se incrementa, hay un aumento en diversidad y abundancia de especies; cuando el agua llega al punto de saturación con respecto a la calcita, entonces la abundancia de especies disminuye.

Las variaciones de la salinidad del agua también se pueden estimar a partir de cambios morfológicos en las valvas; por ejemplo, la especie *Cyprideis torosa* presenta dos ecofenotipos: cuando la salinidad del agua disminuye¹, las valvas de los ostrácodos presentan nódulos prominentes; en contraste, cuando las condiciones de salinidad son altas, las valvas no presentan estas estructuras. Este fenómeno es conocido como nodulación variable y no es único de esta especie ya que ha sido reportado en distintas especies del género *Cyprideis* y en otros géneros. A pesar de que se ha reconocido que la presencia de nódulos es una respuesta fisiológica del organismo a la disminución de la salinidad, en realidad no se tiene claro cómo es que este proceso actúa y si hay otros factores que intervienen en la nodulación (van Harten, 2000).

La composición iónica del cuerpo de agua es un factor importante para la sobrevivencia de los ostrácodos. Peypouquet (1977) establece que cambios en la composición del agua pueden generar variaciones en el grosor de las valvas, así como en la formación de espinas, costillas y reticulación; el autor clasifica en dos categorías a los géneros que estudia: magnesófilos y calcífilos o magnesófobos² los cuales son susceptibles a cambios en la concentración de los iones Mg y Ca en el agua, con respuestas dependientes de la categoría a la que pertenecen y el ión afectado; en el mismo trabajo se reconoce que las alteraciones en la abundancia de estos iones también traen consecuencias en la distribución espacial de los ostrácodos así como cambios faunísticos.

Forester (1983, 1986) ha demostrado que la composición iónica del agua es un factor crítico para la presencia de algunas especies (Figura 3A). *Limnocythere staplini* y *L. sappaensis* son dos especies que habitan en cuerpos de agua con

¹ A pesar de que el autor (van Harten, 2000) refiere diversos trabajos donde este fenómeno se ha observado, los rangos de salinidad bajo los cuales se observan ambos ecofenotipos varían de acuerdo con la localidad y la población.

² Peypouquet (1977) clasifica 5 géneros de ostrácodos marinos de acuerdo con la composición molar de sus valvas: a) ostrácodos magnesófilos con $MgCO_3 > 2\%$ e incluye a los géneros *Bairdia*, *Cytherella* y *Macrocypis*; b) ostrácodos magnesófobos o calcífilos, con $MgCO_3 < 2\%$, incluyendo los géneros *Krithe* y *Echinocythereis*.

salinidad y pH similares, sin embargo estas especies no coexisten espacialmente debido a que sus preferencias iónicas son distintas, lo que indica que el factor determinante para permitir el establecimiento de estas especies en una cuenca es la composición iónica del agua. *Limnocythere ceriotuberosa* es otra especie que también presenta limitaciones en su distribución de acuerdo con la composición del agua pues no ha sido reportada en aguas que contienen en abundancia los iones $(\text{SO}_4)^{2-}$ y Cl^- (Figura 3B).

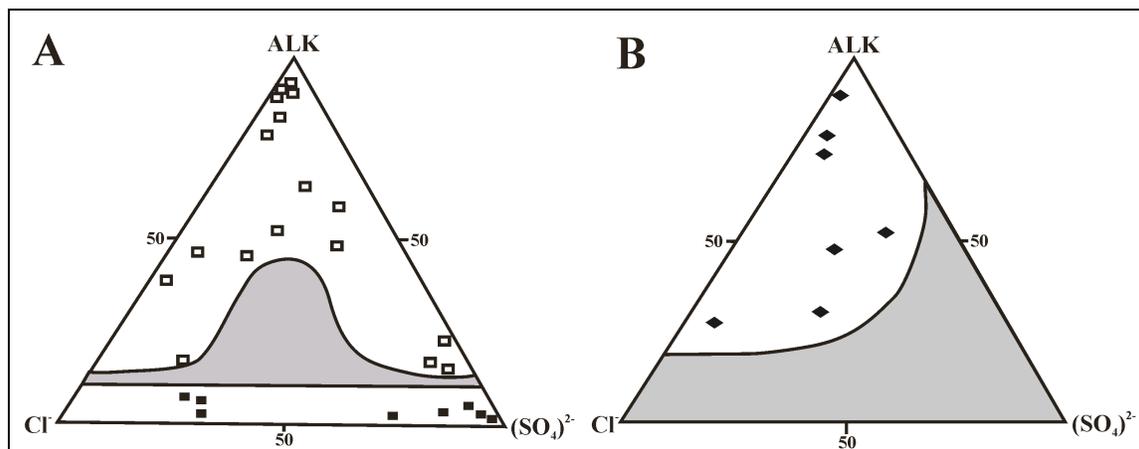


Figura 3. Preferencias en la composición del agua con respecto a los iones disueltos para tres especies del género *Limnocythere*. **A:** Diagrama que muestra la presencia de las especies *L. staplini* (cuadros cerrados) y *L. sappaensis* (cuadros abiertos) para diversos lagos de E.U.A y México. **B:** Diagrama que muestra la composición iónica del agua donde *L. ceriotuberosa* (rombos) puede habitar. Para ambos casos, las áreas sombreadas muestran la composición de agua donde las especies de cada diagrama no han sido reportadas (Modificado de Forester, 1986)

LOS OSTRÁCODOS EN INTERPRETACIONES PALEOAMBIENTALES

Taxonomía y Tafonomía

Como se describió anteriormente, muchas especies de este grupo presentan una estrecha dependencia a diversos parámetros físicos, químicos y biológicos del medio que determinan la estructura de las poblaciones y comunidades de una localidad. Esta relación ha permitido el desarrollo de técnicas y trabajos enfocados al uso de los ostrácodos como indicadores de cambios ambientales, los cuales a su

vez pueden ser ligados a variaciones climáticas regionales y globales (Holmes, 2001; Boomer et al., 2003).

Dentro de este contexto, conocer las características del medio donde el organismo habita actualmente es fundamental para inferir las condiciones ambientales bajo las cuales una población de ostrácodos vivió. Por ejemplo, una asociación de ostrácodos en una sucesión fósil donde los cambios en abundancia de especies eurihalinas *vs* estenohalinas³ permitirán inferir las variaciones de salinidad a través del tiempo para una cuenca dada, con base en los cambios de abundancias de las especies dominantes.

Para que las inferencias tengan un grado alto de confiabilidad, es necesario que las especies y sus variedades, subespecies y morfotipos sean debidamente identificadas, por lo que la taxonomía juega un papel preponderante en la aplicación de este grupo.

Las características tafonómicas del conjunto fósil son también una herramienta valiosa al interpretar las condiciones bajo las cuales vivieron y murieron estos animales. De acuerdo con De Deckker (1988) reconocer una asociación de vida a partir de un conjunto de ostrácodos fósiles es sencillo pues ésta puede ser identificada si están presentes las valvas de los 8 estadios de los ostrácodos, lo cual estaría indicando que el material no ha sido retrabajado. De acuerdo con Browsers (1988), la proporción de adultos:juveniles de una tanatocenosis⁴ ideal debería reflejar la biocenosis, es decir 1:8 (0.125) considerando que un individuo muda de 8 a 9 veces, sin embargo, las valvas de los primeros estadios juveniles son generalmente destruidos por procesos físicos, por lo que bajo condiciones naturales la proporción se altera resultando en 1:5 a 1:6 (0.2 a 0.16).

Por otro lado, Whatley (1983, 1988) describe las características de los distintos tipos de asociaciones fosilíferas que se pueden reconocer (tafocenosis,

³ En diversos grupos de organismos, se emplean los términos estenotópico y euritópico para demarcar sus espectros de tolerancia a diferentes parámetros ambientales: un organismo estenotópico se refiere al que tiene una baja tolerancia a cambios del medio (estenohalino: a salinidad, estenotérmico: a temperatura); en cambio los organismos euritópicos tienen mayor tolerancia a los cambios (eurihalino: a salinidad, euritérmico: a temperatura).

⁴ Una tanatocenosis se refiere al conjunto de fósiles de organismos que coexistieron formando una biocenosis cuando vivían, por lo que todos los elementos del conjunto son autóctonos; en cambio una tafocenosis hace referencia a la asociación de restos de organismos que sufrieron alguna alteración que indique transporte, por lo que puede haber presencia de elementos alóctonos.

tanatocenosis) y el tipo de ambiente (alta o baja energía) al que éstas pueden estar asociadas, basándose en la proporción de caparazones articulados de individuos adultos presentes en un conjunto fósil, asumiendo que en condiciones naturales las valvas deberán desarticularse y quedar así en el registro, mientras que el hecho de tener un alto número de caparazones estaría indicando que el depósito y enterramiento fueron inmediatos sin permitir la desarticulación. El autor hace referencia también a conjuntos donde la abundancia de caparazones articulados de individuos juveniles sea muy alta, lo cual podría inferirse como un periodo con alta mortalidad de juveniles causado por un ambiente muy hostil o bien, cambios bruscos del medio. De Deckker (1988) señala que esta consideración podría aplicarse no sólo a los caparazones juveniles ya que los cambios repentinos (como temperatura y salinidad) pueden afectar a la población entera.

Sin embargo, el uso de estos parámetros debe hacerse bajo estricto cuidado pues existen características inherentes a cada especie que deben tomarse en consideración. Whatley (1988) reconoce que el uso del criterio relacionado con los caparazones articulados depende en gran parte de la eficiencia de unión de la charnela pues ésta varía de acuerdo con la especie, lo cual estaría afectando la posibilidad de sufrir mayor o menor grado de desarticulación; la proporción de valvas fragmentadas puede ser empleada como un indicador de transporte *post-mortem*, es decir una asociación alóctona, pero es necesario tomar en cuenta que los métodos de recolecta y limpieza del material pueden influir en la conservación de la misma, provocando la alteración del registro con lo cual la interpretación se vería sesgada (Palacios-Fest et al., 1994).

Paleoecología

Una de las principales ventajas en el uso de los ostrácodos como indicadores paleoambientales es el hecho de que su presencia y la conformación de la población obedecen a distintos factores ambientales, como ya se describió previamente. La descripción del comportamiento de una población de ostrácodos en un periodo anual y las variaciones en longitud de los individuos (Cronin et al., 2005) o bien, la demarcación de los límites de tolerancia de distintas especies (Curry, 1999) permiten interpretar la información obtenida a partir de las

asociaciones fosilíferas en términos de cambios ambientales. A nivel global, el uso de este grupo en reconstrucciones ambientales es ampliamente aceptado. Además, integrando la información obtenida a partir de estos datos con el análisis de otros indicadores biológicos, sedimentológicos, geoquímicos, entre otros, se pueden obtener interpretaciones con mayor solidez (p. ej. Cohen et al., 2000; O'Reilly et al., 2005; Palacios-Fest et al., 2005).

Análisis de elementos traza en caparazones de ostrácodos

Diversos grupos de organismos son capaces de precipitar minerales fisiológicamente. A este proceso se le conoce como biomineralización. Por medio de este proceso, los organismos crean acumulaciones heterogéneas con componentes orgánicos e inorgánicos que reflejan el ambiente bajo el cual fueron formados (Skinner y Jahren, 2003). Los mecanismos de biomineralización son muy variados, al igual que los tipos de minerales precipitados ya que pueden encontrarse minerales cálcicos (calcita, aragonita y vaterita), minerales de sílice (ópalo), fosfatos (bioapatita) y óxidos e hidróxidos de hierro. El tipo de mineral a precipitar y el mecanismo por el cual se forma dependen del grupo al que un organismo pertenece. Por ejemplo, los minerales de sílice únicamente son precipitados por radiolarios, diatomeas y esponjas o en el caso de los minerales de hierro que son formados por bacterias (Skinner y Jahren, 2003). Los biominerales compuestos por calcio son los que tienen mayor abundancia ya que una amplia variedad de grupos son capaces de formar estos minerales. La clase Ostracoda es uno de estos grupos que biomineralizan carbonato de calcio en forma de calcita baja en magnesio para formar sus caparazones. Este proceso ha llamado la atención de muchos grupos de investigación pues se han desarrollado modelos que relacionan la composición química de los caparazones con parámetros físicos del medio.

Estos modelos están basados en las observaciones y teorías desarrolladas en carbonatos inorgánicos. Durante la precipitación del carbonato de calcio (CaCO_3) inorgánico, además de los iones Ca^{2+} y CO_3^{2-} se incorporan otros elementos que se intercalan en la estructura cristalina del mineral, como Mg, Sr, Ba, quedando

incorporados como elementos traza⁵ (Morse y Bender, 1990). La proporción de estos elementos en el carbonato varía de acuerdo con diversos factores (como temperatura y composición química del medio) bajo los cuales ocurrió la precipitación (McIntire, 1963). La relación de la distribución de los elementos traza entre las dos fases (el medio y el CaCO₃) obedece a la teoría de los coeficientes de partición. De acuerdo con McIntire (1963), un coeficiente de partición (o de distribución) es: “la relación entre la concentración del componente traza en el sólido (C_s) con respecto a su concentración en el líquido (C_L)”, el cual se denota comúnmente como $k = C_{(s)}/C_{(L)}$. Con base en esta definición, varios autores han introducido otros términos y simbologías, de lo cual McIntire (1963), Morse y Bender (1990), Palacios-Fest (1994), entre otros, hacen una exhaustiva recopilación.

La relación que describe este coeficiente entre la composición de un carbonato y las condiciones del medio ha sido empleada para inferir las condiciones de formación del mineral, tomando en cuenta valores experimentales del coeficiente obtenidos bajo condiciones variables, como lo constatan los trabajos arriba mencionados.

Esta teoría fue la base para aplicar el análisis de elementos traza en carbonatos biogénicos empleando la relación que se guarda entre la composición del carbonato de calcio biomineralizado y las condiciones del medio bajo las cuales éste se formó. Con base en experimentos que intentan reproducir condiciones naturales, se ha determinado como se manifiestan las variaciones ambientales en los minerales secretados por los organismos y, de acuerdo con la composición química de estructuras calcíticas biogénicas de organismos fósiles, ha sido posible inferir las condiciones ambientales de formación del mineral. Esta teoría ha sido aplicada en distintos grupos, como moluscos, ostrácodos y foraminíferos (*i. e.* Cronblad y Malmgren, 1981; Chivas et al., 1985; Rosales et al., 2004).

En el caso de los ostrácodos, el caparazón se forma a partir de una cubierta de gránulos de calcita amorfa que penetra en las células epidérmicas y que posteriormente da lugar al crecimiento de cristales de CaCO₃ en forma de calcita baja en magnesio (Turpen y Angell, 1971; Bate e East, 1972; Ito et al., 2003; Keyser y Walter, 2004).

⁵ Elementos que se encuentran en concentraciones menores a 1000 ppm.

Tomando en cuenta que **a)** la formación del caparazón no ocurre por acreción, **b)** que la calcificación se da en un lapso corto (horas a días) y **c)** que los elementos traza incorporados en la estructura cristalina del CaCO_3 provienen del medio en el que el organismo habita y, que a su vez, la incorporación de éstos está estrechamente relacionada con la temperatura y salinidad, se considera que el análisis de los elementos traza de caparazones de ostrácodos es una herramienta confiable para establecer e interpretar variaciones en las condiciones ambientales y climáticas de los cuerpos de agua donde se tenga registro de este grupo de organismos (Griffiths y Horne, 2000).

Dentro de los primeros trabajos en este campo, Sohn (1958) reporta para cuatro especies de ostrácodos, que sus valvas están compuestas por un 80-90% de CaCO_3 y diversos elementos traza (Al, Ba, K, Mg, Na, S, entre otros); Kesling (1951) empleando difracción de rayos X en caparazones de *Cypridopsis vidua*, establece que el organismo incorpora Mg, Sr y Ba en el carbonato durante la calcificación. Posteriormente, Cadot et al. (1977) sugieren que la concentración de MgCO_3 en las valvas de varios géneros marinos está relacionada con la temperatura del medio.

Con base en estos trabajos Chivas et al. (1983) realizan experimentos bajo condiciones de laboratorio con *Mytilocypris henricae* y señalan que la incorporación del Mg al carbonato está determinada por la temperatura, la concentración del ión en el agua y de menor manera, la salinidad bajo las cuales se lleva a cabo la precipitación; además proponen que los coeficientes de partición son similares para especies del mismo género, es decir, que existe cierta relación filogenética. Para el caso del Sr, sugieren una posible relación con la temperatura, sin embargo, los resultados no son contundentes ya que consideran que las variaciones en los valores de salinidad fueron insuficientes. Aunado a esto, describen que durante las primeras etapas de calcificación las conchas están enriquecidas en Mg y empobrecidas en Sr. Para explicar esto proponen dos posibles procesos: el primero, se refiere a que algún proceso fisiológico que actúa al inicio de la calcificación deja de ser determinante conforme dicho proceso avanza o segundo, que la rápida calcificación de las primeras etapas, los cationes son secuestrados del medio como una función de su abundancia en el mismo más que del coeficiente de partición de los elementos traza. Posteriormente, Chivas et al. (1986) repiten sus experimentos en dos géneros lacustres de Australia, *Mytilocypris* y *Australocypris*, ampliando el

rango de variación de la salinidad. Sus resultados confirman que la relación magnesio/calcio de las valvas $(Mg/Ca)_V$ ⁶ varía directamente con el contenido de Mg^{2+} y con la temperatura del agua, lo cual, proponen, podría ser una herramienta eficaz para interpretar cambios en salinidad y temperatura del agua en función de los factores de variación de $(Mg/Ca)_V$ para cada especie, sin embargo, hacen hincapié en que es difícil discriminar entre estas dos variables como la causa de la variación del $(Mg/Ca)_V$.

Posteriormente, Engstrom y Nelson (1991) establecen experimentalmente para *Candona rawsoni* que las relaciones descritas previamente por Chivas y colaboradores (1986) para el $(Mg/Ca)_V$ y $(Sr/Ca)_V$ son aplicables a esta especie y probablemente para el género, desarrollando empíricamente dos ecuaciones para calcular valores de temperatura y salinidad tomando en cuenta los valores de $(Mg/Ca)_A$ y $(Sr/Ca)_A$, las cuales calibran contra poblaciones naturales.

Este concepto ha sido aplicado en diversos trabajos con el objetivo de reconstruir las variaciones ambientales a partir del registro de Mg y Sr de valvas de ostrácodos. A pesar de que el uso de estos indicadores ha tenido buenos resultados, existen algunas inconsistencias en su aplicación. Una de ellas está relacionada con el hecho de que el o los factores que determinan el $(Mg/Ca)_V$ y $(Sr/Ca)_V$ presentan variaciones de acuerdo con el género o la localidad en la cual se esté trabajando. Por ejemplo, Teeter y Quick (1990) mencionan para individuos de *Cyprideis americana* provenientes de diversos lagos de las Bahamas que el contenido de Mg en las valvas está determinada por la salinidad del agua y que la relación es inversa (a mayor salinidad los valores de Mg son más bajos) con una influencia muy débil de la temperatura; en contraste, Wansard (1996) encuentra que para *Cyprideis torosa* el valor del $(Mg/Ca)_V$ está directamente influenciado por la temperatura del agua y no por el $(Mg/Ca)_A$, ya que éste se mantiene constante en la cuenca, obteniendo una ecuación donde se evidencia la dependencia del $(Mg/Ca)_V$ a la temperatura, calculando varios coeficientes de partición para diferentes valores de temperatura. Sin embargo, cuando aplica a su ecuación los coeficientes obtenidos por Chivas et al. (1986) para *C. torosa* pero de ambientes marinos, las temperaturas calculadas se salen del rango bajo el cual se realizaron

⁶ Para efectos de simplicidad, en el texto los términos $(Mg/Ca)_V$ y $(Sr/Ca)_V$ se refieren a las proporciones molares de magnesio y estroncio, respectivamente, en las valvas de los ostrácodos; los términos $(Mg/Ca)_A$ y $(Sr/Ca)_A$ se refieren a las proporciones molares de los mismos en el agua.

los experimentos, por lo que los autores sugieren que el $(Mg/Ca)_A$ también estaría jugando un papel muy importante para la incorporación del elemento en las valvas. A pesar de esto, Wansard (1996) reconstruye las variaciones en la temperatura de verano para la parte inferior del Estadio Isotópico Marino-2 (MIS-2), interpretación que concuerda con las basadas en otros registros, por lo que concluye que la aplicación de sus valores de coeficientes de partición funcionan para la cuenca donde el trabajo se realizó.

En otro ejemplo, Xia et al. (1997) encuentran que en *Candona rawsoni* existe una correlación entre el contenido de Sr y la concentración de Mg en la calcita, siendo a su vez, el $(Mg/Ca)_v$ afectado por la temperatura, por lo que el contenido de Sr de las valvas está afectado por ésta y no por su concentración en el agua, como había sido descrito en trabajos anteriores.

Además de estas inconsistencias, cuando se emplean coeficientes de partición en ostrácodos fósiles, éstos requieren del conocimiento de la composición química del agua bajo la cual los organismos precipitaron su caparazón. Esto implica que además de tener como incógnitas la temperatura y salinidad del agua, también se desconoce la concentración del elemento en cuestión en el medio. Esto podría ser resuelto haciendo suposiciones sobre esta variable, sin embargo, no existe certeza.

A pesar de que estos trabajos han demostrado que el uso de coeficientes de partición en ostrácodos puede generar reconstrucciones confiables, se deja ver que en los experimentos realizados los factores determinantes de la incorporación de Mg y Sr no son siempre los mismos, lo cual estaría indicando que hay otros factores que intervienen en este proceso. En general, los grupos que tienen la capacidad de biomineralizar, tienen como resultado productos que son creados y mantenidos durante su ciclo de vida gracias a sus actividades metabólicas y que, después de su muerte, conservan algunas de las características iniciales (Skinner y Jahren, 2003).

En el caso de los ostrácodos, diversos trabajos señalan que algún proceso biológico juega un papel muy importante en la formación del caparazón, sin embargo, no ha sido identificado. Por ejemplo, desde los primeros trabajos (*i.e.* Chivas et al., 1983, 1986; De Deckker et al., 1999; Wansard et al., 1998; Xia et al., 1997) es claro que existe algún proceso fisiológico que influye en la calcificación

pues se obtienen coeficientes de partición distintos para géneros similares de distintas localidades. Holmes (1996 y 2001) reconoce la importancia de estos procesos en la incorporación de calcio y otros elementos. De igual manera, Xia et al. (1997), De Deckker et al. (1999) e Ito et al. (2003) proponen que existen factores o efectos vitales que alejan al organismo de un comportamiento químico en equilibrio termodinámico y que varían de acuerdo con las condiciones específicas de cada localidad.

En contraste con los modelos previamente desarrollados donde es indispensable conocer la concentración del elemento en cuestión en el medio para hacer estimaciones cuantitativas de temperatura y/o salinidad, Palacios-Fest (1994) realizó experimentos con *Limnocythere staplini* provenientes del lago Antero Pond, en Colorado, E.U.A. El objetivo de su trabajo fue establecer las variables y los factores que afectan la captura de los iones Ca^{2+} , Mg^{2+} y Sr^{2+} en esta especie. Como resultado, observa que el $(\text{Mg}/\text{Ca})_v$ tiene poca o nula correlación con los valores del $(\text{Mg}/\text{Ca})_A$ y que los cambios en el $(\text{Mg}/\text{Ca})_v$ presentan una estrecha correlación con los cambios de temperatura del agua. Con base en esto, el autor propone que “...un coeficiente de partición para el Mg en *L. staplini* es insostenible y, por lo tanto, no existe equilibrio termodinámico⁷ entre el agua hospedera y esta especie”. En el caso del Sr, encuentra una correlación entre el $(\text{Sr}/\text{Ca})_v$ y la temperatura de calcificación; de igual manera describe la relación positiva encontrada entre el $(\text{Sr}/\text{Ca})_v$ y la proporción $(\text{Sr}/\text{Ca})_A$ con respecto a la salinidad. A partir de este trabajo, este autor desarrolla un nuevo modelo bajo un punto de vista distinto al que originalmente se aplicó para emplear los ostrácodos como indicadores paleoambientales. Lo que el autor está proponiendo es: “...que la incorporación de elementos traza en *L. staplini* no es un mecanismo simple entre cuerpos inertes (mineral/agua) si no el resultado de un proceso biológico en el que cinéticamente el ostrácodo dispone de sus recursos ambientales para calcificar su caparazón” (Palacios-Fest, 1996). De esta manera, en su trabajo describe el uso de los valores de $(\text{Mg}/\text{Ca})_v$ y $(\text{Sr}/\text{Ca})_v$ aplicados a ecuaciones que él mismo desarrolla para obtener valores de temperatura y salinidad sin necesidad de emplear los valores de $(\text{Mg}/\text{Ca})_A$ y $(\text{Sr}/\text{Ca})_A$ respectivamente, como inicialmente se había propuesto.

⁷ De acuerdo con la literatura, el equilibrio termodinámico se define como la estabilidad de un sistema debido a que sus propiedades no cambian con el paso del tiempo o bien, que cambian siempre a la misma velocidad.

Las ecuaciones generadas fueron probadas en ostrácodos provenientes de canales de riego del Holoceno tardío de un grupo nativo de E.U.A., los Hohokam, en Las Acequias, en Arizona, E.U.A. (Palacios-Fest, 1997). Los resultados de este trabajo son relevantes pues el autor aplica exitosamente las constantes y ecuaciones desarrolladas previamente demostrando que los valores de $(Mg/Ca)_v$ y $(Sr/Ca)_v$ pueden ser empleados como paleotermómetros y paleosalinómetros respectivamente en la reconstrucción de ambientes acuáticos continentales. Posteriormente, Palacios-Fest y Dettman (2001) encuentran que para el caso de la estimación de paleotemperaturas no es necesario el término que involucra a la salinidad del agua en la ecuación pues encuentran que ésta es irrelevante en la captura del Mg^{2+} . De esta manera, redefinen la ecuación para la estimación de temperaturas empleando el $(Mg/Ca)_v$ en *Limnocythere* y proponen para *Cypridopsis vidua* nuevas constantes y una ecuación para estimar temperaturas con base en el $(Mg/Ca)_v$. El modelo de regresión originado por Palacios-Fest (1996) ha sido empleado en paleolagos del Pleistoceno y Holoceno del norte de México y sur de EUA para estimar paleotemperaturas con base en el $(Mg/Ca)_v$ de los ostrácodos presentes en el registro fosilífero y los cuales han generado resultados satisfactorios (Cohen et al., 2000; Palacios-Fest et al., 2002).

Romero-Mayén (2005) analizó el contenido de $(Mg/Ca)_v$ de ejemplares de *Limnocythere bradburyi* de un perfil sedimentario de Laguna Babícora, Chihuahua. Los resultados obtenidos muestran congruencia con el estudio previo de Palacios-Fest y colaboradores (2002) de perfiles provenientes del depocentro de la misma laguna, donde el $(Mg/Ca)_v$, empleado para estimar paleotemperaturas, permitió reconocer dos episodios de baja temperatura en el Holoceno temprano y tardío, así como un episodio con temperaturas altas durante el Holoceno medio, con lo que se respalda el uso del género *Limnocythere* como indicador paleoclimático.

Sin embargo, a la fecha, la aplicación de este método con este género se ha dado únicamente en aguas continentales. Esto da pie a cuestionarse si el modelo es válido para individuos que habitan en cuerpos de agua que están sujetos a marcadas variaciones en la fuente de aporte de agua, es decir, entradas de agua continental y entradas de agua con influencia marina. Inclusive, ampliar y evaluar el uso del modelo en otros géneros, previa calibración, es una tarea que no ha sido retomada.

OBJETIVO

Tomando en cuenta lo previamente mencionado y que recientemente se han realizado trabajos orientados a la reconstrucción de la evolución y de la historia paleoclimática de una cuenca lacustre del norte de la península de Baja California con base en análisis geofísicos y sedimentológicos, el presente trabajo tiene por objetivo la descripción e interpretación de las variaciones climáticas y ambientales registradas en el núcleo LS04-1 de Laguna Salada, Baja California, integrando la información taxonómica y tafonómica del conjunto fosilífero presente así como el análisis de elementos traza de las valvas de dos especies de ostrácodos mediante la aplicación del método de regresión múltiple para calcular paleotemperaturas, con el propósito de reconstruir los cambios en las condiciones climáticas que se dieron para el periodo registrado en el núcleo (Neógeno tardío) para esta zona.

SITIO DE ESTUDIO

Marco Geológico

La cuenca de Laguna Salada es una criptodepresión que se encuentra situada en la porción noroeste de Baja California, México y forma parte de la región suroeste del Salton Trough o Depresión del Salton. Esta región comprende a los Valles Coachella e Imperial del Sur de California y a la región oeste del Valle de Mexicali así como el delta del Río Colorado en México (Alles, 2006). Esta región está considerada como una extensión continental hacia América del Norte del Golfo de California (Elders et al., 1972) y corresponde a una cuenca rodeada por fallas que ocupa el límite entre las placas del Pacífico y de América del Norte (Dorsey et al., 2007). El Salton Trough es un canal amplio relleno con arcilla, arena y grava del Cenozoico tardío y por sedimentos lacustres y aluviales del Cuaternario; está rodeado por elevaciones montañosas constituidas por rocas metasedimentarias y graníticas del Mesozoico y más antiguas (Elders et al., 1972). Esta región fue formada por una combinación de movimientos tensionales y laterales asociados con la abertura del Golfo de California, mientras la Península

de Baja California era transferida de la placa Norteamericana a la Pacífica (Elders et al., 1972). La zona se encuentra fuertemente influenciada por procesos tectónicos debido a que se encuentra atravesada por la falla de San Andrés lo cual genera que la región se encuentre en constante movimiento y bajo diversas condiciones ambientales (Dorsey et al., 2007), asociadas a la alternancia de aportes de agua marina del Golfo y dulce del Río Colorado, una de las principales fuentes de aporte de la región antes de la actividad humana (Carpelan, 1958; Winker y Kidwell, 1986; Howard, 1996). La deformación que el Salton ha sufrido durante el Cenozoico tardío y el Cuaternario fue originada por los movimientos transcurrentes y divergentes ente las placas del Pacífico y de Norteamérica (Mueller y Rockwell, 1991). El flujo del Río Colorado hacia esta cuenca deposita material erosionado de la Meseta del Colorado por la parte sureste de forma intermitente, los sedimentos holocénicos de esta zona están compuestos por depósitos lacustres, depósitos de canales de meandros, abanicos aluviales y depósitos de arenas eólicas (Van de Kamp, 1973).

La Laguna Salada recibe sedimentos y agua provenientes de las fuentes proximales y distales como los arroyos de las sierras adyacentes y por el Río Colorado (Contreras et al., 2005), por lo que el grueso paquete de sedimentos acumulado durante el Neógeno tardío, se considera como una fuente importante de información confiable para evaluar las condiciones climáticas y geológicas asociadas a las variaciones en el aporte. Aunado a esto, la laguna ha estado bajo influencia de aguas marinas, al menos desde el Mioceno tardío, mientras que para el Pleistoceno tardío, ésta quedó aislada generándose aportes lacustres alternados con fluviales provenientes del sur de la laguna (Martín-Barajas et al., 2001). Debido a que esta cuenca se encuentra ubicada en una zona con intensa actividad geológica y tectónica los trabajos relacionados con estos aspectos son diversos (Winker y Kidwell, 1986; Dorsey y Martín-Barajas, 1999; Martín-Barajas et al., 2001; Contreras et al., 2005; Aco, 2006). Sin embargo, descripciones paleoambientales son escasas, en especial las que emplean indicadores biológicos. Aco (2006) describió con base en aspectos sedimentológicos dos diferentes modelos climáticos para la laguna de acuerdo con dos tasas de sedimentación, reconociendo eventos climáticos como los Dansgaard/Oeschger, el Último Máximo Glacial, el Heinrich 1, el Bölling/Alleröd, el Younger Dryas y las condiciones climáticas actuales; sin

embargo, la escasez de fechamientos para la localidad generó baja resolución en la identificación de estos periodos, por lo que no quedaron bien demarcados, aspecto que podría ser mejor definido mediante el uso de otros indicadores, como los biológicos.

Estudios previos en el área de Laguna Salada en sedimentos recuperados de una perforación de la Comisión Federal de Electricidad evidencian el efecto de los ciclos de Milankovitch de precesión, oblicuidad y excentricidad obtenidos por análisis espectral de rayos gamma (Contreras et al., 2005). Estos autores encuentran una relación entre las frecuencias del análisis espectral y la periodicidad de los ciclos ya mencionados, lo que sugiere que la sedimentación en esta cuenca se encuentra estrechamente relacionada con éstos.

Ubicación del área de estudio

La cuenca de Laguna Salada cubre un área aproximada de 697 km² en el noreste de Baja California, México a unos 30 km al este de Mexicali. Esta cuenca tiene una elongación de 79 km de longitud hacia el noroeste y cerca de 23 km de ancho en su parte más amplia (Aco, 2006). Ocupa una depresión semi-cerrada (Figura 4) entre las Sierras de Juárez (W), Cucapá y El Mayor (E), las cuales producen una importante sombra de lluvia así como condiciones de aridez; hacia el sur se encuentra una salida (Figura 5) que conecta a la cuenca con la planicie deltaica y de marea del Río Colorado (Aco, 2006). Las sierras circundantes a la laguna están compuestas por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (Figura 6); la unidad más antigua está conformada por rocas metamórficas prebatolíticas del Paleozoico que consisten de mármol y gneiss cuarzo-feldespático, intrusadas por rocas plutónicas mesozoicas de la Provincia Peninsular (Mueller y Rockwell, 1991). Las unidades del Plioceno y más recientes están expuestas a lo largo del margen de la Sierra Cucapá y son en parte, una de las fuente de relleno de la Laguna Salada (Walker, 1967). El depósito de estos sedimentos hacia la laguna depende de las incursiones marinas someras del Golfo de California que se dieron durante el Plioceno, de la posición del delta del Río Colorado durante el Pleistoceno y de manera más importante, de la subsidencia de la cuenca (Mueller y Rockwell, 1995).

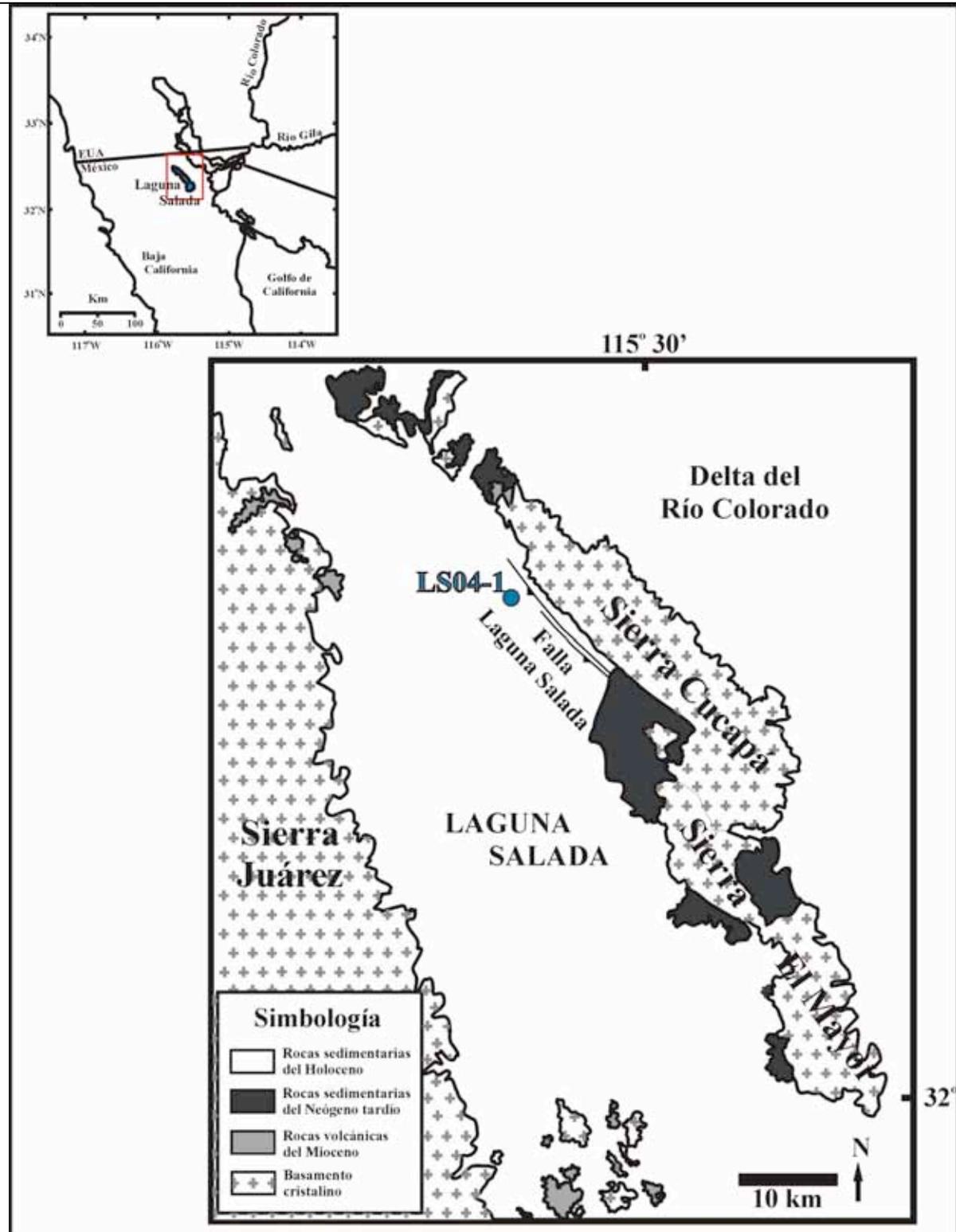


Figura 4. A. Ubicación de Laguna Salada Baja California, México. B. Mapa geológico simplificado de la Laguna Salada y sierras adyacentes (Modificado de Contreras et al., 2005). El círculo indica el punto de perforación del núcleo empleado en el presente trabajo (LS04-1).

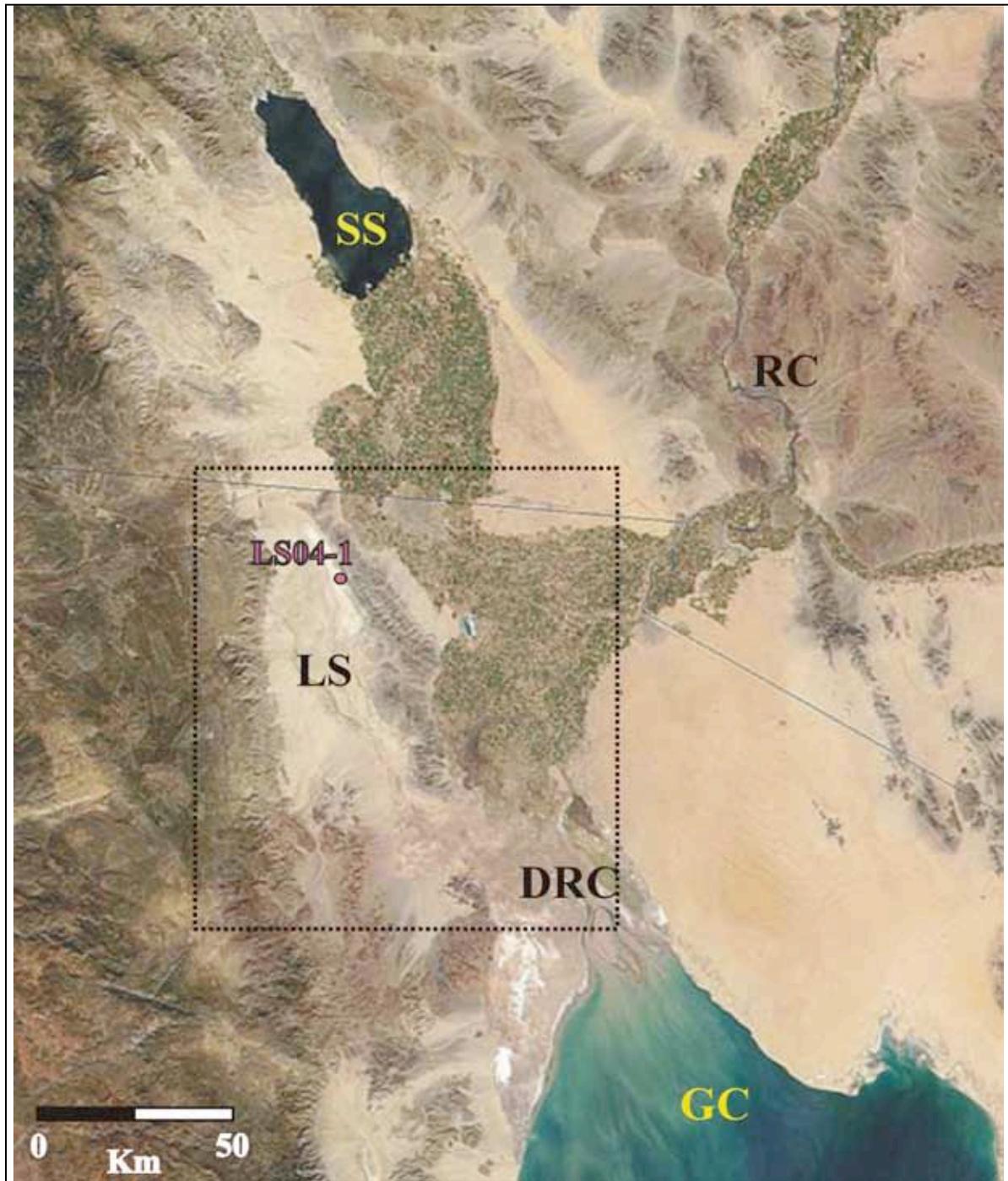


Figura 5. Fotografía aérea de la zona. Se muestran la cuenca de Laguna Salada (LS), la cuenca del Mar del Salton (SS), la zona norte del Golfo de California (GC), el Delta del Río Colorado (DRC), el Río Colorado (RC) así como la zona de perforación del núcleo LS04-1. El recuadro dentro del mapa muestra la zona detallada en la geología de la localidad (Modificado de Alles, 2006).

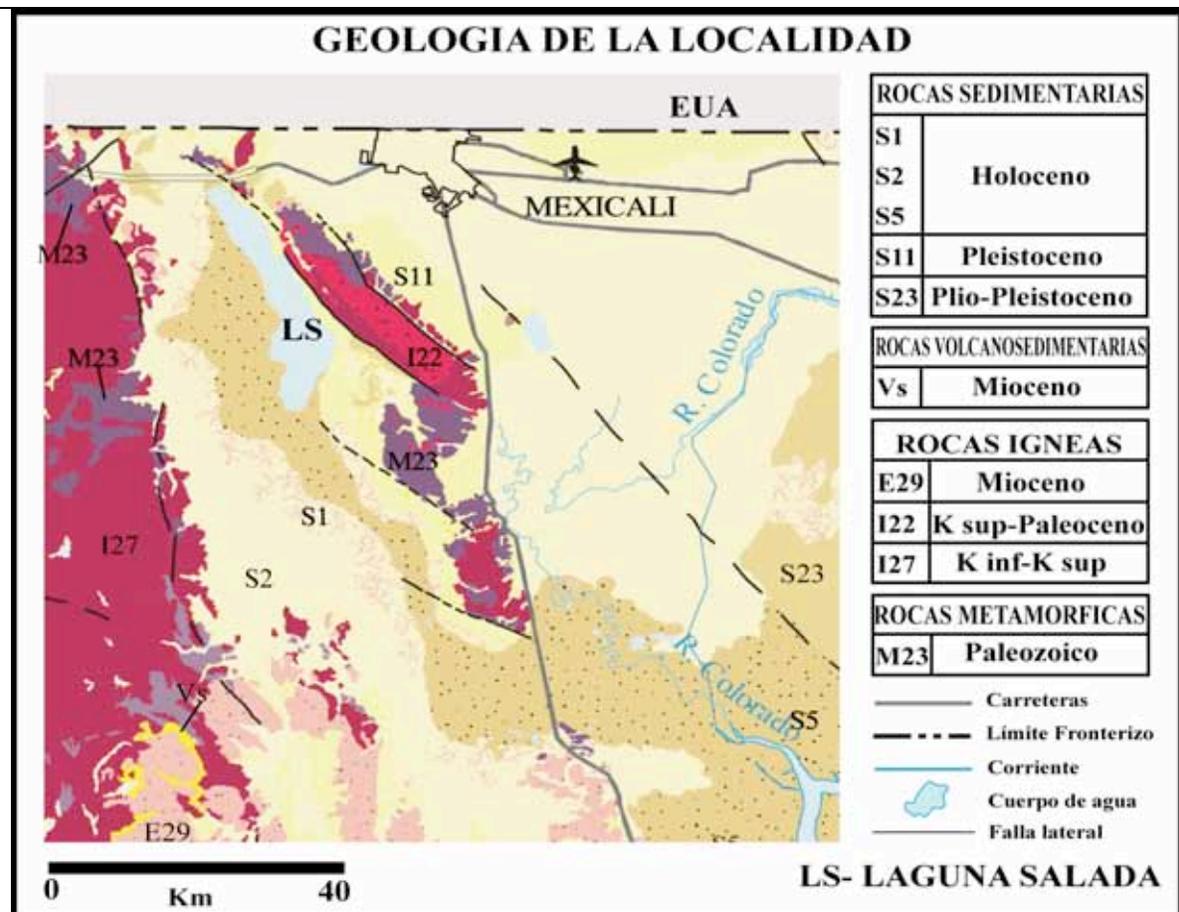


Figura 6. Carta geológica de la localidad y zonas adyacentes. Se muestra la cuenca de Laguna Salada así como los principales tipos de roca con su respectiva unidad cronoestratigráfica (Modificado de Servicio Geológico Mexicano, 2007).

Condiciones climáticas actuales

La variabilidad climática de la zona está adjudicada a dos características: su cercanía con el Océano Pacífico, el Golfo de California y el Golfo de México y, el hecho de que se encuentra entre dos regímenes de circulación: circulación de latitudes medias y circulación subtropical (Sheppard et al., 2002). Metcalfe et al. (2000) señalan que para la Península de Baja California el régimen de lluvias es distinto al que se presenta en el resto del país, pues durante el invierno la península está sujeta a la actividad de precipitaciones que son resultado de tormentas ciclónicas que son desplazadas hacia el sur. Durante esta estación el

fenómeno del ENSO¹ también tiene una fuerte influencia con una intensificación de las precipitaciones (Sheppard et al., 2002).

De acuerdo con la literatura, en verano, esta zona estaría influenciada por el Monzón Mexicano o Monzón de Norteamérica, con alcance hasta los estados de Arizona y Nuevo México en E.U.A., siendo el periodo durante el cual se registra la mayor intensidad de precipitaciones (Barlow et al., 1998; Metcalfe et al., 2000; Sheppard et al., 2002; Higgins et al., 2004; Gochis et al., 2006). El patrón de precipitaciones y temperatura que se presentan a lo largo del año es la característica que define al fenómeno del monzón: precipitaciones concentradas en dos a cuatro meses del año (de verano) con registro de los temperaturas más altas antes del inicio del periodo de lluvias (Douglas et al., 1993). Este patrón climático presenta dos etapas: la de invierno (noviembre a marzo), la cual está dominada por vientos anticiclónicos alrededor del sistema de alta presión del Pacífico, los cuales se intensifican en otoño por el retraimiento de la zona intertropical de convergencia hacia el Ecuador. Además, son la causa de eventos de surgencia en el Golfo de California, lo cual implica mayor productividad. La segunda etapa corresponde al periodo de verano (abril a octubre), durante el cual se introducen temperaturas tropicales, alta humedad y lluvias. Los vientos del noroeste disminuyen debido al desplazamiento de la zona intertropical de convergencia hacia el norte (Douglas, 2007). Sin embargo, de acuerdo con los datos registrados por cuatro estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) ubicadas en zonas adyacentes a la localidad, la Laguna se encuentra entre dos patrones climáticos: el que presenta mayor actividad de lluvias en invierno y el que presenta mayor precipitación en verano (que corresponde al patrón monzónico) (Figura 7). El único reporte disponible para la laguna registra una temperatura media anual de 22-23° C con precipitación media anual de 60 mm; sin embargo, no reporta los periodos de lluvia (Mueller y Rockwell, 1995), por lo que no es posible establecer el periodo durante el cual se presentan precipitaciones en la zona. Los datos del SMN indican una temperatura media anual de 17.6° C con una precipitación media anual de 23.57 mm para las zonas adyacentes con lluvias en invierno, mientras que las zonas con influencia del monzón indican 22.4° C y 8.63

¹ ENSO: Por sus siglas en inglés, El Niño-Southern Oscillation. Fenómeno climático que se presenta en el Océano Pacífico y que genera condiciones climáticas anormales que afectan al Continente Americano.

mm de precipitación. La región es semi-árida con vegetación de tipo matorral xerófilo, dominada por *Ambrosia chenopodiifila* (de hábito arbustivo) y *Agave shawii*, entre los principales representantes florísticos (Rzedowski, 1988).

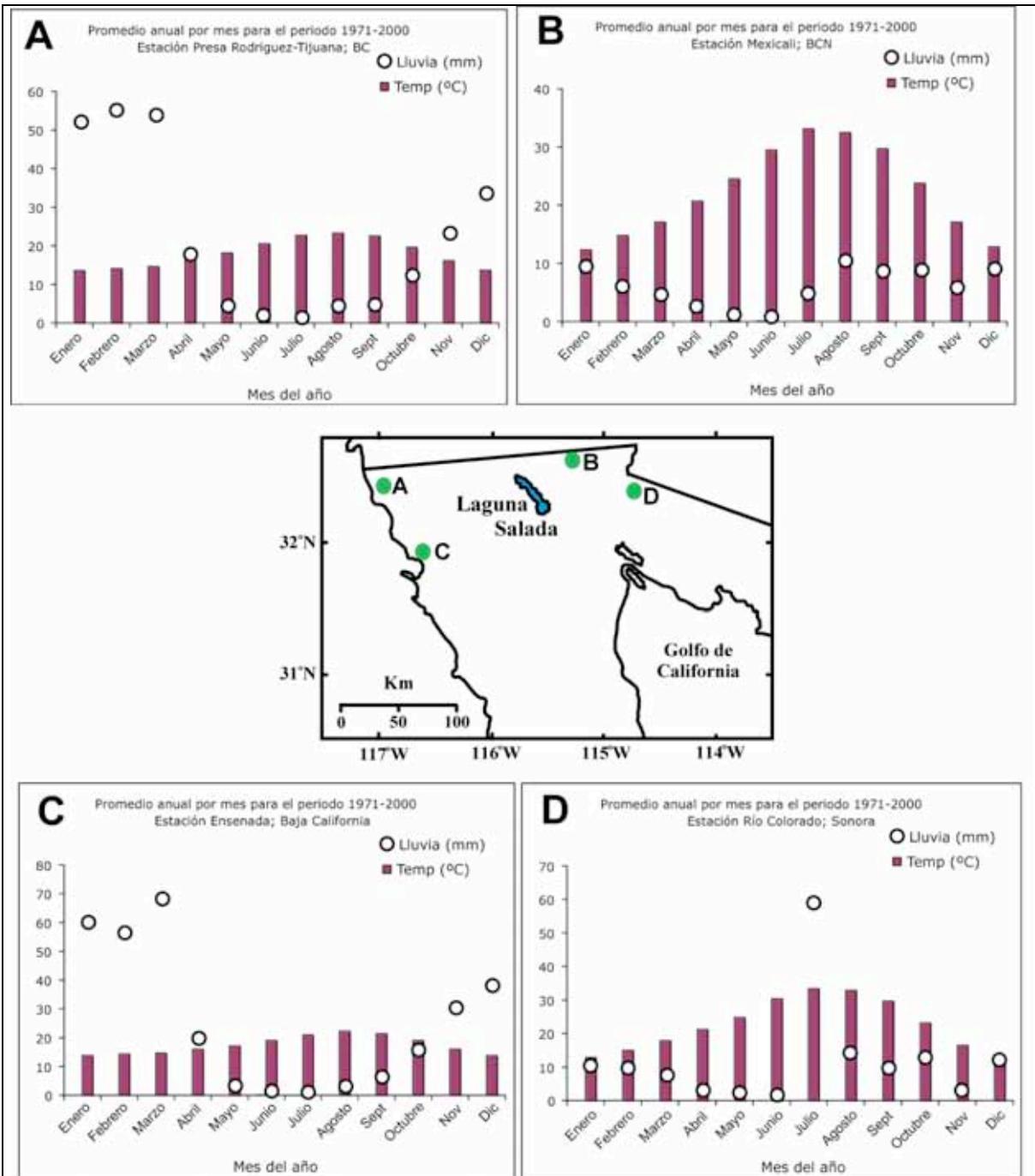


Figura 7. Promedios mensuales de temperatura y precipitación para el periodo 1971-2000 de cuatro estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional cercanas a la zona de estudio. Se muestra la ubicación de cada estación, así como la localización de la cuenca de Laguna Salada.

MATERIAL Y MÉTODOS

Núcleo LS04-1

El núcleo LS04-1 fue recuperado a 5 km al oeste de la falla Laguna Salada dentro de la cuenca de Laguna Salada, Baja California, México (32° 31' 58.16'' N y 115° 41' 18.67'' O) (Figuras 4 y 5) y tiene una longitud de 4296 cm. El núcleo fue recuperado en 21 tramos y está constituido por alternancias de lodo, limo y arena, con presencia de yeso en algunos intervalos (Aco, 2006) (Figura 8). Los dos tramos superiores (2A y 1A) fueron recuperados posteriormente, por lo que conforman el núcleo LS05-1; sin embargo el núcleo en conjunto será referido como LS04-1. En la Figura 9 se muestran imágenes de 14 tramos del núcleo de estudio.

Control Cronológico

La selección del material para fechamiento se realizó por personal del Centro de Investigación Científica y Enseñanza Superior de Ensenada (CICESE). Se obtuvieron once fechamientos con ¹⁴C en distintas clases de material (Tabla 2), los cuales fueron realizados en el laboratorio Beta Analytic, E.U.A.

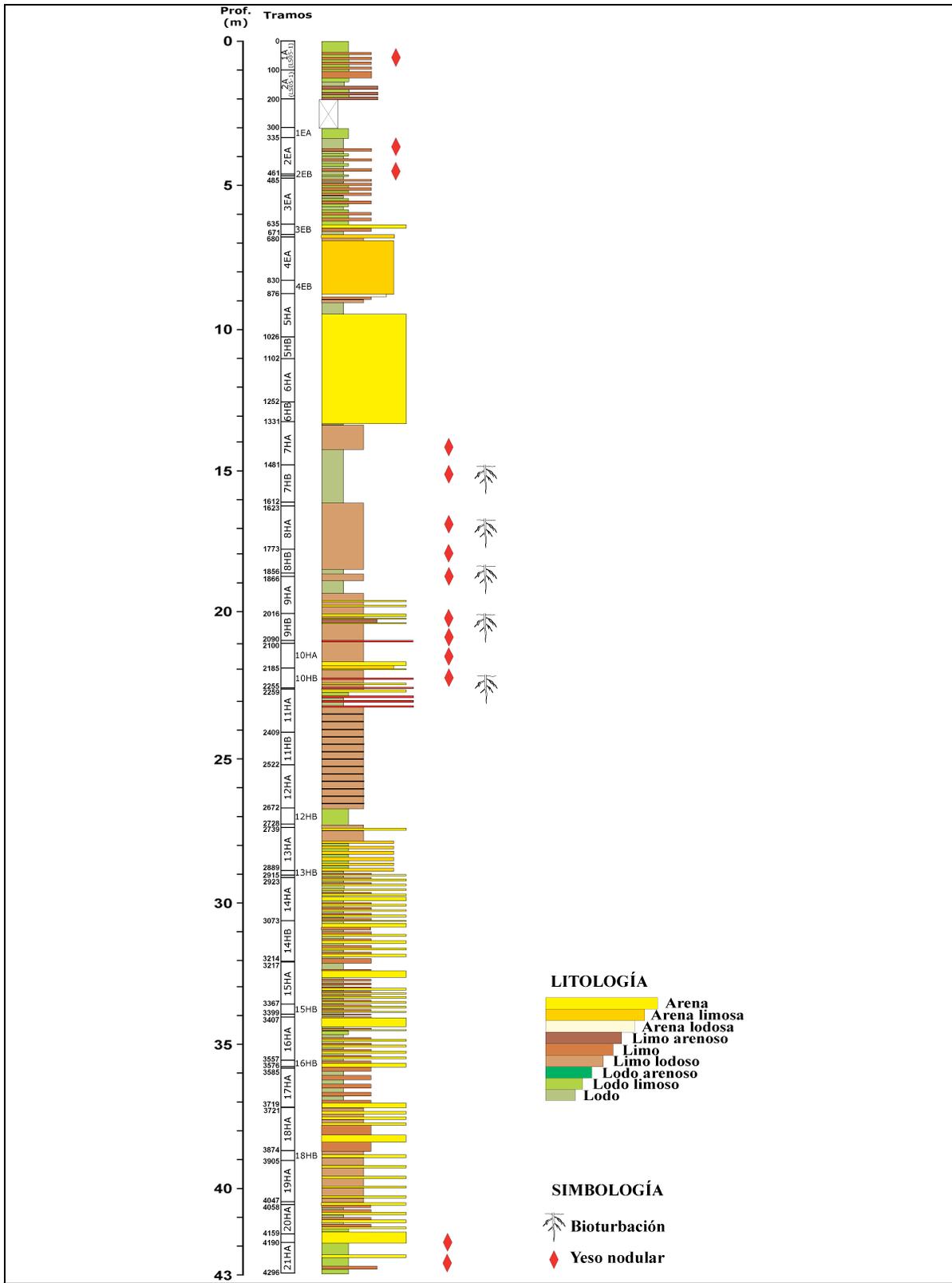


Figura 8. Litoestratigrafía del núcleo LS04-1 obtenido en Laguna Salada, Baja California, México (Aco, 2006).

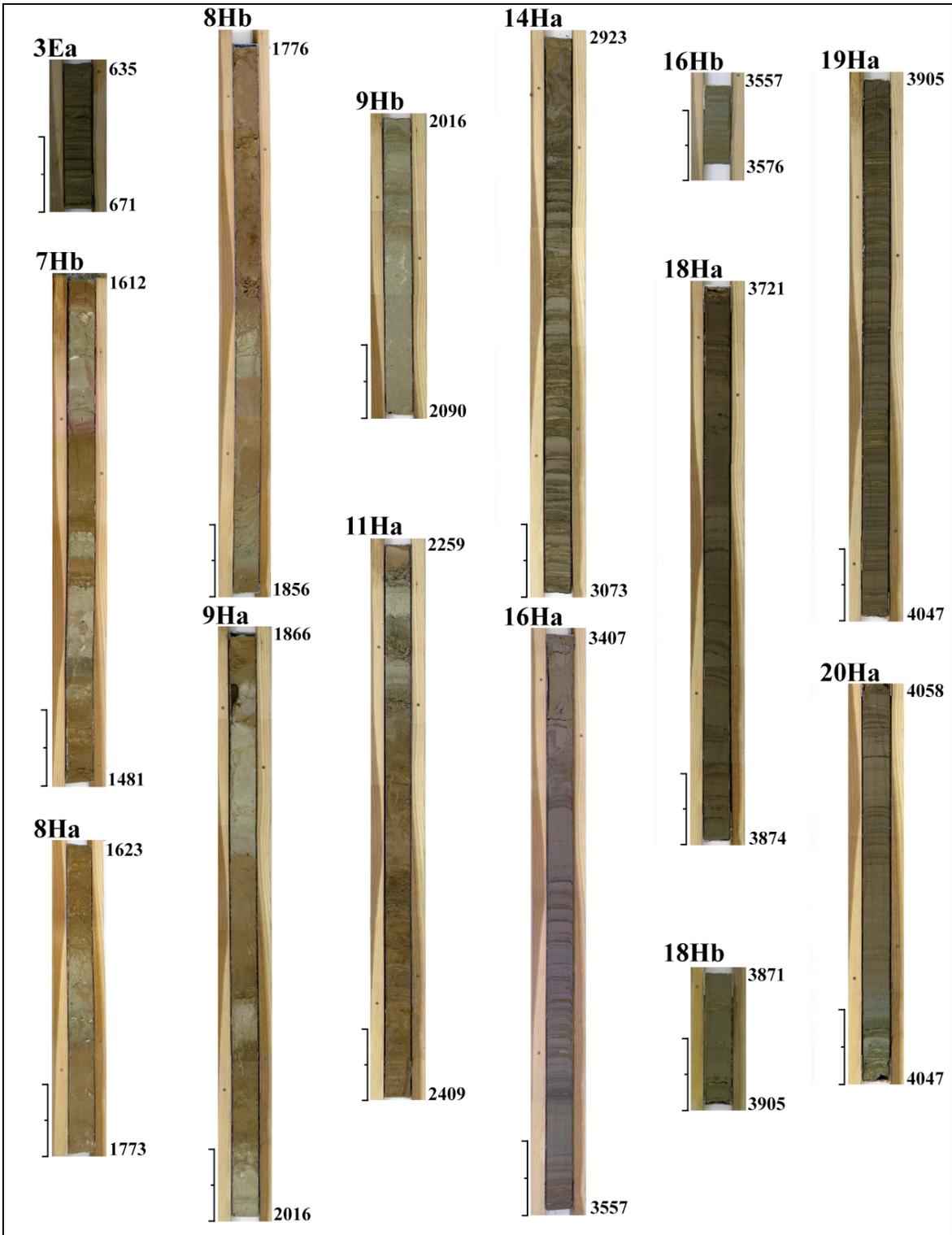


Figura 9. Imágenes de 14 tramos del núcleo LS04-1. En la parte superior de cada imagen se muestra la clave del tramo; de lado izquierdo la escala y de lado derecho la profundidad correspondiente a cada tramo. Las fotografías son cortesía de Abel Aco (2006).

Tabla 2. Edades obtenidas para el núcleo LS04-1 de Laguna Salada, Baja California por los laboratorios Beta Analytic, E.U.A. El número de muestra se asignó de acuerdo con la profundidad. ND significa No disponible. Las edades calibradas fueron proporcionadas por el mismo laboratorio (2σ). Las muestras marcadas con * fueron proporcionadas por Aco (com.pers., 2006).

Profundidad (m)	No. Muestra	Edad ^{14}C (años AP)	Edad calibrada (años AP)	$\delta^{13}\text{C}$	Tipo de material	Código de laboratorio
5.86	1	19,450±80	19,470±80	-24 o/oo	Materia orgánica carbonizada	Beta-236690
6.23	2	20,900±90	20,910±90	-24.3 o/oo	Materia orgánica carbonizada	Beta-236691
7.5*	3	15,150±70	15,150±70	-25.1 o/oo	Materia orgánica carbonizada	Beta-206567
9.7*	4	10,030±50	9,990±50	-27.4 o/oo	Madera	Beta-215446
10.6*	5	28,400±240	28,400±240	-25.0 o/oo	Materia orgánica carbonizada	Beta-206568
11.3*	6	9,500±40	9,490±40	-25.5 o/oo	Madera	Beta-215447
26.6*	7	25,460±320	25,590±320	-17.3 o/oo	Restos vegetales	Beta-206569
27.7*	8	ND	>48,000	-2.9 o/oo	Concha	Beta-215448
27.89	9	35,670±480	35,670±480	-24.9 o/oo	Materia orgánica carbonizada	Beta-236692
30.21*	10	41,510±790	41,520±790	-24.5 o/oo	Restos vegetales	Beta-206570
31.81*	11	ND	>48,000	-2.2 o/oo	Concha	Beta-215449

Procesamiento de las muestras

Se obtuvieron 194 muestras de aproximadamente 1 cm^3 de sedimento con espaciamiento de 20 cm.

Con el objetivo de identificar los intervalos con mayor abundancia de material fósil, inicialmente se realizó una selección de muestras con un espaciamiento de 60 cm para proceder con el lavado y análisis de asociaciones y, con base en esto, refinar la resolución del análisis de contenido fósil en aquellos

intervalos donde la abundancia de organismos fuera mayor. Las muestras fueron pesadas y lavadas con un tamiz de número de abertura de malla 100 (137 μm aproximadamente) y agua destilada, recuperando el sobrenadante en vasos de precipitado y el residuo en cápsulas de porcelana; ambas fracciones se secaron en un horno a temperatura de 35-40° C aproximadamente y fueron almacenados en recipientes de vidrio.

102 muestras fueron empleadas para los análisis taxonómico y tafonómico. Se revisaron las muestras bajo microscopio estereoscópico separando cualquier organismo presente y colocándolos en placas Plummer.

Con base en la clasificación de Van Morkhoven (1963) se realizó la identificación a nivel genérico de ostrácodos y con la literatura especializada se identificaron las especies presentes.

Para los foraminíferos, la identificación a nivel genérico se realizó con base en Loeblich y Tappan (1987) y las especies con base en bibliografía especializada.

Las fotografías de los ejemplares fósiles que ilustran el presente trabajo fueron tomadas en un microscopio electrónico de barrido JEOL JSM6360LV por la M. en C. Yolanda Hornelas en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología y en un microscopio electrónico de barrido Zeiss DSM-950 por el Biól. Armando Zepeda Rodríguez de la Facultad de Medicina, UNAM.

Con el objetivo de complementar la interpretación paleoambiental hecha con base en microfósiles calcáreos (ostrácodos y foraminíferos) se evaluó la presencia de diatomeas a lo largo del núcleo. La preparación del material se realizó en Laboratorio de Paleolimnología del Instituto de Geofísica bajo la supervisión del M. en C. Alejandro Rodríguez Ramírez. Se realizaron 27 frotis de distintos horizontes del núcleo elegidos bajo el criterio de emplear aquellos con mayor o nula abundancia de ostrácodos. Este criterio fue empleado con la finalidad de observar los cambios en la sucesión florística entre los intervalos con y sin fauna y de acuerdo con esto complementar la información de la variación en las condiciones ambientales.

Para la preparación de los frotis, la punta de un palillo de madera humedecido en agua bidestilada se introduce en el sedimento recuperado después del lavado del material para microfósiles calcáreos. En un portaobjetos se coloca una gota de agua bidestilada y se sumerge el palillo procurando que el palillo

quede limpio y el sedimento se distribuya uniformemente bajo el área del cubreobjetos. El portaobjetos se coloca sobre una plancha para evaporar el agua y una vez seca, se cubre con Adhesivo Óptico Norland y se coloca en una cámara de luz UV por 24 horas para su secado. Las preparaciones se revisaron bajo microscopio óptico a 40X y 100X.

Todo el material fosilífero está depositado en la Colección de Micropaleontología del Museo de Paleontología "Carmen Perrilliat" del Instituto de Geología, UNAM, bajo las siglas IGM- - Mi.

Tafonomía

Por muestra, tanto para ostrácodos como para foraminíferos se llevó a cabo un conteo del número de individuos por especie y por muestra, con el objetivo de asociar las variaciones en abundancia, diversidad, frecuencia y conservación a las posibles variaciones del ambiente de depósito y los cambios climáticos asociados a esos eventos. De igual forma, para el caso de ostrácodos se evaluaron las relaciones adultos:juveniles y caparazones:valvas con la intención de tener una aproximación a la estructura de la población y establecer la presencia de asociaciones autóctonas o alóctonas y, su posible relación con eventos pos-deposicionales.

Geoquímica

En un trabajo previo (Romero-Mayén, 2005), las técnicas de preparación y análisis geoquímico de valvas se realizaron en el Laboratorio de Elementos Traza del Departamento de Física y Geología de la Universidad del Estado de California en Bakersfield, California, E.U.A., utilizando la metodología descrita por Palacios-Fest (1996, 1997). En esta ocasión, la metodología se lleva a cabo en el Laboratorio de Química Ultrapura (LabQUP) del Instituto de Geología, UNAM. Las dos técnicas contrastan en la forma de determinar las proporciones molares: en la primera, se calculan inicialmente las concentraciones (mmolares) de los elementos de interés (Mg, Sr y Ca) mediante curvas de calibración y con base en éstas, se obtienen los cocientes Mg/Ca o Sr/Ca (mmol/mmol); en contraste, en la técnica empleada en este trabajo, se calculan en primer lugar las proporciones de las intensidades (E/Ca, E= Mg y Sr) y posteriormente estas proporciones se relacionan

con las de un estándar (SOL-P), en el cual las concentraciones (mmolales) de dichos elementos fueron establecidos gravimétricamente, obteniendo las proporciones E/Ca (mmol/mmol). Esta diferencia tiene como ventaja principal que la incertidumbre asociada a la medición en la segunda técnica, disminuya notablemente.

Se eligieron dos especie: *Limnocythere staplini* y *Cyprideis castus*. Por especie y por muestra, cuando fue posible, se separaron 5 valvas de individuos adultos en buen estado, las cuales fueron tratadas siguiendo el procedimiento descrito por Palacios-Fest (1996) para su limpieza. Básicamente, el proceso consistió en un tratamiento con hipoclorito de sodio al 10% por 30 minutos seguido de tres enjuagues en agua MiliQ cepillando las valvas con un pincel 000 para remover las arcillas u otro material adherido. La preparación de las muestras para la medición de elementos traza (ET), se llevó a cabo bajo la asesoría de la M. en C. Elena Lounejeva Baturina. El proceso consiste en colocar las valvas limpias en tubos eppendorf, adicionarles ~0.5 mL de agua MiliQ y una gota de ácido nítrico (HNO_3) concentrado (16N ultrapuro) para disolverlas.

La medición de las proporciones molares E/Ca (donde E= Mg y Sr), se realizó siguiendo la metodología descrita por Rosenthal *et al.* (1999), adaptada para el análisis por espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (Q-ICPMS) Agilent 7500, utilizando un detector de rango lineal amplio (modos pulso y análogo).

Debido a que el Ca es un componente mayoritario en la muestra, se midieron los dos isótopos de menor abundancia (^{43}Ca y ^{46}Ca , 0.145% y 0.0033%, respectivamente), mientras que para los otros elementos se midieron los isótopos ^{26}Mg y ^{88}Sr . Las muestras se midieron en grupos de 6, al inicio y final de cada grupo se midió el estándar primario -SOL-P- (preparado gravimétricamente), así como el estándar secundario IGLES-36. De tal forma, la incertidumbre de cada relación molar (1σ) se obtiene tras analizar el comportamiento de la medición del IGLES-36. Dicha incertidumbre depende de la concentración de cada elemento, sin embargo, en general es menor al 10%.

Para determinar las relaciones molares en la muestra, las intensidades de cada elemento (I_E) en la SOL-P fueron relacionadas a las intensidades de Ca (I_{Ca}).

Estimación de paleotemperaturas

Para la estimación de temperaturas se emplearon las relaciones molares obtenidas de Mg/Ca de las valvas aplicando el modelo propuesto por Palacios-Fest (1996). Para el género *Limnocythere* se aplicó la ecuación 1:

$$T(^{\circ}C) = \frac{(Mg/Ca)_v + 0.0035}{0.00089} \dots\dots\dots \text{Ecuación 1}$$

donde $(Mg/Ca)_v$ se refiere a la relación molar Mg/Ca de la valva (Palacios-Fest, 1996). La incertidumbre calculada para la constante 0.0035 es de ± 0.00212 y para la constante 0.00089 es de ± 0.000101 .

Para el género *Cyprideis* se empleó la ecuación 2:

$$T(^{\circ}C) = \frac{(Mg/Ca)_v - 0.0007}{0.00002} \dots\dots\dots \text{Ecuación 2}$$

propuesta para este género por Palacios-Fest (2005, com. pers.) donde $(Mg/Ca)_v$ es la relación molar Mg/Ca de la valva y T ($^{\circ}C$) es la temperatura a estimar, donde la constante 0.0007 tiene una incertidumbre de ± 0.00024 mientras que la incertidumbre de la constante 0.00002 es de ± 0.000015 .

Las proporciones molares Sr/Ca de las mismas valvas también fueron medidas con la intención de emplearlas en la interpretación de cambios en la salinidad de la cuenca a partir de las variaciones de las proporciones ya que, como previamente se describió, la captura del Sr está relacionada con la salinidad del agua, sin embargo, sólo se realiza una estimación cualitativa.

RESULTADOS Y DISCUSION

Modelo de edades

De los once fechamientos obtenidos para el núcleo (Tabla 2) sólo cuatro edades se tomaron en cuenta para establecer el modelo empleado en este trabajo.

En general, se observa que el mayor número de edades obtenidas no guardan una relación estratigráfica en el núcleo (Figura 10). Esto podría estar relacionado con diversos procesos que estarían afectando la localidad y por lo tanto, el registro, como se describe a continuación.

Las dos edades obtenidas con conchas de moluscos (muestras 8 y 11) tienen edades mayores a 48 ka AP, sin embargo, y específicamente para la muestra con 27.7 m de profundidad (muestra 8), la edad no concuerda con los valores obtenidos a partir de las muestras 9 y 7, las cuales provienen de horizontes con profundidades similares (27.8 y 26.6 m de profundidad respectivamente) y que indican edades más jóvenes (-35-25 ka AP). Berger et al. (1966) analizaron conchas contemporáneas de distintas localidades del Golfo de California así como de la costas este de Baja California y California y encontraron que los fechamientos obtenidos por ^{14}C presentan desfases de acuerdo con la localidad: en las muestras provenientes del golfo las edades obtenidas son mayores a las que se obtienen en el material del Pacífico, lo cual atribuyen a la dinámica de las corrientes que dominan cada una de las localidades, pues en el golfo las surgencias son comunes, lo cual acarrea agua con bajo ^{14}C hacia la superficie, en comparación con las aguas del Pacífico donde no hay mezcla (Berger et al., 1966). En el caso de las muestras del núcleo LS04-1, las edades obtenidas en las conchas pueden atribuirse a un proceso en el que el organismo incorporó carbonato de calcio a partir de una solución con bajo ^{14}C proveniente de fuentes de agua subterráneas o bien, por efecto de la disolución de carbonatos viejos presentes en la cuenca. Este proceso es común en sedimentos lacustres y en conchas de moluscos tanto de aguas continentales como de aguas marinas (Cohen, 2003a; Walker, 2005), por lo que es factible que sea un proceso que haya tenido lugar en este cuerpo de agua.

Para el caso de las edades obtenidas con materia vegetal carbonizada, los cinco fechamientos obtenidos muestran algunas discrepancias. Aparentemente, a

partir de estas muestras podría establecerse un modelo sólido, sin embargo y de acuerdo con la Figura 10, las fechas obtenidas en las profundidades 5.86, 6.23, 7.5 y 10.6 m (muestras 1, 2, 3 y 5 respectivamente) muestran una inconsistencia muy marcada: la muestra 5, que proviene de un horizonte con mayor profundidad (10.6 m), arroja una edad notablemente más joven que las obtenidas en material con menor profundidad. La presencia de una edad más joven en horizontes con mayor profundidad estaría indicando que algún evento, como bioturbación, penetración de raíces que acarrearán carbono joven o bien, percolación de ácidos húmicos (Björck y Wohlfarth, 2001), tuvieron lugar en la cuenca, alterando el registro sedimentológico. Además, la región está caracterizada por una intensa actividad tectónica y de subsidencia (Martín-Barajas et al., 2001), lo cuál también estaría afectando el registro del núcleo. Tomando en cuenta que esta muestra no presenta un orden estratigráfico, se considera que las edades obtenidas a partir de este material tienen baja confiabilidad. Debido a esto, discriminar entre el material carbonizado que arroja edades confiables del material que proporciona edades alteradas es subjetivo, por lo que en conjunto fueron excluidas del modelo.

El modelo empleado se muestra en la Figura 10, en el cual se consideran las cuatro edades obtenidas a partir del material no calcinado (restos vegetales). En el modelo se asumen dos distintas tasas de sedimentación para el núcleo: para la parte inferior del núcleo (30.21 a 26.6 m) la tasa de sedimentación calculada es de 0.022 cm/año y para la parte superior (26.6 a 0 m) la tasa es de 0.1 cm/año.

Esto es congruente con uno de los modelos propuestos por Aco (2006), en el cual considera dos tasas de sedimentación para el mismo núcleo con base en los fechamientos de la Tabla 2: 0.04 cm/año para la parte inferior del núcleo (26 a 43 m) y 0.09 cm/año para la parte superior (0 a 26 m). Si se toma en cuenta que las características litológicas del núcleo analizado no son uniformes ya que presenta horizontes notables de arenas (7 a 13.3 m de profundidad) con respecto a las finas intercalaciones de limos, lodos y arenas de la parte baja del núcleo (23 a 43 m de profundidad), entonces el modelo propuesto con dos distintas tasas de sedimentación se hace coherente ya que la variabilidad de las condiciones de sedimentación estarían reflejadas en la litología del núcleo y por lo tanto, en la tasa de sedimentación. Con base en esto, entonces la parte inferior del núcleo (caracterizada por las finas intercalaciones) refleja mayor velocidad de

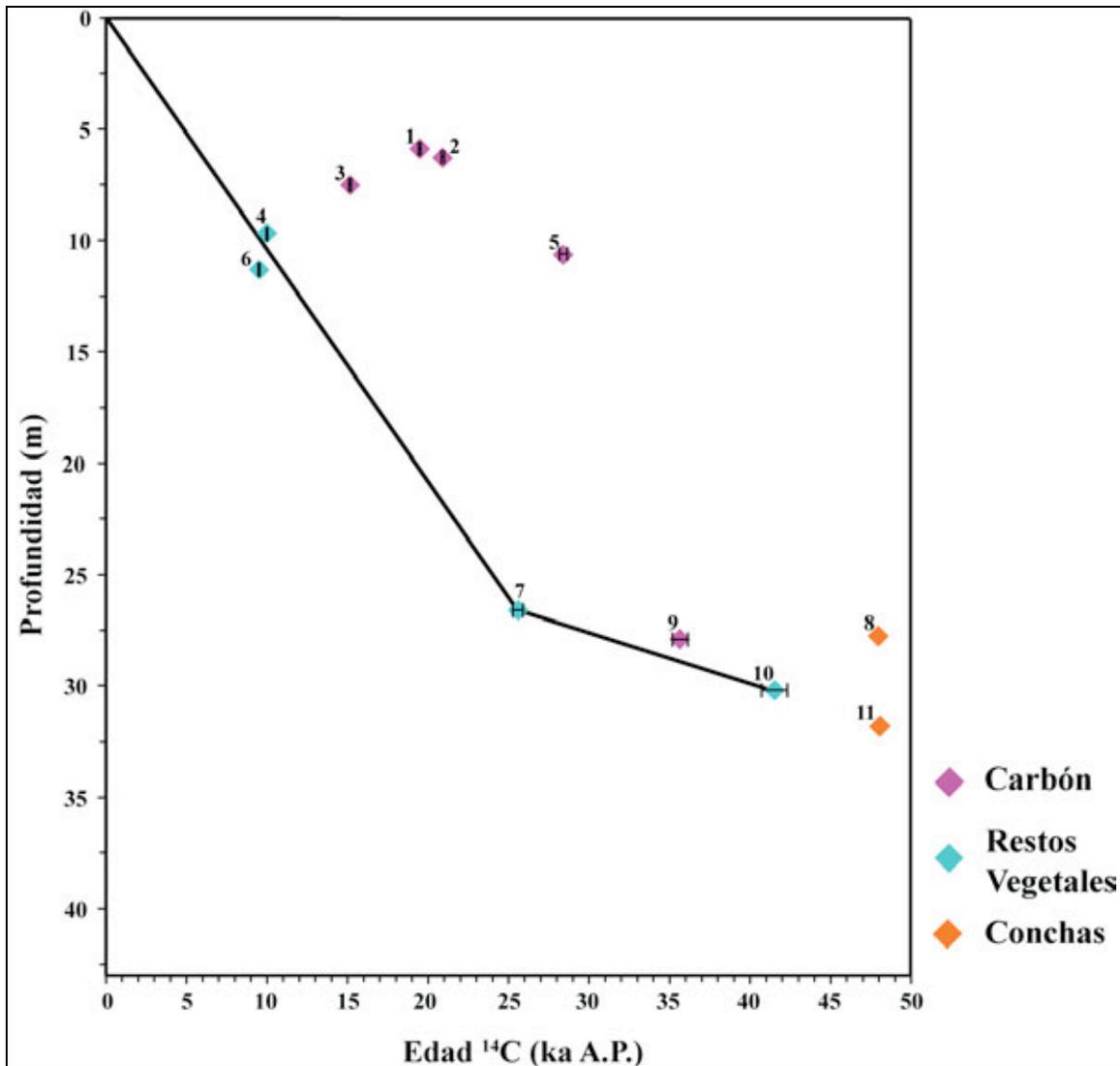


Figura 10. Modelo de edades para el núcleo LS04-1 empleado en el presente trabajo. Se muestran los tres tipos de material extraído del núcleo para obtener los fechamientos con ¹⁴C por los laboratorios de Beta Analytic, E.U.A. El número junto a los símbolos indica el número de muestra. La incertidumbre de los fechamientos es menor al tamaño de los símbolos.

sedimentación, mientras que la parte superior (paquetes de arena) fueron depositados con menor velocidad.

De acuerdo con el modelo de edades propuesto en este trabajo, el alcance cronológico del núcleo es de 95 ka AP. Sin embargo, resulta arriesgado hacer esta aseveración debido a la falta de fechamientos para los horizontes más profundos, por esta razón, la parte inferior del núcleo será referida como Pleistoceno tardío, el cual abarca la parte inferior del núcleo —de 26.6 a 42.96 m— previo al periodo del

Último Máximo Glacial (UMG) y, de los 0 a los 26.6 m se considera que el núcleo contiene sedimentos depositados durante el UMG (20-17 ka AP) y durante la transición Pleistoceno-Holoceno (11 ka AP), incluyendo los abruptos episodios de enfriamiento conocidos como Younger Dryas (12 a 11 ka AP) y el evento de los 8.2 ka AP.

Abundancia y diversidad de organismos

Se encontraron representados cuatro grupos de organismos en las muestras analizadas: ostrácodos, foraminíferos, moluscos y diatomeas. Tanto la abundancia de organismos como la diversidad de especies, presentan una variación muy marcada a lo largo del núcleo (Figura 11).

Ostrácodos

Del conjunto fosilífero, los individuos de este grupo tienen uno de los registros más abundantes en el núcleo, sin embargo, su presencia no es constante a lo largo de las 102 muestras analizadas (Figura 11). Del total de muestras, únicamente 53 muestras tuvieron registro de ostrácodos, es decir, el 51.96%. De éstas, el intervalo comprendido entre las profundidades 7 a 12.56 m (Figura 11, sección A) presenta un registro continuo de valvas pero con abundancia muy variable entre los horizontes de este intervalo: a 9.36 m de profundidad 3 valvas fueron recuperadas, en comparación con la muestra proveniente de los 8.77 m de profundidad donde se contabilizaron 244 valvas; por debajo de los 12.56 m de profundidad la presencia de ostrácodos es discontinua, sin embargo se pueden identificar dos intervalos con abundancia alta: de 13.5 a 15.5 m (Figura 11, sección B) y de los 17.56 a 21.16 m (Figura 11, sección C) donde el registro es casi continuo (sólo hay un horizonte sin presencia de ostrácodos) y es en este intervalo donde se registra la muestra con la mayor abundancia absoluta de ostrácodos en el núcleo, 455 valvas a 18.16 m. Las muestras provenientes de profundidades mayores tienen una abundancia muy baja y discontinua con un intervalo de aproximadamente 125 cm (28.96 a 41.56 m de profundidad, Figura 11, sección D) donde la ausencia de

ostrácodos es continua; es hasta los 42.56 a 42.96 m donde se hace notable la presencia de estos organismos (Figura 11, sección E).

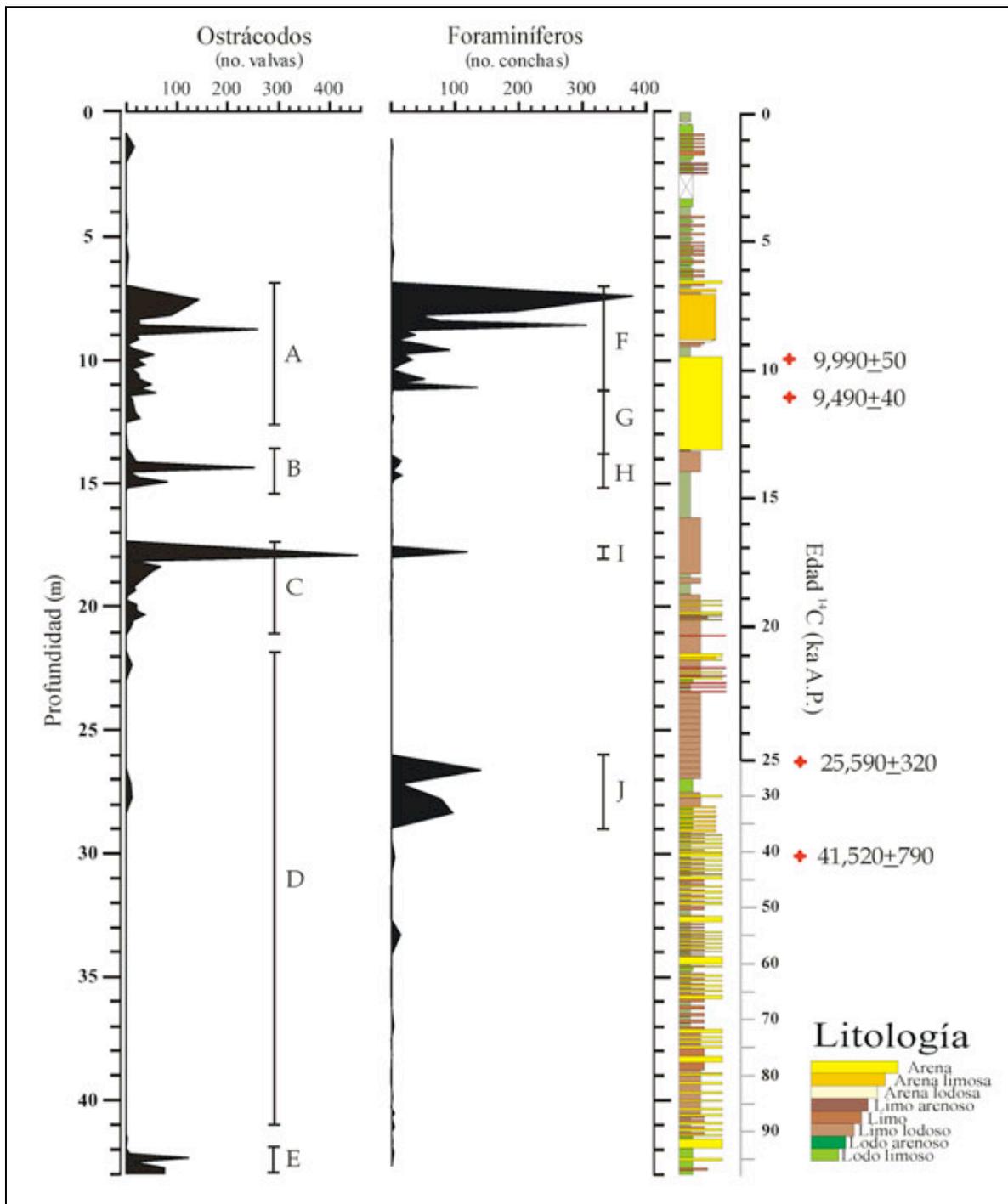


Figura 11. Abundancia absoluta de ostrácodos y foraminíferos con los cambios en la litología del núcleo LS04-1. A la derecha de la imagen se muestran las cuatro edades ¹⁴C obtenidas para el núcleo, así como la escala de edades de acuerdo con las dos tasas de sedimentación calculadas para el núcleo.

En cuanto a la diversidad de especies, 20 morfotipos fueron separados. De éstos, 15 fueron identificados a nivel de especie y 5 quedaron a nivel de género (Tabla 3). La abundancia total por especie (o género) por muestra se encuentra en el Apéndice (Cuadro 1). Los organismos están ilustrados en las Láminas I, II y III. La mayor diversidad de ostrácodos se registra de los 7.54 m a los 11.36 m de profundidad (-7.5 a -10.1 ka AP). Dos especies dominan el registro de ostrácodos: *Cyprideis castus* tiene el registro más abundante en el núcleo (se encontró en 48 muestras, 90.56%) y *Limnocythere staplini* en 30 muestras (53.57%). La presencia de las 18 especies restantes es variable a lo largo del núcleo, sin embargo, el grueso de las especies se encuentra confinado al intervalo ya mencionado (Figura 12).

Tabla 3. Especies de ostrácodos presentes en el núcleo LS04-1.

Ostrácodos
<i>Aurila conradi</i> (Howe & McGuirt) <i>californica</i> Benson & Kaesler 1963
<i>Cativalva</i> cf. <i>C. dispar</i> Hartmann 1959
<i>Caudites fragilis</i> LeRoy 1943
<i>Chlamydotheca arcuata</i> Sars 1901
<i>Cyprideis castus</i> Benson 1959
<i>Cypridopsis vidua</i> O. F. Müller
<i>Cyprinotus glaucus</i> Furtos 1993
<i>Cypris pubera</i> Mueller 1776
<i>Cytherella obovata</i> Jones & Hinde 1890
<i>Cytheropteron ventrokurtosa</i> Swain 1967
<i>Cytherura jonhsoni</i> Mincher, 1941
<i>Limnocythere staplini</i> Gutentag & Benson 1962
<i>Loxoconcha lenticulata</i> LeRoy 1943
<i>Megacythere punctocostata</i> Swain 1967
<i>Perissocytheridea meyerabichi</i> (Hartmann 1953) Benson & Kaesler 1963
<i>Candona</i> sp.
<i>Cushmanidea</i> sp.
<i>Cypria</i> sp.
<i>Pterygocythereis</i> sp.
<i>Puriana</i> sp.

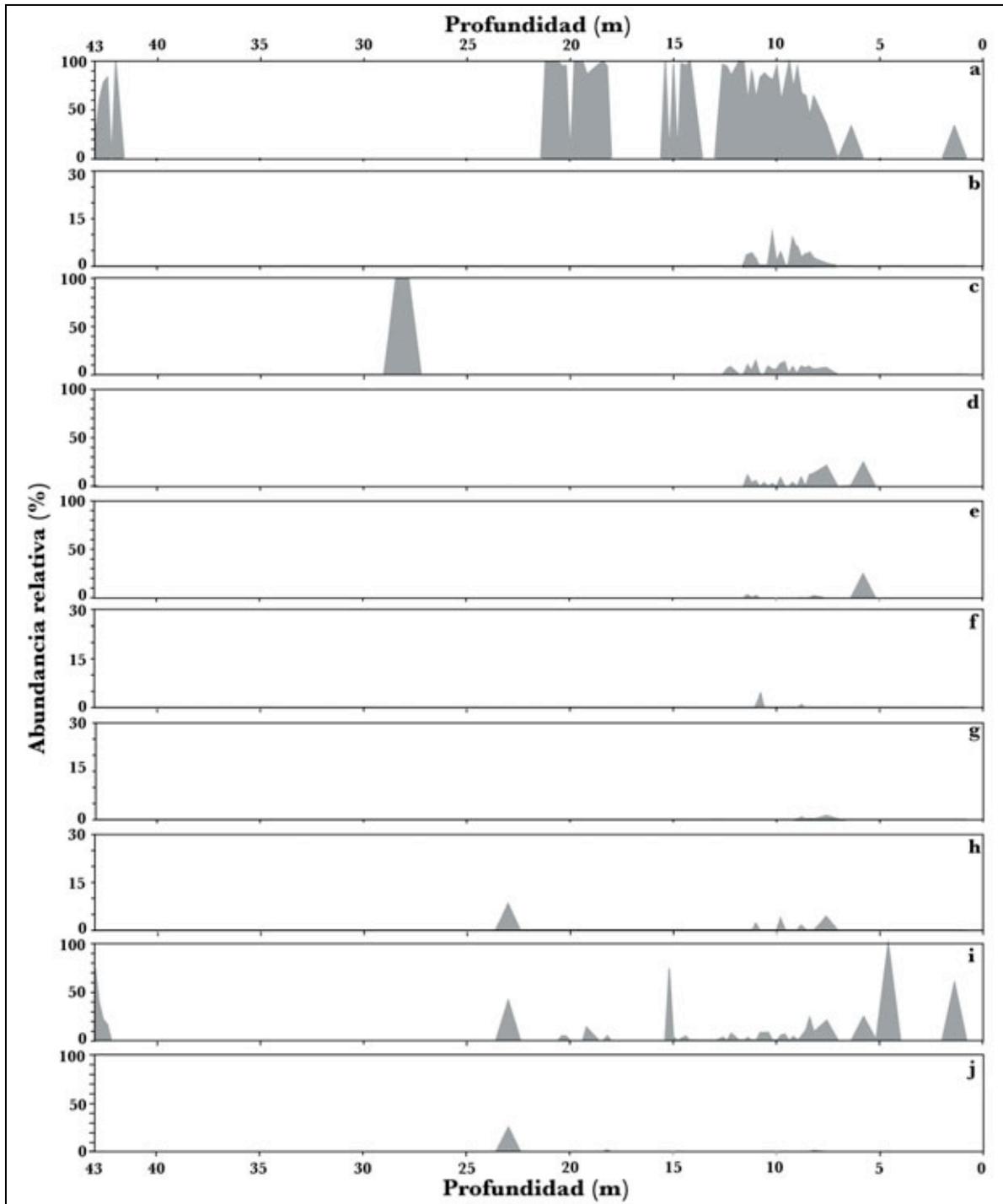


Figura 12. Abundancia relativa de ostrácodos por especie a lo largo del núcleo. Debido a que la abundancia de algunas especies es muy baja, la escala del porcentaje de éstas es distinta. **a:** *Cyprideis castus*; **b:** *Cushmanidea* sp.; **c:** *Perissocytheridea meyerabichi*; **d:** *Puriana* sp.; **e:** *Cativella* cf. *C. dispar*; **f:** *Pterygocythereis* sp.; **g:** *Loxoconcha lenticulata*; **h:** *Cytherella obovata*; **i:** *Limnocythere staplini*; **j:** *Cypris pubera*; **k:** *Candona* sp.; **l:** *Aurila conradi californica*; **m:** *Cypria* sp.; **n:** *Cytherura johnsoni*; **o:** *Cypridopsis vidua*; **p:** *Chlamydotheca arcuata*; **q:** *Cytheropteron ventrokurtosa*; **r:** *Cyprinotus glaucus*; **s:** *Megacythere punctocostata*; **t:** *Caudites fragilis* (continúa en la siguiente página).

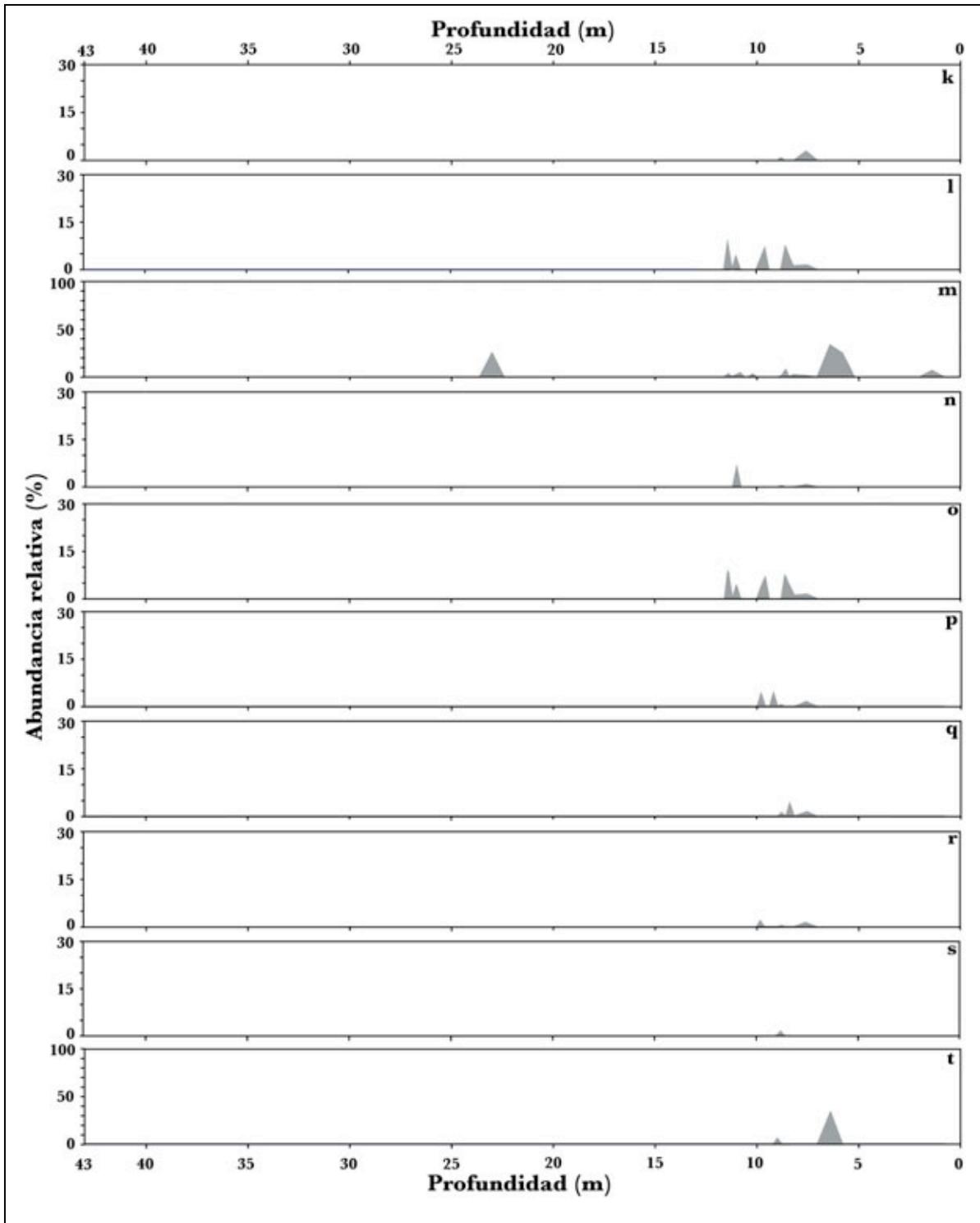


Figura 12 (continuación). Abundancia relativa de ostrácodos por especie a lo largo del núcleo. La escala de abundancia de algunas especies es menor debido a su baja presencia.

Foraminíferos

Los individuos de este grupo tienen un registro importante en el núcleo ya que están presentes en 49 de las 103 muestras analizadas (47.57%) (Figura 11). Su distribución a lo largo del núcleo es, para algunos intervalos, similar al que presentan los ostrácodos: el intervalo comprendido entre los 7 y los 11.5 m de profundidad (-7.5 a -10.1 ka AP) (Figura 11, sección F) presenta tanto la mayor abundancia como la mayor diversidad de especies de foraminíferos; entre los 11.5 y 13.9 m el registro es muy bajo o escaso (Figura 11, sección G); entre los 13.9 y 15.1 m la abundancia muestra un incremento; para la muestra proveniente de los 18.16 m de profundidad (Figura 11, sección H), el número de organismos vuelve a ser alto y, de los 17.5 a 18 m se observa un aumento en la población de foraminíferos (Figura 11, sección I). Sin embargo, en muestras donde la presencia de ostrácodos es muy baja o nula, los foraminíferos están presentes de forma notable (27.16 a 28.96 m de profundidad; -27 a -31 ka AP) (Figura 11, sección J); en las muestras restantes, el registro de foraminíferos es discontinuo y no es significativo.

Se separaron 10 morfotipos, de los cuales 8 se identificaron a nivel de especie y 2 quedaron en nomenclatura abierta (Tabla 4). Los datos de abundancia total por especie por horizonte se muestran en el Apéndice (cuadro 2); los especímenes se ilustran en las Láminas IV y V. Del conjunto de foraminíferos encontrados, *Ammonia beccarii*, *Elphidium articulatum* y *Criboelphidium poeyanum* (en orden descendente) presentaron las mayores abundancias, siendo *E. articulatum* la especie con mayor frecuencia en su registro, sin embargo, la mayor abundancia en el núcleo la presentó *A. beccarii*. La distribución en el núcleo para las especies restantes se encuentra confinada al intervalo de los 7.54 a los 11.56 m de profundidad, salvo por algunas excepciones (Figura 13). La asociación de foraminíferos está dominada casi en su totalidad por especies bentónicas con excepción de *Globigerina bulloides* que se encuentra presente en algunos intervalos y con una abundancia muy baja.

Tabla 4. Especies y géneros de foraminíferos identificados en la microfauna del núcleo LS04-1.

Foraminíferos
<i>Ammonia beccarii</i> Linné, 1758
<i>Bulimina marginata</i> d'Orbigny 1826
<i>Criboelphidium poeyanum</i> Petri, 1954
<i>Criboelphidium spinatum</i> Cushman & Valentine, 1930
<i>Elphidium articulatum rugulosum</i> Cushman & Wickenden 1929
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny 1826
<i>Nonionella basispinata</i> Cushman & Moyer 1930
<i>Nonionella</i> cf. <i>N. basiloba</i> Cushman & McCulloch 1940
<i>Pyrgo</i> sp.
<i>Quinqueloculina</i> sp.

Diatomeas

De los nueve horizontes elegidos para el análisis de diatomeas, únicamente en tres de ellos se encontraron representantes de este grupo, con abundancia muy baja (de 1 a 2 individuos por muestra) pertenecientes al género *Amphora* sp. Las muestras con presencia de diatomeas tienen profundidades de 42.96, 33.36 y 19.38 m.

Moluscos

Aco (2006) reporta la presencia de la especie *Mulinia coloradoensis* en muestras del mismo núcleo. Esta especie es común en sedimentos pre-holocénicos y actuales de la parte baja del Río Colorado hasta la Laguna de San Felipe (Rodríguez et al., 2001). En el Apéndice (Cuadro 1) se muestran los horizontes donde se reporta su presencia.

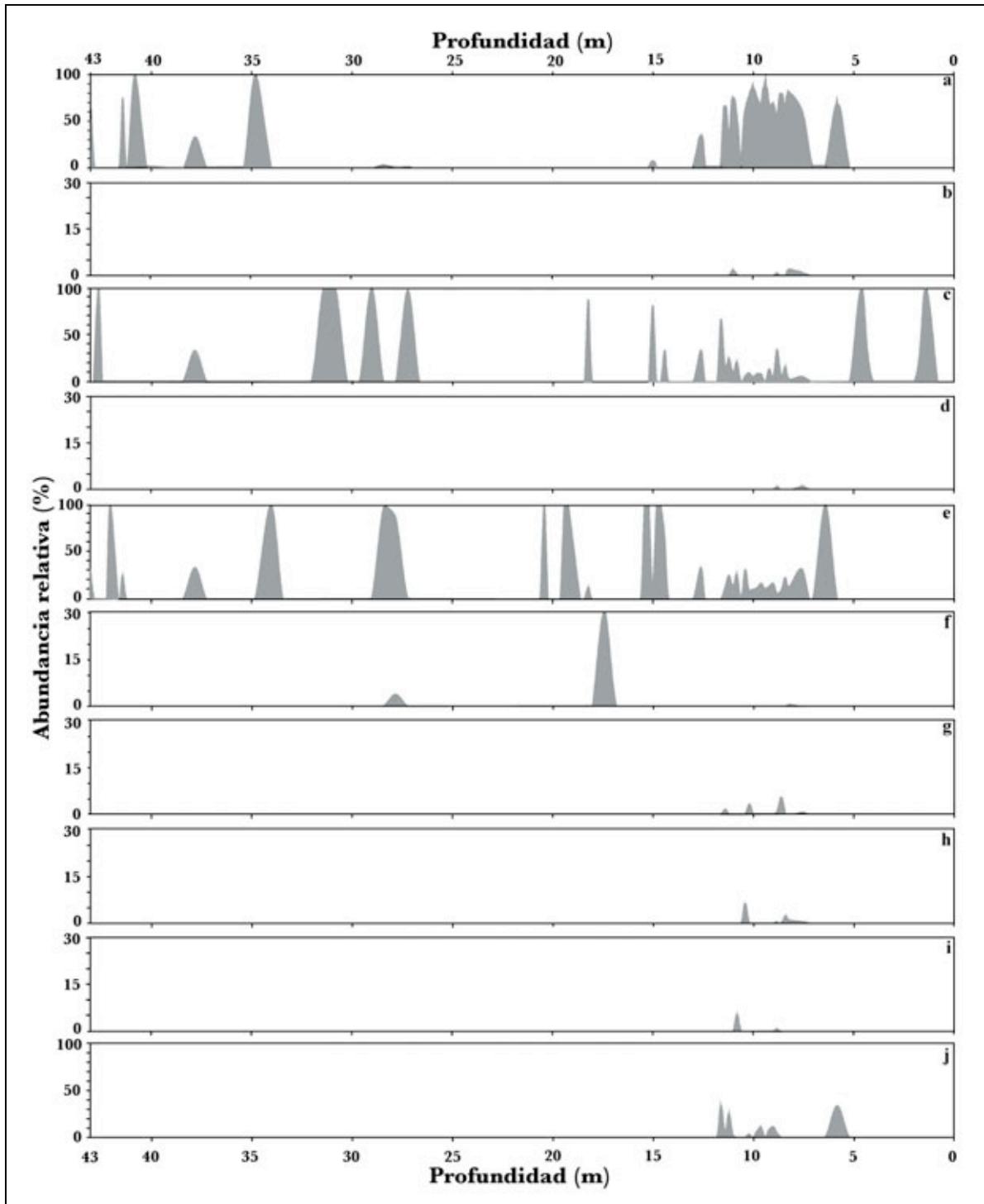


Figura 13. Abundancia relativa de foraminíferos por especie a lo largo del núcleo. Debido que algunas especies presentan baja abundancia, las escalas no son uniformes en todos los gráficos. **a:** *Elphidium articulatum rugulosum*; **b:** *Criboelphidium poeyanum*; **c:** *Criboelphidium spinatum*; **d:** *Ammonia beccarii*; **e:** *Globigerina bulloides*; **f:** *Quinqueloculina* sp.; **g:** *Pyrgo* sp.; **h:** *Nonionella basispinata*, **i:** *Nonionella* cf. *N. basiloba*; **j:** *Bulimina marginata*.

Tafonomía y paleoecología

Identificar la presencia de procesos que pudieron haber alterado el registro de la asociación fosilífera original es fundamental cuando se hace la reconstrucción de condiciones ambientales pasadas, pues esto nos habla de la calidad y fidelidad de la asociación, así como de los procesos y agentes (físicos, químicos y biológicos) que actuaron sobre la misma (Behrensmeyer et al., 2000).

Tomando en cuenta esto, se evaluaron tres parámetros tafonómicos con la intención de identificar procesos *post-mortem* que pudieron haber alterado el registro: **1)** conservación de la asociación en general, **2)** proporción adultos:juveniles de ostrácodos y **3)** proporción valvas:caparazones de ostrácodos.

- 1) Conservación de la asociación. Bajo microscopio estereoscópico, los restos de los organismos de los dos grupos dominantes, ostrácodos y foraminíferos, presentan buena conservación. No se contabilizó el número de fragmentos por muestra, sin embargo, a pesar de que podían observarse fragmentos, las conchas completas siempre fueron dominantes. Para algunos intervalos donde únicamente existe registro de foraminíferos, las testas presentan evidencia de condiciones de oxidación pues se observan testas con tonalidades rojizas.
- 2) Proporción adultos:juveniles de ostrácodos. Debido a que las especies que presentaron mayor continuidad en su registro fueron *Limnocythere staplini* y *Cyprideis castus*, este parámetro fue medido cuantitativamente únicamente en estas dos especies. En general, la población de ostrácodos de cada muestra estuvo dominada por ostrácodos de estadios juveniles para ambas especies, sin embargo, en algunos estratos la proporción es cercana a 1 ó bien, se encuentra por arriba de la unidad (Apéndice, cuadros 3 y 4) (Figura 14).
- 3) Proporción valvas:caparazones. En pocos horizontes se encontraron caparazones articulados y el número de éstos siempre fue menor a 2 (Apéndice, cuadros 3 y 4).

La interpretación de las características tafonómicas de la asociación arriba mencionadas puede estar sujeta a distintos parámetros a evaluar. Diversos trabajos describen que los aspectos tafonómicos de una asociación pueden interpretarse a nivel de tipo de asociación (de vida o de muerte), energía del medio, cambios drásticos en el ambiente, entre otros (Browers, 1988; De Deckker y Forester, 1981; Palacios-Fest et al., 1994; Whatley, 1983). Una característica

importante en la evaluación tafonómica de los conjuntos fosilíferos, en este caso enfocado a los ostrácodos y foraminíferos, es la conservación de la misma. Con base en el estado de conservación observado, ambos grupos podrían estar indicando que la asociación no sufrió transporte pues se encuentran bien conservadas y con muy baja proporción de valvas fragmentadas; sin embargo, cuando se analizan los datos de la estructura de la población se pueden observar dos patrones que están claramente diferenciados por la especie: **1)** para *C. castus* la asociación por horizonte está generalmente dominada por valvas de individuos juveniles, la diferencia se hace más notable en los horizontes donde el número de valvas es alto, en comparación con aquellos horizontes donde el número de valvas es bajo y en los cuales la diferencia entre adultos/juveniles es baja; **2)** para *L. staplini* los datos muestran valores similares entre el número de adultos y juveniles sin embargo, las asociaciones encontradas por horizonte están caracterizadas por tener bajo número de valvas (en comparación con *C. castus*). A partir de estos datos se hace evidente que los horizontes con bajo número de valvas presentan proporciones adultos:juveniles muy altas, lo cual podría estar indicando la intervención de algún proceso de destrucción física de las valvas de estadios juveniles, dejando en mayor proporción los adultos. Esto implicaría que la asociación encontrada no representa la tafocenosis inicial pues sufrió algún proceso por el cual las valvas de organismos juveniles fueron removidas o bien, destruidas. Browsers (1988) describe la estructura real de una población que refleja condiciones donde ya han actuado diversos procesos (tanto naturales como los inherentes a la limpieza y tratamiento de las muestras) y que podría considerarse como el reflejo de la biocenosis (1:3 a 1:5). Para ciertos horizontes del núcleo se puede observar esta relación, principalmente para *C. castus* (Figura 14). Sin embargo, en distintos horizontes el número de valvas de estadios adultos es cercana, igual o sobrepasa al número de valvas de juveniles. De acuerdo con Whatley (1983, 1988) y Browsers (1988) esto podría indicar que el cuerpo de agua tenía un nivel de energía alto por lo que las valvas juveniles fueron removidas o destruidas. Esta diferencia está más marcada en las asociaciones de *L. staplini*, lo cual podría estar relacionado con el hecho de que las valvas de esta especie son muy pequeñas y más frágiles en comparación con las valvas de *C. castus*, por lo

que una corriente con suficiente energía para remover o destruir valvas de *L. staplini* no necesariamente actuará de la misma forma sobre los restos de *C. castus*.

El último parámetro medido, la relación de valvas articuladas *vs.* desarticuladas, puede ser empleado como un indicador de cambios abruptos en el ambiente que dieron pie a una alta tasa de mortalidad de ostrácodos dejando un registro abundante de caparazones articulados (Whatley, 1983 y 1988). De acuerdo con los datos del presente trabajo, pocos horizontes presentan caparazones articulados y en los que se encontraron, el número máximo de éstos fue de dos. Esto podría interpretarse como un ambiente sin cambios abruptos que pudieran haber generado un alto número de valvas articuladas. Sin embargo, como el mismo autor refiere, este parámetro debe ser empleado con reservas pues la eficiencia de la unión de las valvas es variable para distintas especies, lo cual influye en este parámetro y que podría estar complicando la interpretación en este sentido.

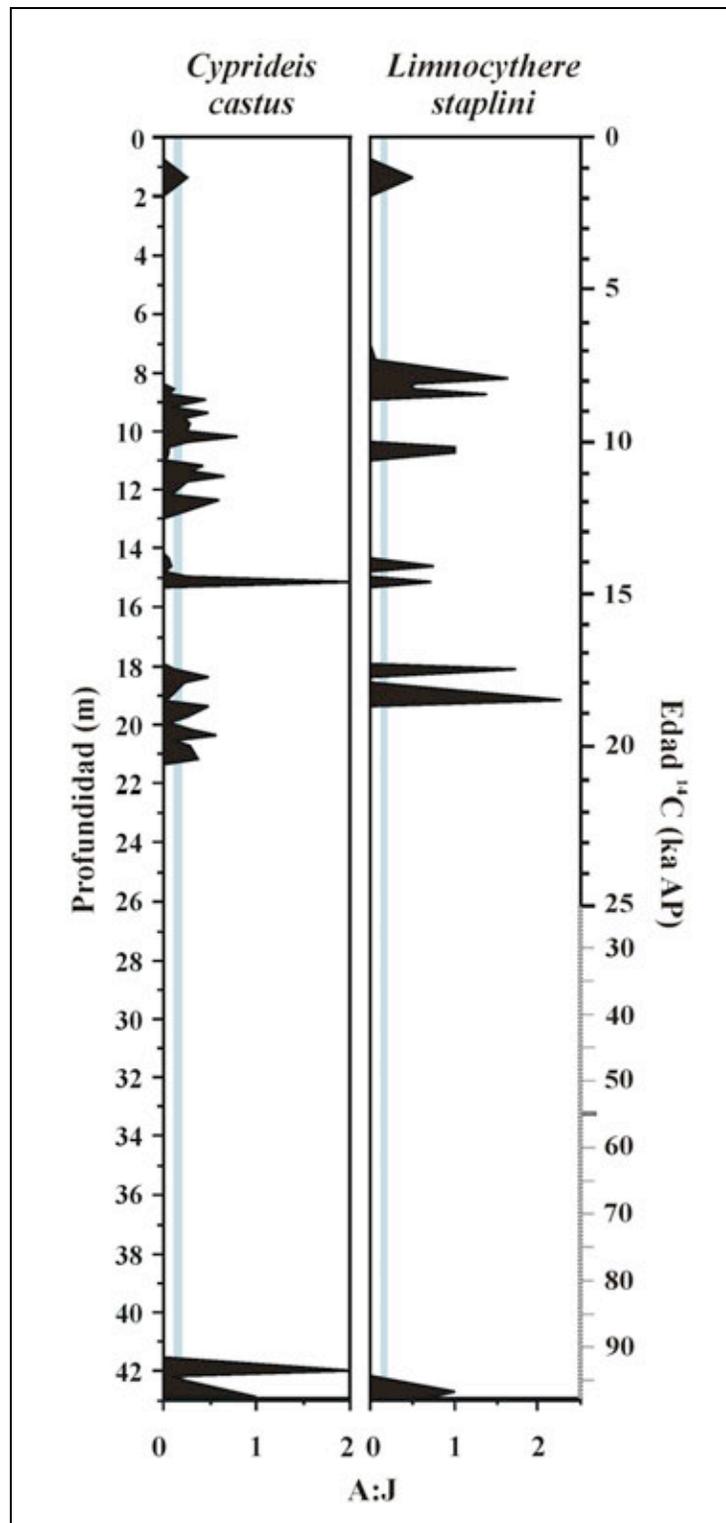


Figura 14. Proporción de adultos *vs.* juveniles (A:J) de *Cyprideis castus* y *Limnocythere staplini* para los horizontes donde se encontraron presentes. A la derecha de los gráficos se muestran las dos escalas de tiempo calculadas a partir de las dos tasas de sedimentación estimadas para el núcleo. El área sombreada muestra la proporción ideal que reflejaría una tanatocenosis.

Las distintas especies, tanto de ostrácodos como de foraminíferos, que conforman la asociación de microfósiles del núcleo LS04-1 presentan en la actualidad distintas preferencias relacionadas con las características del medio en las que habitan. Para el caso de los ostrácodos, las especies fueron agrupadas en tres conjuntos de acuerdo con las preferencias ecológicas reportadas en la literatura (van Morkhoven, 1963; Benson, 1959; Benson y Kaesler, 1963). Así, se establecieron tres grupos: ostrácodos con afinidad a aguas dulces, ostrácodos con afinidad a ambientes de transición (agua salobre) y ostrácodos con afinidad a ambientes marinos (Figura 15).

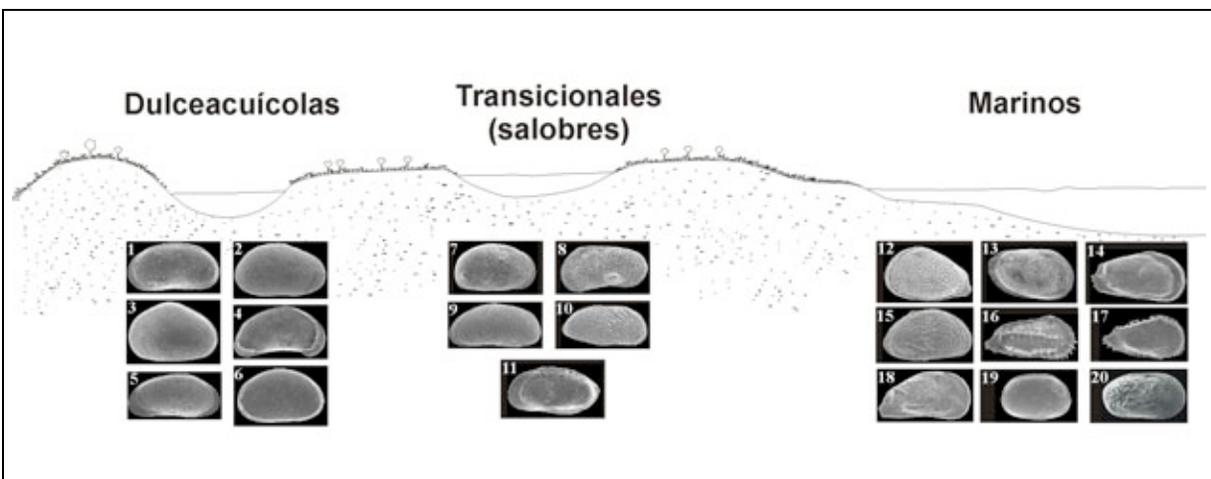


Figura 15. Los tres conjuntos de ostrácodos establecidos de acuerdo con las preferencias y afinidades ecológicas para cada especie o género descritas en la literatura. 1. *Candona* sp.; 2. *Cypris pubera*; 3. *Cypridopsis vidua*; 4. *Chlamydotheca arcuata*; 5. *Cyprinotus glaucus*.; 6. *Cypria* sp.; 7. *Cyprideis castus*; 8. *Limnocythere staplini*; 9. *Cushmanidea* sp.; 10. *Perissocytheridea meyerabichi*; 11. *Cytherura jonhsoni*; 12. *Aurila conradi californica*; 13. *Loxoconcha lenticulata*; 14. *Puriana* sp.; 15. *Cytheropteron ventrokurtosa*; 16. *Cativella* cf. *C. dispar*; 17. *Pterygocythereis* sp. ; 18. *Caudites fragilis*; 19. *Cytherella ovobata*. Las fotografías no se muestran a escala.

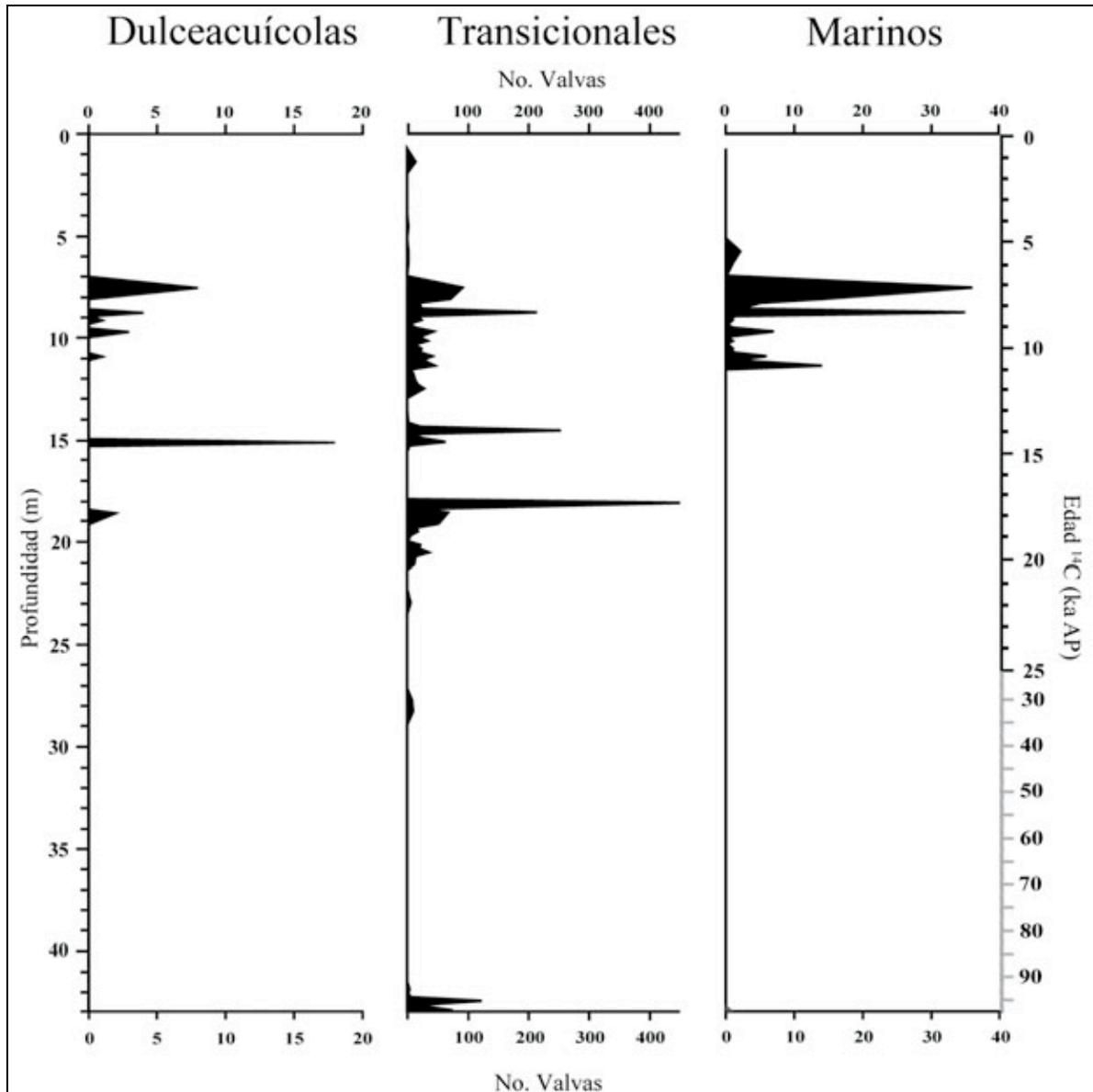


Figura 16. Cambios en la abundancia absoluta (no. de valvas por muestra) del conjunto de ostrácodos con respecto a sus preferencias ecológicas a lo largo del núcleo. En la parte derecha de la imagen se muestran las dos escalas de edades calculadas para el núcleo con base en las dos tasas de sedimentación calculadas a partir de las edades ^{14}C .

En la Figura 16 se observan los cambios en la composición de las asociaciones con respecto a las afinidades ecológicas de las especies de ostrácodos. El grupo con mayor frecuencia a lo largo del núcleo es el que está conformado por las especies con afinidad a cuerpos de agua salobres, principalmente *C. castus* y *L. staplini*. Un cambio notable en la composición de la población se da de los 9.76 a los 7.54 m de

profundidad (−9.3 a −7.2 ka AP), donde inicia el registro de las especies marinas y dulceacuícolas, conformando una población heterogénea pero marcadamente dominada en diversidad por especies marinas, aunque con abundancia baja. Con respecto a los foraminíferos, las especies dominantes y con mayor continuidad en el registro en los 43 m del núcleo (*Ammonia beccarii*, *Elphidium articulatum rugulosum* y *Criboelphidium poeyanum*) son especies que habitan en zonas someras y que pueden sobrevivir en ambientes lagunares salobres. De igual manera, los ejemplares identificados dentro de los géneros *Quinqueloculina* sp., *Bulimina* sp. y *Nonionella* sp., son organismos que pueden habitar en zonas someras y que, por estar expuestas a las variaciones diarias de las condiciones de temperatura y salinidad, tienen una amplia tolerancia a estos cambios (Walton, 1955). Al igual que con la fauna de ostrácodos, alrededor de los 9 m de profundidad (−8.6 ka AP) la diversidad se incrementa.

Las variaciones del conjunto de microfósiles permiten inferir que la composición fosilífera para cada horizonte está obedeciendo a cambios en la entrada de agua hacia la cuenca, tanto en la fuente de aporte como en el volumen. El aporte de agua hacia esta cuenca está representada por flujos provenientes de las planicies de inundación del Río Colorado y que tienen entrada por la parte sur, así como de escurrimientos de las sierras adyacentes (Contreras et al., 2005), en este caso, de la Sierra Cucapá por ser la más próxima al sitio de perforación. A pesar de que no se reportan incursiones marinas post-Mioceno hacia la cuenca, la presencia de una población notablemente marina alrededor de los 9 ka AP indica que hubo un aporte importante de agua con influencia marina. Litológicamente, este episodio está marcado por dos paquetes de arenas de importante espesor interrumpidos por horizontes de lodos y limos. Contreras et al. (2005) señalan que la presencia de sedimentos gruesos indica la actividad de aguas provenientes de las sierras formando abanicos aluviales; mientras que Aco (2006) describe estructuras características de transporte eólico en las arenas de estos paquetes; de acuerdo con estas interpretaciones, entonces el material fosilífero encontrado en estos horizontes sería material alóctono. Sin embargo, el estado de conservación del conjunto no muestra evidencia aparente de algún proceso de retrabajo.

Aco (2006) sugiere que la presencia de organismos marinos en la localidad pudo deberse a que fueron transportados por animales que frecuentan la costa y la

cuenca, como algunas aves, las cuales introdujeron estos organismos y que lograron adaptarse a las condiciones de la Laguna. Hacia el norte de la cuenca, existe un cuerpo de agua artificial formado accidentalmente, el Salton Sea, el cual en la actualidad es hábitat de distintas especies de invertebrados marinos, entre ellas *Cyprideis beaconnensis*, *Ammonia beccarii* y *Quinqueloculina bellatula* (Kuperman et al., 2002) y que, gracias a que este lago presenta condiciones de salinidad alta, estos organismos han logrado sobrevivir y colonizar la cuenca. Se ha observado que los ostrácodos pueden ser dispersados por otros animales, por ejemplo, cuando son ingeridos por peces o bien, en sedimentos adheridos a patas de aves o excremento (Carbonel et al., 1988); esto podría ser una alternativa viable para explicar la presencia de una población dominada por especies marinas en sedimentos sin evidencia de una invasión marina y, además, la aparición repentina de individuos de *Perissocytheridea meyerabichi* alrededor de los 28 m de profundidad. Sin embargo, no se explica porque únicamente en este periodo se encuentra presente una asociación marina cuando se esperaría que fuera un evento continuo y que las especies marinas tuvieran un registro similar al que presentan las especies de aguas transicionales. Un factor que también pudo influir en la aparición de estas poblaciones podría estar relacionada con la extensión del cuerpo de agua, es decir, que como consecuencia de algún evento que generara mayor entrada de agua hacia la cuenca, como un incremento de las precipitaciones o bien, mayor entrada de agua fluvial, el área del cuerpo de agua se haya incrementado, permitiendo la dispersión de la población hacia la zona de perforación del núcleo.

Esta idea se apoya en reportes del Río Colorado para los últimos 4.5 ka AP, el cual ha presentado al menos 15 inundaciones con marcados incrementos en el flujo de agua (entre 6,800 a 11,000 m³/seg) (O'Connor y Ely, 1994). Además, antes de la construcción de presas, el Río Colorado era una fuente importante de aporte de agua para la laguna. Este río nace en las Montañas Rocallosas, Colorado, E.U.A; durante la época de deshielo, como consecuencia de la entrada de agua al cauce, el nivel del río crece, inundando zonas adyacentes al mismo y la zona de desembocadura del río hacia el Golfo de California; MacDougal (1906) describe como son afectadas las zonas adyacentes al Río Colorado en periodos de inundación y menciona que la depresión que se forma a las faldas de la Sierra

Cucapá —Laguna Salada, pero que en su trabajo describe que está conformada por dos cuerpos de agua llamados Laguna Maquata y Laguna Coyote— quedan inundadas. Además, Martín-Barajas et al. (2001) describen la evolución de los distintos ambientes que dominaron la cuenca desde la transición Mioceno-Plioceno hasta el Holoceno concluyendo que debido al constante desplazamiento de las fallas presentes en el este de la cuenca, se produjeron periodos con sedimentación lacustre interrumpidos por sedimentos transicionales-marinos, así como por avalanchas y deslizamiento de sedimentos de la Sierra Cucapá.

Aunado a estos reportes, el análisis de las arenas de los paquetes intermedios de LS04-1 señalan que estos intervalos tienen composición similar a los depósitos de arena provenientes del delta del Río Colorado (Aco, 2006).

Determinar cuales son los factores que están actuando en esta laguna implica tomar en cuenta diversas características de la cuenca pues es una zona con una historia compleja. La intensa actividad tectónica, la influencia que sobre esta cuenca ejerce el Río Colorado, así como su relativa cercanía al Golfo de California son controles muy importantes para los procesos de sedimentación en ésta y, cuyas señales podrían estar combinadas en el registro. De acuerdo con Cohen (2003b), un lago salino presenta una gran variedad de depósitos periféricos, como abanicos aluviales y llanuras arenosas y, aunque no sean sedimentos propiamente producto de la sedimentación del cuerpo de agua, pueden encontrarse como parte del registro de una cuenca.

Dentro de este contexto, los cambios que se presentan en la asociación de organismos estarían indicando que las características del cuerpo de agua dominante (en términos temporales) eran salobres, pues el grupo con mayor registro es éste. Por otra parte, el periodo donde se presentan los tres conjuntos de ostrácodos —dulceacuícolas, transicionales y marinos— (9-5 m de profundidad aproximadamente) pudo haber estado influenciado por distintos eventos que permitieron la mezcla de los tres conjuntos sin implicar necesariamente que los organismos de todos los grupos estuvieran vivos. Si se toma en cuenta que cuencas adyacentes presentan formaciones con material marino y que además presenta una fauna con especies de foraminíferos y ostrácodos comunes a ambas cuencas (Martín-Barajas et al., 2001; Vázquez-Hernández et al., 1996) es posible que durante este periodo el nivel de la laguna se haya elevado, permitiendo la

entrada de ostrácodos dulceacuícolas. Debido a que el núcleo se obtuvo a las faldas de la Sierra Cucapá donde Aco (2006) reporta abanicos aluviales, podría ser factible que este incremento en el nivel del agua haya acarreado consigo hacia la cuenca material proveniente de estos depósitos marinos. De esta manera, es posible que el conjunto de ostrácodos marinos, transicionales y dulceacuícolas estén reflejando periodos de máxima inundación con flujos lacustres o fluviales, permitiendo la mezcla de los tres conjuntos.

Un aspecto interesante es la ausencia de diatomeas en el núcleo. Este grupo constituye una parte importante en la interpretación de sedimentos lacustres y marinos debido a su estrecha relación con el medio, sin embargo, no se encuentran presentes en cualquier cuerpo de agua. Como se señaló anteriormente, se encontraron cuatro ejemplares en las muestras revisadas, los cuales no estaban en buenas condiciones. La presencia de algunas frústulas en sedimentos laminados sugiere que este grupo pudo haber estado presente en el cuerpo de agua, sin embargo, las condiciones post-deposicionales, como un cuerpo de agua alcalino, ocasionarían la disolución de las frústulas (Bradbury, 1988) y por lo tanto, su conservación se vio alterada.

Geoquímica

La selección de material adecuado para el análisis de elementos traza se realizó mediante la observación de las valvas bajo microscopio estereoscópico. Veintinueve muestras contuvieron material bien preservado y sin aparente alteración diagenética para el análisis de las proporciones molares; el número de valvas analizadas por horizonte fue de una a cinco valvas de individuos adultos. Para la especie *Cyprideis castus* se analizaron 95 valvas en total y para *Limnocythere staplini* se emplearon 55 valvas. Para cada valva, se emplearon las proporciones molares Mg/Ca para estimar las paleotemperaturas de acuerdo con las constantes descritas en la sección de métodos para cada especie. Los valores de las proporciones molares Mg/Ca y Sr/Ca, así como los valores de temperaturas estimadas para cada valva se muestran en el Apéndice (Cuadros 5 y 6).

El valor máximo de Mg/Ca para *C. castus* para el total de muestras analizadas es de 0.1961 y el mínimo de 0.0037 mmol/mmol. En cuanto al Sr/Ca, el valor máximo es de 0.0081 y el mínimo de 0.00008 mmol/mmol.

Limnocythere staplini presentó el valor máximo de Mg/Ca con 0.36120 y el mínimo con 0.0052 mmol/mmol; los valores máximo y mínimo de Sr/Ca fueron de 0.0030 y de 0.00009 mmol/mmol, respectivamente.

La estimación de valores de paleotemperatura con base en las proporciones molares Mg/Ca de las valvas arrojó valores para *C. castus* de 144.14 a -1.16° C. Para *L. staplini* los valores de temperatura fueron de 409.7 a 3.3° C. Con base en estos datos, fue posible identificar valores que salen de los rangos reales bajo los cuales estos organismos pudieron haber habitado (de ~9 a ~32° C), lo cual hace cuestionable que las valvas empleadas para este análisis estuvieran en condiciones idóneas para obtener resultados confiables y, que la simple observación de las valvas bajo microscopio estereoscópico es un método limitado para la elección de ejemplares. Tomando en cuenta esto, los datos fueron separados en dos grupos por especie: Grupo A) valores que indican temperaturas que se encuentran dentro de los límites de tolerancia de temperatura reportados en la literatura y, Grupo B) valores que se encuentran por fuera de estos rangos.

Con el objetivo de delimitar los valores de paleotemperaturas que serían empleados para la interpretación climática, se tomaron en cuenta reportes previos para ambas especies de sus rangos de tolerancia de temperatura medidos en poblaciones naturales de América del Norte. Para *L. staplini* se tomó en cuenta lo reportado por Curry (1999) y Palacios-Fest (com. per. 2007), y con base en estos se establecieron los límites para esta especie entre 2.6 y 21.8° C. Para *C. castus*, se consideraron los límites entre 9 y 32° C, de acuerdo con la recopilación de distintos reportes de la especie realizada por Palacios-Fest (com. per. 2007).

Es importante señalar que los datos que quedan fuera de estos intervalos no son omitidos en el análisis integral de las muestras debido a que pueden aportar información sobre cambios en las condiciones geológicas de la localidad; sin embargo, su análisis se realiza de manera independiente al de los datos que están considerados dentro de los límites de temperatura arriba establecidos.

Tabla 5. Proporciones molares Mg/Ca, Sr/Ca y temperaturas estimadas con base en los valores de Mg/Ca para la especie *Limnocythere staplini*. Se muestran la media y la desviación estándar (DE) donde se analizó más de un ejemplar por horizonte.

<i>Limnocythere staplini</i>		Media		DE		Temperatura (° C)	
Profundidad (cm)	No. Individuos	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	Media	DE
136	3	0.01619	0.00091	0.00176	0.00007	22.1	1.9
576	1	0.02443	0.00068			31.3	
816	5	0.01454	0.00085	0.00409	0.00024	20.2	4.6
836	2	0.01052	0.00111	0.00163	0.00014	15.7	1.8
856	1	0.00918	0.00091			14.2	
876	4	0.01258	0.00103	0.00394	0.00008	18.0	4.9
956	1	0.01186	0.00099			17.2	
1036	1	0.01373	0.00120			19.3	
1056	1	0.02287	0.00049			29.6	
1076	1	0.01463	0.00110			20.3	
1136	1	0.02236	0.00068			29.0	
1256	1	0.01843	0.00030			24.6	
1456	3	0.01569	0.00089	0.00144	0.00015	21.5	1.6
1516	4	0.01454	0.00031	0.00382	0.00007	20.2	4.2
1816	4	0.01577	0.00069	0.00214	0.00027	21.6	2.4
1916	4	0.01637	0.00083	0.00196	0.00009	22.3	2.2
4236	1	0.00841	0.00083			13.3	
4256	3	0.01291	0.00082	0.00342	0.00013	18.4	3.8
4276	1	0.01439	0.00102			20.1	
4296	4	0.00641	0.00086	0.00099	0.00013	11.1	1.1

Tabla 6. Proporciones molares Mg/Ca, Sr/Ca y temperaturas estimadas con base en los valores de Mg/Ca para la especie *Cyprideis castus*. Se muestran la media y la desviación estándar (DE) donde se analizó más de un ejemplar por horizonte.

<i>Cyprideis castus</i>		Media		DE		Temperatura (° C)	
Profundidad (cm)	No. Individuos	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	Media	DE
876	4	0.00752	0.00147	0.00144	0.00011	17.6	7.2
896	2	0.00815	0.00110	0.00084	0.00003	20.7	4.2
916	1	0.00971	0.00172			28.5	
936	1	0.00687	0.00180			14.3	
976	2	0.00858	0.00139	0.00144	0.00005	22.9	7.2
996	3	0.00719	0.00126	0.00256	0.00007	15.9	12.8
1016	2	0.00615	0.00126	0.00042	0.00018	10.7	2.1
1036	1	0.00980	0.00156			29.0	
1056	1	0.00852	0.00149			22.6	
1076	1	0.00643	0.00150			12.1	
1116	2	0.00796	0.00103	0.00298	0.00022	19.8	14.9
1516	2	0.00764	0.00096	0.00165	0.00005	18.2	8.2
1816	3	0.00847	0.00154	0.00091	0.00003	22.3	4.5
2016	5	0.00749	0.00125	0.00114	0.00018	17.4	3.5
2056	3	0.00854	0.00117	0.00149	0.00010	22.7	7.5
2116	2	0.00845	0.00124	0.00220	0.00008	16.7	15.6
4196	1	0.00669	0.00119			13.4	

Con base en los dos grupos de datos arriba definidos (Grupo A y B), a continuación se hace la descripción y análisis, de manera independiente, de los datos obtenidos para cada grupo.

GRUPO A

Tomando en cuenta lo anterior, los valores de las proporciones molares de Mg/Ca y Sr/Ca incluidos en este grupo, así como sus respectivos valores de temperatura, se muestran en las Tablas 5 y 6 Figuras 17 y 18.

La interpretación de estos datos está restringida a los horizontes donde hay mayor continuidad en el registro. Por esta razón, se hace un análisis con mayor detalle de los intervalos donde cada especie presenta mayor abundancia.

Para el caso de *C. castus*, los resultados del análisis de elementos traza están relativamente concentrados entre los 8 y 22 m de profundidad (Figura 19); para *L. staplini* el intervalo con mayor número de datos va de 9.5 a 20 m de profundidad (Figura 20).

Los datos de elementos traza que corresponden a *C. castus* muestran que para el intervalo del núcleo comprendido entre los 43 a -12 m de profundidad (Figura 17), los valores de Mg/Ca y Sr/Ca varían relativamente de forma positiva hasta los -12 m, que coincide con la parte final del Pleistoceno (-11 ka AP), por arriba de esta profundidad (correspondiente al Holoceno), los datos describen una relación inversa (Figura 17); para *L. staplini*, la tendencia seguida por las relaciones de elementos traza es similar en la mayor parte del registro, con excepción de los datos comprendidos entre los 8.5 a 9.5 m de profundidad (-8.1 a -9 ka AP, Holoceno inferior) (Figura 18).

C. castus presentó una diferencia entre las temperaturas más alta y más baja de 23° C; la diferencia para *L. staplini* fue de 21.5° C. Los cambios de temperatura registrados en el núcleo no muestran una tendencia clara, pues los episodios de aumento y disminución de temperatura se pueden observar a lo largo de todo el núcleo, sin un patrón definido.

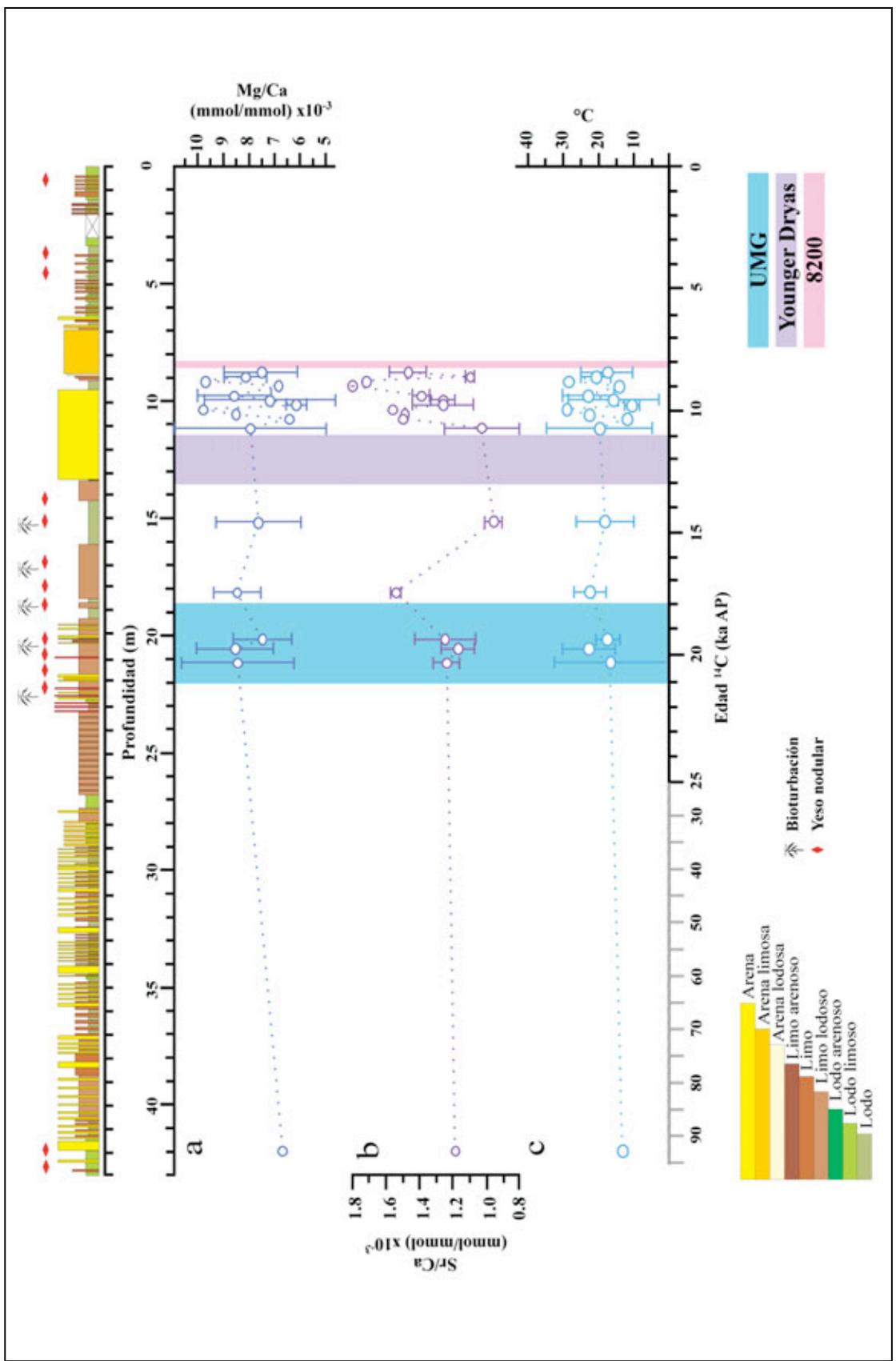


Figura 18. Resultados del análisis de elementos traza del ostrácodo *Limnocythere staplini*. **a.** Media y desviación estándar (DE) por horizonte de la proporción molar Mg/Ca de las valvas; **b.** Media y DE por horizonte de la proporción molar Sr/Ca; **c.** Media y DE de la temperatura calculada para cada horizonte con base en los valores de Mg/Ca. En la parte superior de la gráfica se muestra la litología del núcleo; en la parte inferior se muestran las dos escalas de edades calculadas a partir de las dos tasas de sedimentación propuestas para el núcleo. Las áreas sombreadas con colores muestran los periodos que corresponderían al Ultimo Máximo Glacial (UMG), el Younger Dryas y el periodo de enfriamiento de los 8.2 ka.

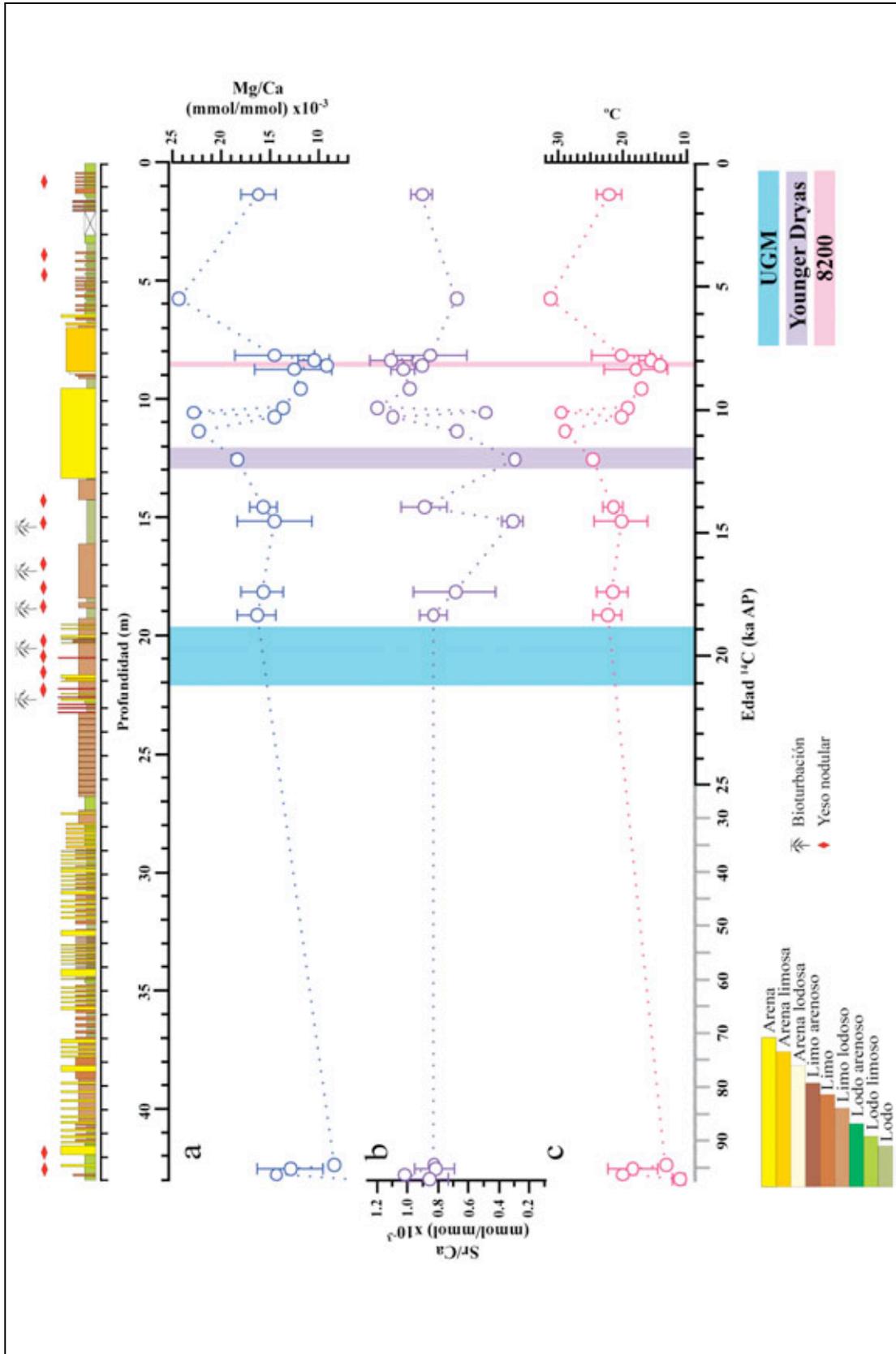


Figura 18. Resultados del análisis de elementos traza del ostrácodo *Limnocythere staplini*. **a.** Media y desviación estándar (DE) por horizonte de la proporción molar Mg/Ca de las valvas; **b.** Media y DE por horizonte de la proporción molar Sr/Ca; **c.** Media y DE de la temperatura calculada para cada horizonte con base en los valores de Mg/Ca. En la parte superior de la gráfica se muestra la litología del núcleo; en la parte inferior se muestran las dos escalas de edades calculadas a partir de las dos tasas de sedimentación propuestas para el núcleo. Las áreas sombreadas con colores muestran los periodos que corresponderían al Último Máximo Glacial (UMG), el Younger Dryas y el periodo de enfriamiento de los 8.2 ka.

Las temperaturas medias calculadas para *C. castus*, así como los valores de Mg/Ca, ubicados entre el Último Máximo Glacial (UMG, 20-17 ka AP) y alrededor del Younger Dryas (12-11 ka AP) presentan menor variación en comparación con las temperaturas promedio correspondientes a la parte del Holoceno, las cuales muestran cambios abruptos. Esto, al parecer, es el reflejo del bajo número de muestras dentro del intervalo que corresponde al Pleistoceno, por lo que la interpretación de las variaciones es sesgada. Los valores medios de Sr/Ca muestran un comportamiento similar.

Al igual que con *C. castus*, *L. staplini* tiene un registro que presenta amplios hiatos, sin embargo, en términos generales, los valores de Mg/Ca y temperatura correspondientes a edades pre-Younger Dryas (12 ka AP) tienen baja variabilidad y los datos con edades por arriba de los 11 ka AP muestran cambios marcados. El Sr/Ca sigue este mismo comportamiento con excepción de los datos que caen entre los 15 y 14.5 m de profundidad (-14.3 a -13.8 ka AP), donde la magnitud de la variación es mayor a lo observado con el Mg/Ca (Figura 20).

Los cambios entre la relación directa e inversa de Mg/Ca y Sr/Ca en ambas especies a lo largo del núcleo podría estar indicando un cambio en la respuesta del organismo a variaciones en las condiciones ambientales. En la literatura está bien documentado que el valor de Mg/Ca de las valvas responde directamente a cambios en temperatura y el Sr/Ca de las conchas a cambios en la salinidad (Holmes, 2001; Ito et al., 2003), aunque se reconoce que existen procesos fisiológicos que podrían estar influyendo en la incorporación de estos trazas (Palacios-Fest, 1996; Ito et al., 2003). Una alteración importante en la química del agua podría ser la causa de los cambios en la respuesta biológica de los ostrácodos, sin embargo, debido a que no se cuenta con el registro de los cambios en la composición del agua, es difícil establecer el origen de las variaciones en la respuesta del Mg y Sr.

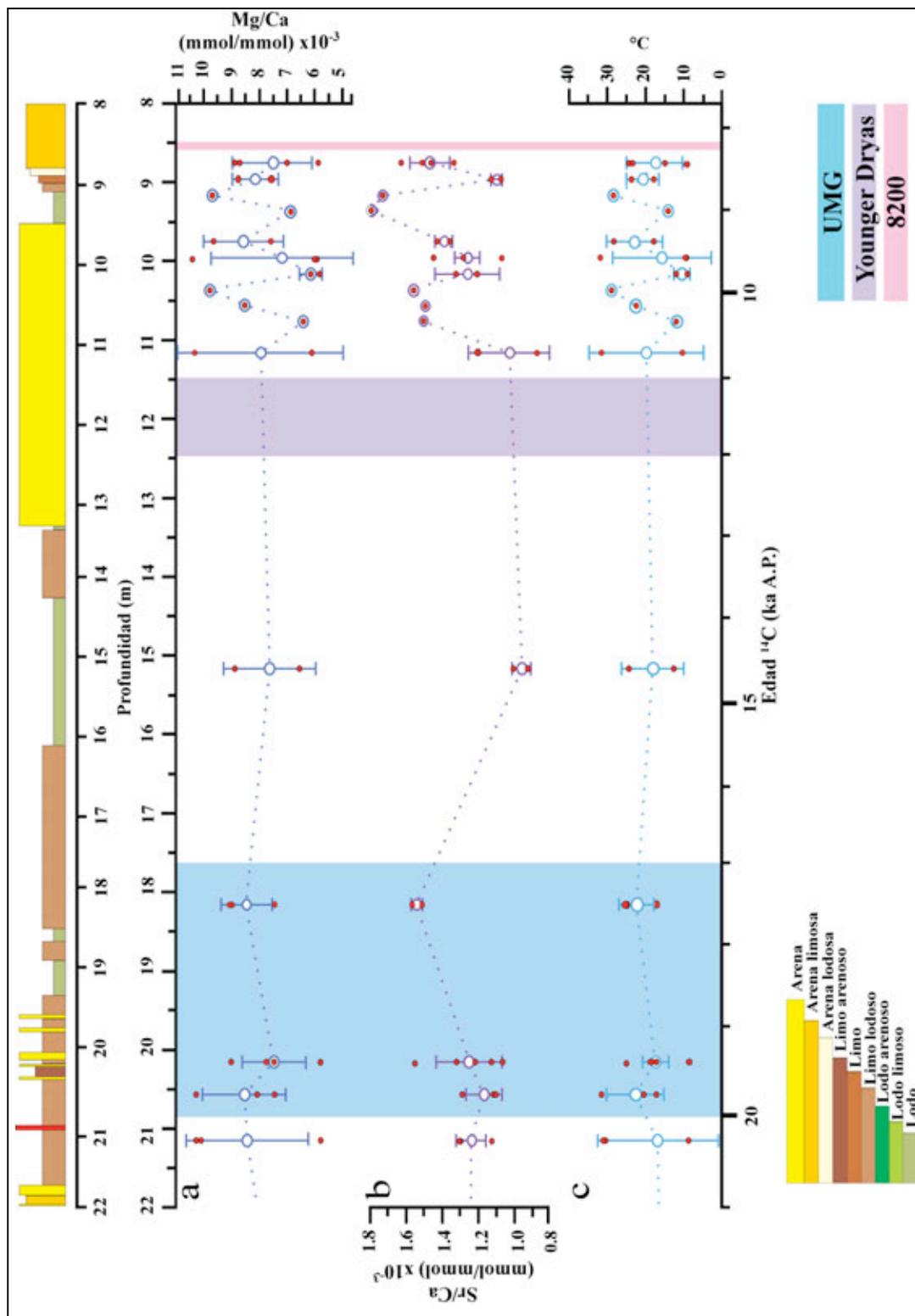


Figura 19. Intervalo de 8 a 22 m de profundidad donde están concentrados el mayor número de datos del análisis de elementos traza para *C. castus*. Para cada gráfica, los círculos abiertos representan la media por profundidad y los círculos rojos cada uno de los valores para cada profundidad; la barra indica la desviación estándar. **a.** Proporción molar Mg/Ca de las valvas. **b.** Proporción molar Sr/Ca de las valvas. **c.** Temperaturas estimadas a partir de los valores de Mg/Ca. En la parte superior de la gráfica se muestra la litología de cada profundidad. En la imagen se muestran las dos escalas de edades calculadas a partir de las tasas de sedimentación. Las áreas sombreadas, en la gráfica corresponden al UMG, al Younger Dryas y al Período de enfriamiento de los 8.2 ka AP.

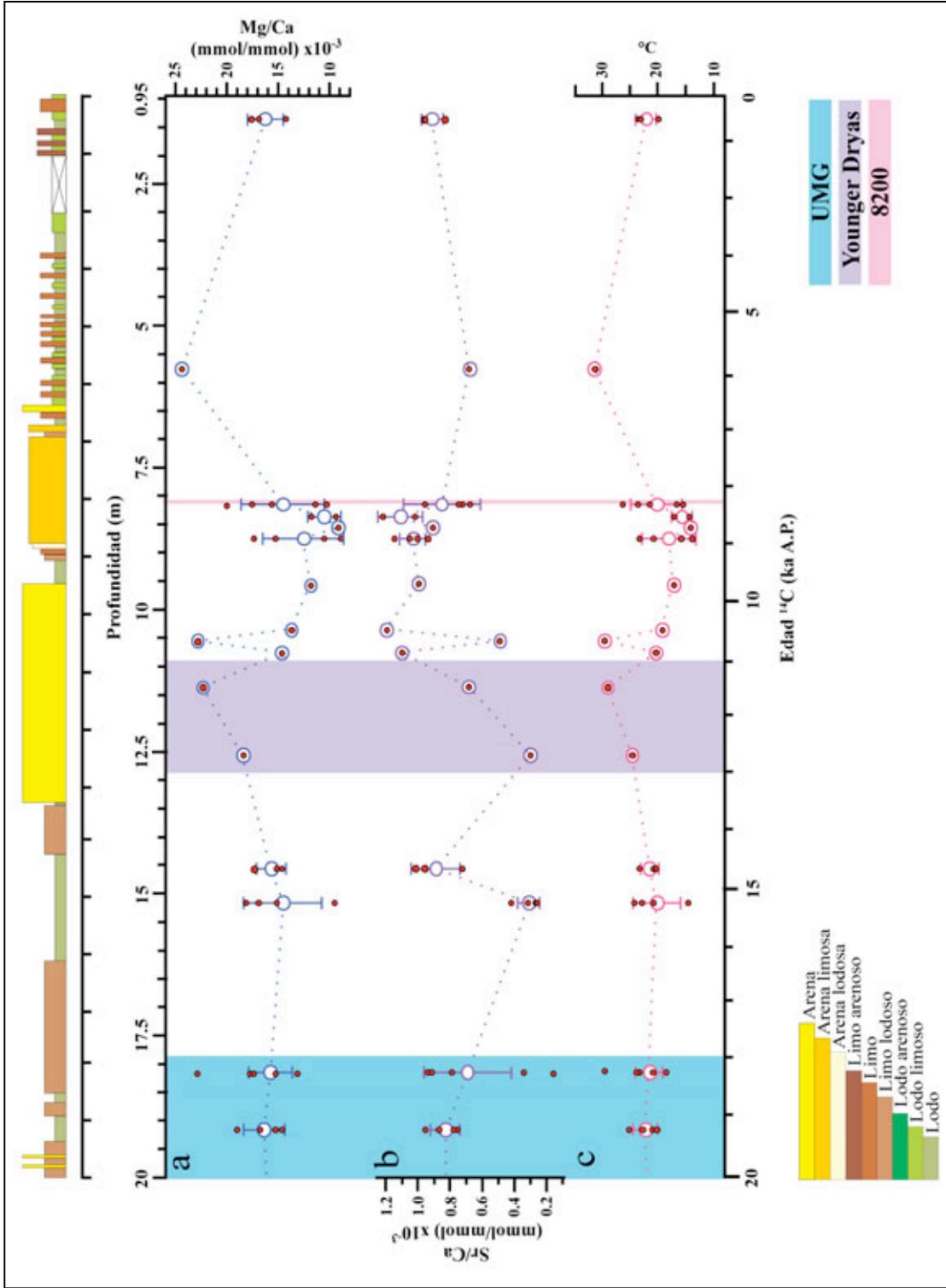


Figura 20. Intervalo de 9.5 a 20 m de profundidad donde se encuentra representado el mayor número de datos de elementos traza de *L. staplini*. Para cada gráfica, los círculos abiertos representan la media por profundidad y los círculos rojos cada uno de los valores para cada profundidad; la barra indica la desviación estándar. **A.** Proporción molar Mg/Ca de las valvas. **B.** Proporción molar Sr/Ca de las valvas. **C.** Temperaturas estimadas a partir de los valores de Mg/Ca. En la parte superior de la gráfica se muestra la litología a cada profundidad. En la gráfica se muestran las escalas de edades calculadas a partir de las tasas de sedimentación. Las áreas sombreadas corresponden al UMG, al Younger Dryas y al Periodo de enfriamiento de los 8200 años AP.

Si se comparan los datos de temperatura de *C. castus* y *L. staplini* (Figura 21), se puede ver que en el registro de la parte más profunda del núcleo ambas especies indican temperaturas bajas con valores muy cercanos (13.4 y 11.1° C respectivamente) y, debido a la ausencia de material para *C. castus*, únicamente con *L. staplini* se puede ver un pico de aumento de la temperatura de 42.76 a 42.56 m de profundidad, para que a los 42.36 m la temperatura vuelva a descender. Por arriba de estos horizontes no hay registro hasta cerca de los 21 m de profundidad, donde *C. castus* muestra un incremento de 3.3° C.

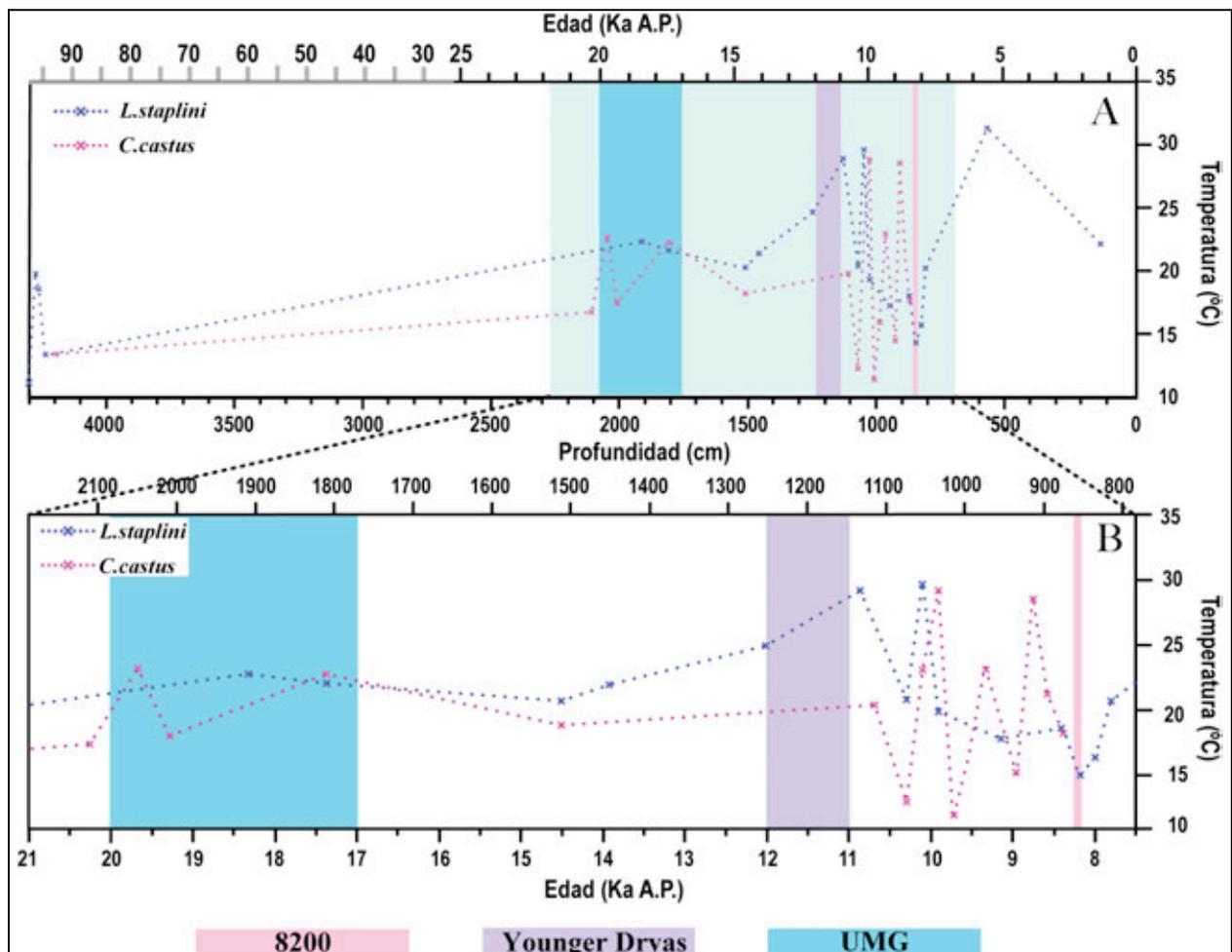


Figura 21. Curvas de temperatura de las dos especies (*L. staplini* y *C. castus*). La línea punteada representa la discontinuidad de datos (cruces sobre la curva) a lo largo de todo el núcleo. A. Registro de los cambios de temperatura para ambas especies a lo largo de los 43 m de profundidad del núcleo; B. Debido a que en el paquete inferior del núcleo (21 a 42 m de profundidad aproximadamente) no hay ningún registro y que los datos de ambas especies se encuentra concentrados entre los 8 y 20 m de profundidad, se muestran con mayor detalle los datos de temperatura de este intervalo.

El registro de *C. castus* para el UMG es más abundante que el de *L. staplini*; el primero muestra un aumento de temperatura a los 20.56 m (22.7° C) para decaer (17.4° C) a los 20.16 m y de nuevo, un incremento a los 18.16 m con 22.3° C, mientras que la segunda especie registra hacia la parte final del UMG un descenso de temperatura (Figura 21). Para el intervalo comprendido entre el UMG y el Younger Dryas (entre -17.7 y -12.5 m de profundidad) ambas curvas muestran una disminución hacia los 15 m de profundidad. Los horizontes que pertenecen temporalmente al Younger Dryas únicamente tienen registro de *L. staplini*, el cuál muestra un incremento de temperatura. Los datos posteriores a estos horizontes son del Holoceno. Para el inicio del Holoceno, ambas especies indican un aumento de temperatura y, posteriormente el registro de ambas especies indica un abrupto descenso a los 10.76 m de profundidad. El siguiente registro de las dos especies indica un aumento, el cual es más evidente en *C. castus* y, posteriormente vuelve a descender la temperatura alrededor de los 10.2 m. A partir de aquí, la curva de *L. staplini* muestra un descenso gradual de la temperatura alcanzando su menor registro de temperatura a los 8.56 m y finalizando con 22.1° C a los 1.36 m de profundidad. En contraste, la tendencia que sigue la curva de *C. castus* muestra oscilaciones marcadas entre aumentos y disminuciones de temperatura.

En cuanto a los valores de Sr/Ca de las valvas—los cuales se emplean como indicadores de cambios en la salinidad— se puede ver que en general las curvas de ambas especies están poco relacionadas y no muestran cambios simultáneos entre sí (Figura 22) como los que se observaron en la temperatura. La parte inferior del registro de *L. staplini* muestra un pico en los valores de Sr/Ca, al igual que la temperatura. El registro de ambas especies se interrumpe hasta los 20 m de profundidad aproximadamente (UMG) donde ambas curvas presentan comportamientos diferentes.

Las muestras del periodo comprendido entre el UMG y el Younger Dryas muestran, en ambas especies, una tendencia hacia una disminución de los valores. Dentro de este mismo intervalo, *L. staplini* muestra un aumento a los 14.56 m. Para el Younger Dryas, el único registro de *L. staplini* muestra un descenso abrupto. Los siguientes registros de ambas especies, y que ya corresponden al Holoceno, muestran cambios sincrónicos ya que a los 11.76 y 11.36 m de profundidad ambos registros indican un aumento interrumpido por una disminución de sus valores a

los 11.56 m de profundidad. Los valores de *C. castus* repiten los periodos con alta variabilidad que se registran también en la temperatura, finalizando su registro antes de los 8.2 ka AP con un aumento. *L. staplini*, en cambio, tiene escaso registro para este intervalo, sin embargo, muestra una clara oposición con la curva de temperatura correspondiente a este periodo.

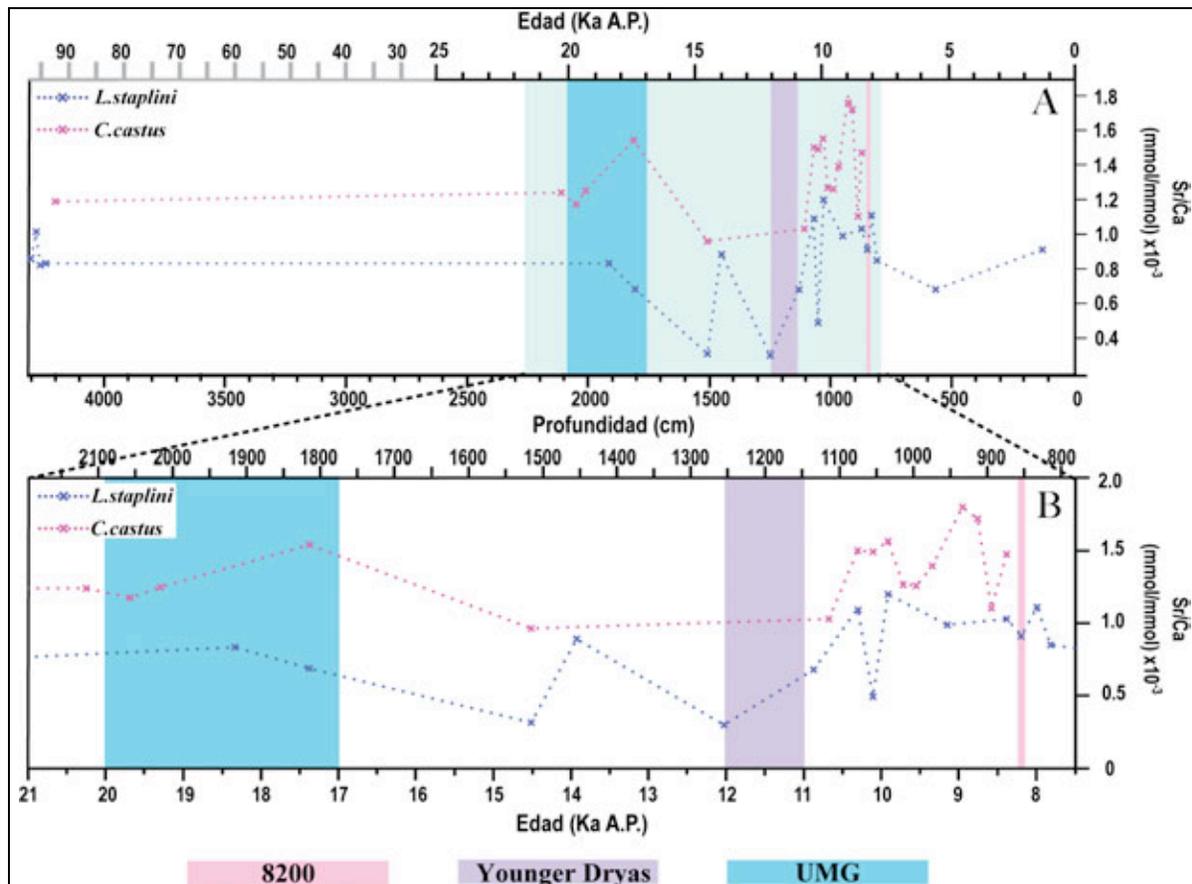


Figura 22. Curvas de Sr/Ca de *L. staplini* y *C. castus*. La línea punteada representa la discontinuidad de datos (representados como cruces sobre la curva) a lo largo de todo el núcleo. A. Registro de los cambios de temperatura para ambas especies a lo largo de los 43 m de profundidad del núcleo; B. Debido a que en el paquete inferior del núcleo (21 a 42 m de profundidad aproximadamente) no hay registro y que los datos de ambas especies se encuentra concentrados entre los 8 y 20 m de profundidad, se muestran con mayor detalle los datos de Sr/Ca de este intervalo.

GRUPO B

Para *Cyprideis castus*, de 95 valvas analizadas, 69 tienen valores estimados de temperatura por fuera de los límites establecidos en la sección de métodos; para *Limnocythere staplini* únicamente 7 valvas (de 55) arrojaron valores de temperatura irreales (Tablas 7 y 8).

A pesar de que el material seleccionado se observó prístino en todos los casos, fotografías de MEB de valvas provenientes de horizontes con valores altos de temperatura y de horizontes con temperaturas dentro de los rangos establecidos revelan procesos de disolución y redepositación (Figuras 23 y 24) que no son apreciables bajo microscopio estereoscópico y que podrían estar relacionadas con los valores de temperatura extremos calculados a partir de los elementos traza. De Deckker et al. (1999) describen para una asociación de ostrácodos con valvas prístinas así como con valvas con disolución parcial, que en estas últimas los valores de Mg/Ca de las valvas con disolución son menores a los medidos en las primeras; sin embargo, para el caso de los valores de Sr/Ca, no encontraron una diferencia significativa entre ambos tipos de valvas.

Las valvas de *C. castus* que presentan valores anómalos de temperatura se encuentran distribuidas a lo largo de toda la columna sedimentaria donde esta especie está presente, es decir, no están restringidas a un sólo horizonte (Figura 25).

Tabla 7. Valores de *Cyprideis castus* de las proporciones molares de Mg y Sr. Los valores de Mg/Ca fueron convertidos a temperaturas las cuales fueron consideradas como fuera de los límites máximo y mínimo de tolerancia de la especie.

<i>Cyprideis castus</i>			
Profundidad (cm)	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	T (° C)
816	0.01189	0.00124	39.4
816	0.01258	0.00116	42.9
876	0.03282	0.00045	144.1
896	0.01166	0.00074	38.3
896	0.00474	0.00129	3.7
996	0.00496	0.00094	4.8
996	0.00563	0.00165	8.1
1036	0.00376	0.00099	-1.1
1136	0.02165	0.00024	88.2
1156	0.02579	0.00018	108.9
1156	0.01800	0.00030	70.0
1156	0.02289	0.00032	94.4
1176	0.01883	0.00035	74.1
1216	0.02063	0.00039	83.1
1236	0.01884	0.00030	74.2
1236	0.02034	0.00024	81.7
1236	0.01890	0.00033	74.5
1236	0.01836	0.00028	71.8
1236	0.01916	0.00025	75.8
1256	0.02121	0.00027	86.0
1256	0.01871	0.00027	73.5
1256	0.02085	0.00030	84.2
1256	0.01975	0.00046	78.7
1256	0.02113	0.00030	85.6
1256	0.02143	0.00033	87.1
1496	0.01634	0.00031	61.7
1496	0.01966	0.00029	78.3
1496	0.01992	0.00027	79.6
1496	0.02180	0.00032	89.0
1816	0.02319	0.00009	95.9
1816	0.02042	0.00039	82.1
1816	0.01584	0.00063	59.2
1816	0.02282	0.00009	94.1
1816	0.01767	0.00036	68.3
1816	0.02247	0.00009	92.3
1816	0.01332	0.00024	46.6
1816	0.02368	0.00009	98.4
1816	0.02329	0.00009	96.4

<i>Cyprideis castus</i>			
Profundidad (cm)	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	T (° C)
1836	0.02219	0.00008	90.9
1856	0.02294	0.00008	94.7
1856	0.02075	0.0003	83.7
1856	0.02208	0.00008	90.4
1856	0.02335	0.00008	96.7
1856	0.02336	0.00008	96.8
1856	0.02137	0.00027	86.8
1856	0.01175	0.00039	38.7
1856	0.01426	0.00085	51.3
1856	0.01314	0.00060	45.7
1916	0.02305	0.00008	95.2
1936	0.02377	0.00014	98.8
1936	0.02021	0.00036	81.0
1936	0.02282	0.00015	94.1
1956	0.06910	0.00034	325.5
1956	0.01662	0.00027	63.1
1956	0.01889	0.00085	74.4
1956	0.01775	0.00087	68.7
1956	0.01766	0.00086	68.3
1956	0.02441	0.00014	102.0
1956	0.02016	0.00032	80.8
2056	0.01265	0.00134	43.2
2076	0.01334	0.00136	46.7
2116	0.00525	0.00110	6.2
4196	0.00544	0.00125	7.2
4236	0.00474	0.00108	3.7
4256	0.01866	0.00044	73.3
4256	0.01285	0.00034	44.2
4296	0.00412	0.00089	0.6
4296	0.00463	0.00088	3.1
4296	0.00427	0.00089	1.3

Tabla 8. Valores de Mg/Ca y Sr/Ca para *Limnocythere staplini*; las temperaturas calculadas a partir de las proporciones molares de Mg/Ca arrojaron valores que se encuentran por fuera de los límites de tolerancia de la especie reportados en la literatura.

<i>Limnocythere staplini</i>			
Profundidad (cm)	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	T (° C)
1136	0.02728	0.00020	34.5
1816	0.07618	0.00052	89.5
1816	0.36120	0.00305	409.7
1816	0.25142	0.00165	286.4
2296	0.04175	0.00056	50.8
2296	0.04884	0.00060	58.8
4256	0.02658	0.00067	33.7

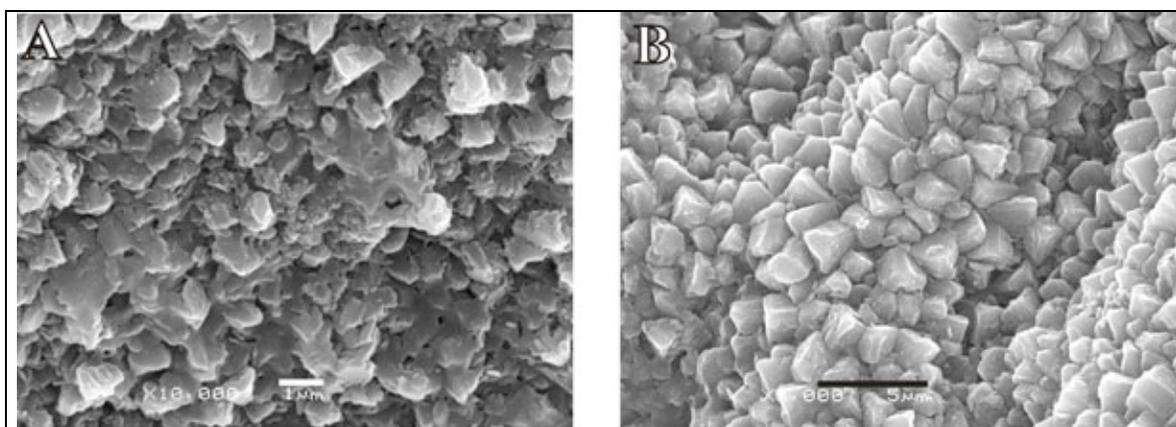


Figura 23. Fotografías de MEB del ostrácodo *Limnocythere staplini*. **A**: ejemplar separado de un horizonte donde los valores de Mg/Ca y Sr/Ca fueron anómalos, se pueden observar zonas con redepositación; **B**: ejemplar proveniente de un horizonte con valores de Mg/Ca y Sr/Ca dentro de los valores reales. Las fotografías fueron tomadas en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

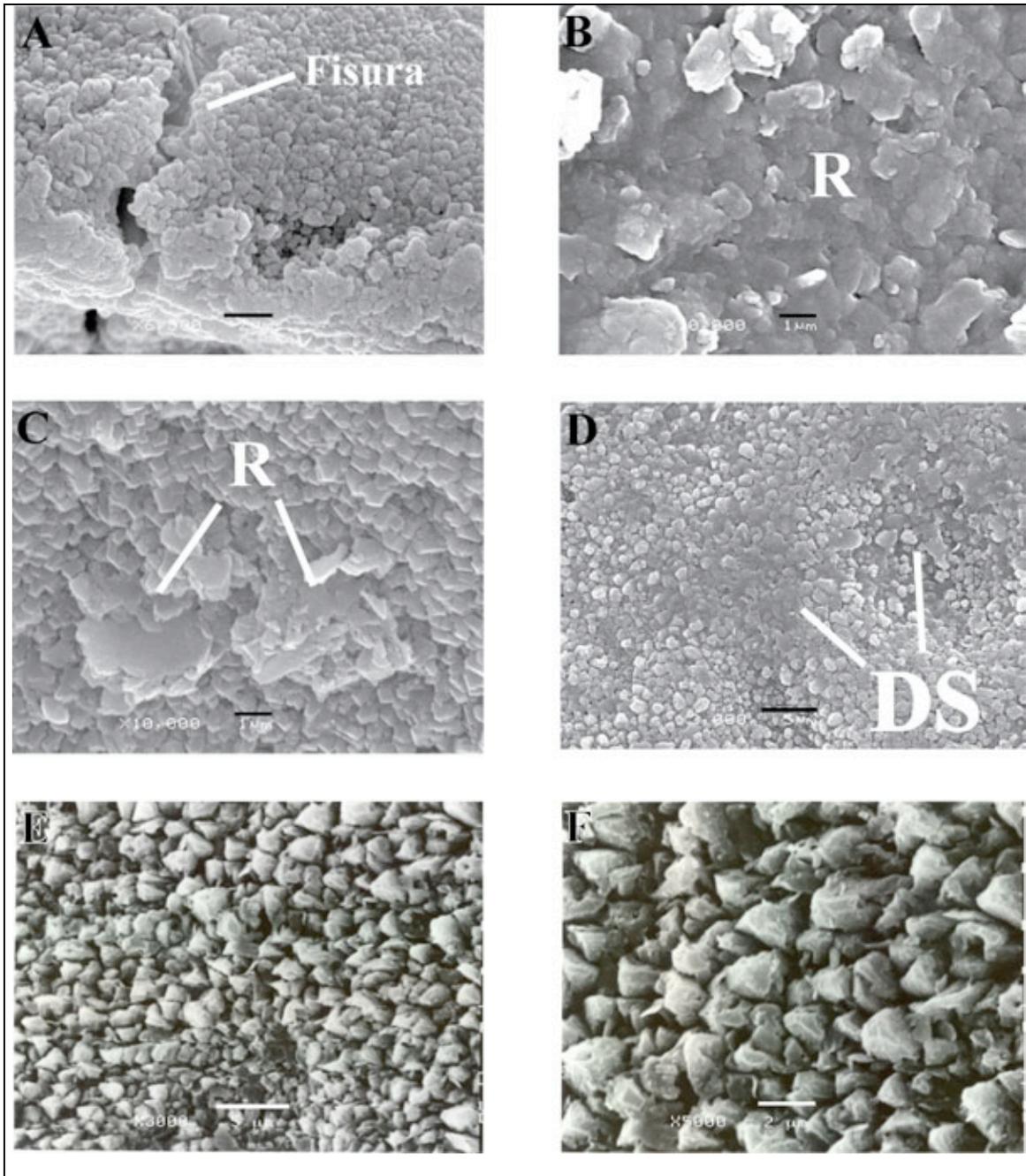


Figura 24. Fotografías de MEB del ostrácodo *Cyprideis castus*. **A-D**: ejemplares de horizontes con valores anómalos de temperatura. **A**: se observa una fisura transversal a la parte externa del margen dorsal de la concha; **B-D**: distintas zonas de la valva en vista interna donde se puede observar redepositación (R) o una superficie con evidencia de disolución (DS). **E-F**: ejemplares de horizontes con valores de temperatura normales. Las fotografías A-D fueron tomadas en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología; las fotografías E y F fueron tomadas en la Facultad de Medicina.

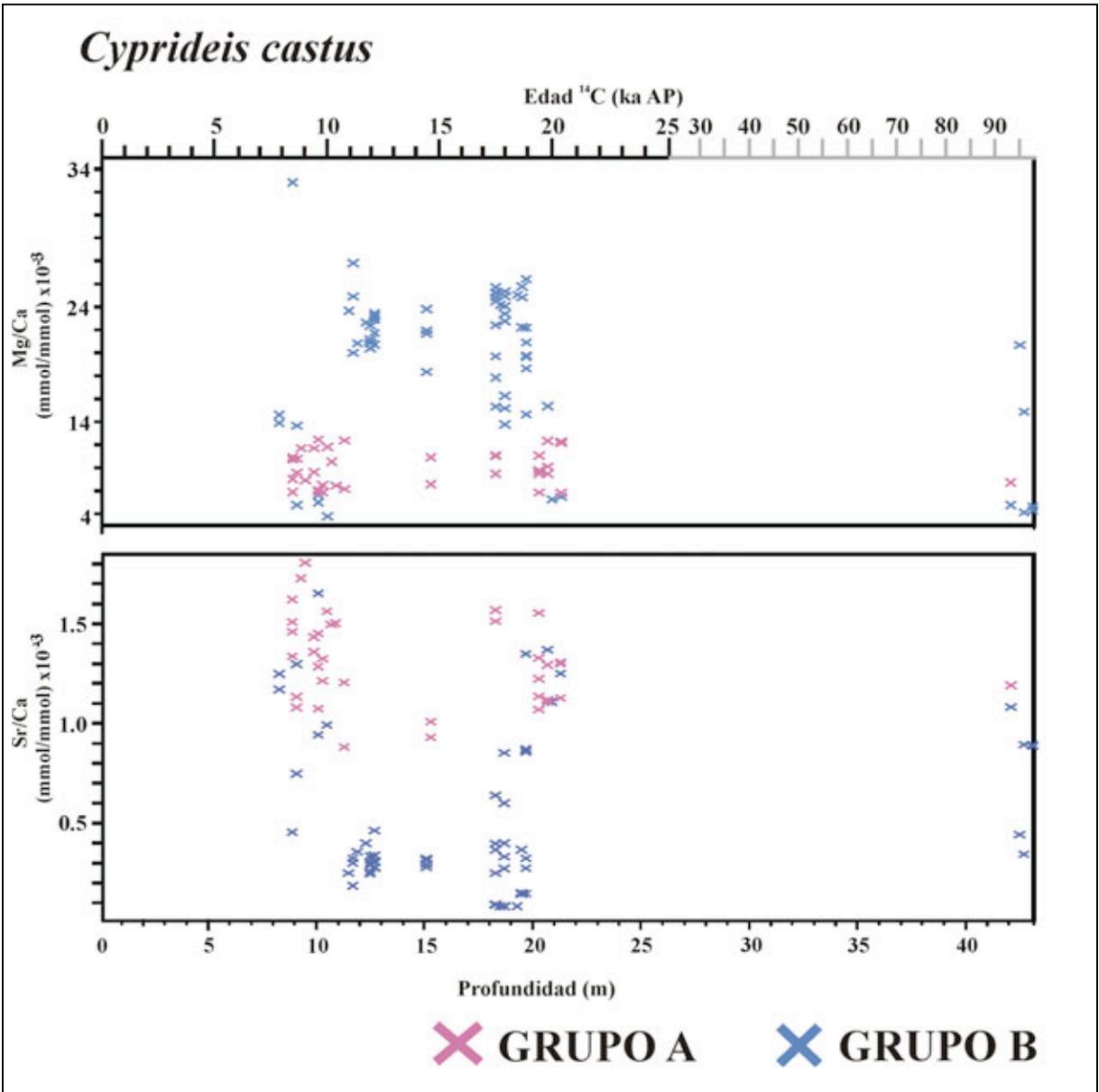


Figura 25. Distribución en el núcleo de los dos conjuntos de datos de elementos traza (Mg/Ca y Sr/Ca) identificados para *Cyprideis castus*.

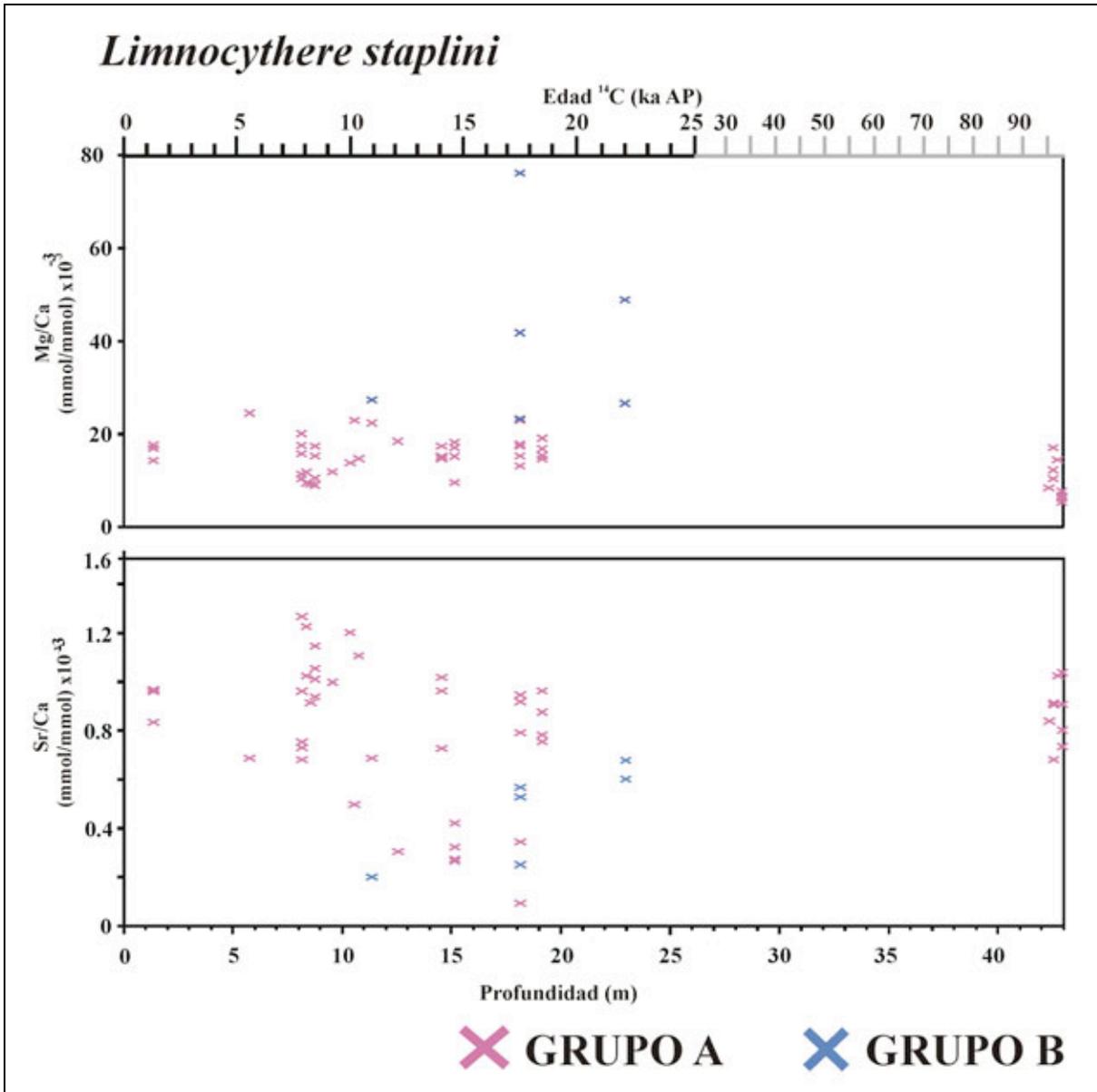


Figura 26. Distribución en el núcleo de los dos conjuntos de datos de elementos traza (Mg/Ca y Sr/Ca) identificados para *Limnocythere staplini*.

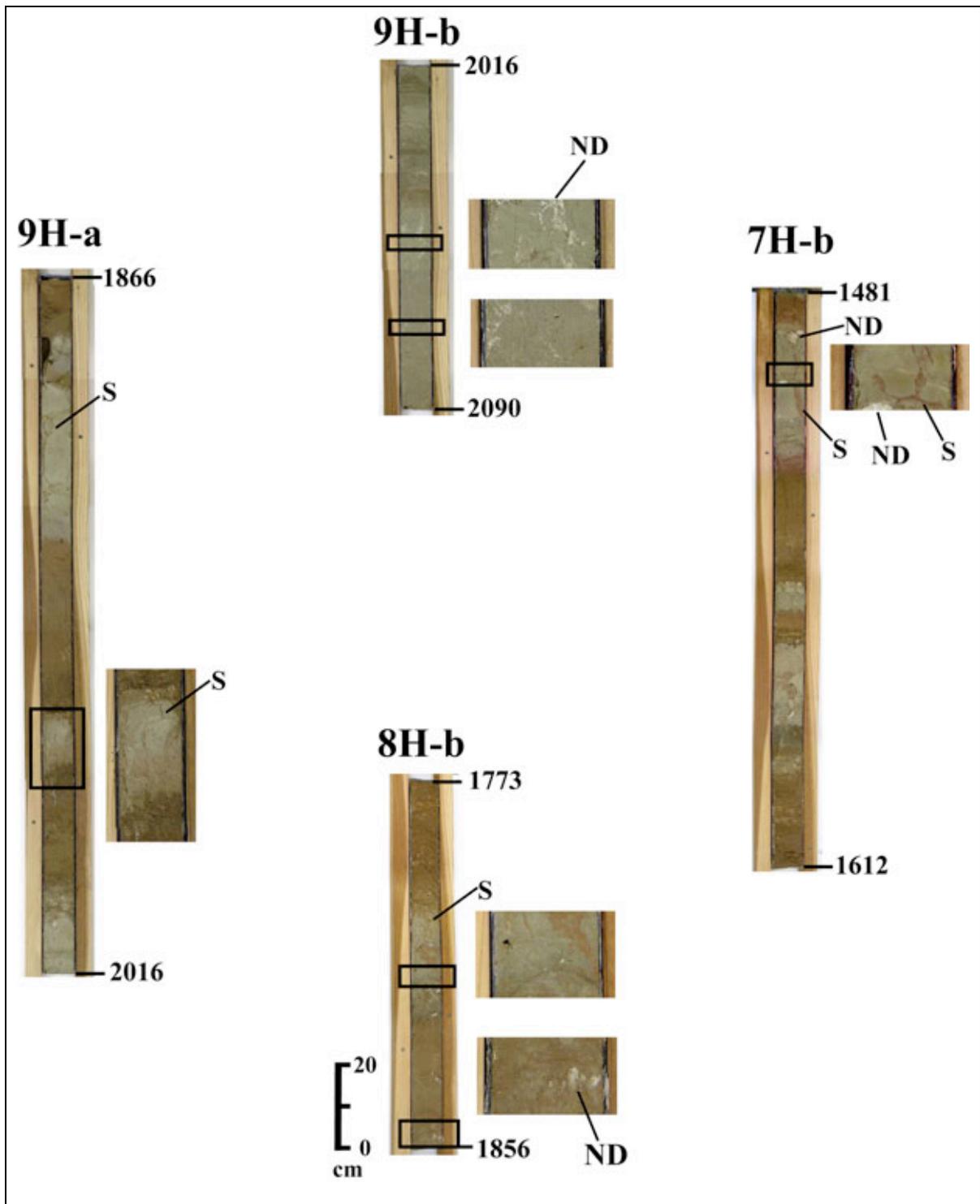


Figura 27. Fotografías de algunos tramos del núcleo donde se obtuvieron valvas con temperaturas calculadas consideradas como irreales. En la parte superior de cada núcleo se muestra la clave del tramo; de lado derecho se muestra la profundidad en cm así como los horizontes donde se obtuvo la muestra. En general son intercalaciones de arena verde y limo café; en algunos de ellos se observan horizontes con presencia de nódulos de yeso (ND), así como sismitas (S), las cuales son estructuras formadas por actividad tectónica (Rendón, com. per. 2005). Fotografías cortesía de Abel Aco (2006).

Para *C. castus*, la correlación de los datos del análisis de elementos traza (Mg/Ca y Sr/Ca) de cada ejemplar muestra que, como se esperaría, los valores de Mg/Ca son muy altos, razón por la cual las temperaturas calculadas son excesivas. Sin embargo, un resultado interesante está relacionado con que algunos valores de Sr/Ca de estas valvas son semejantes a los que se obtuvieron en valvas sin alteración (Figura 28). En contraste, en *L. staplini* se observa que la relación que guardan ambos elementos es positiva, donde las relaciones de los elementos traza muestran valores con una tendencia lineal.

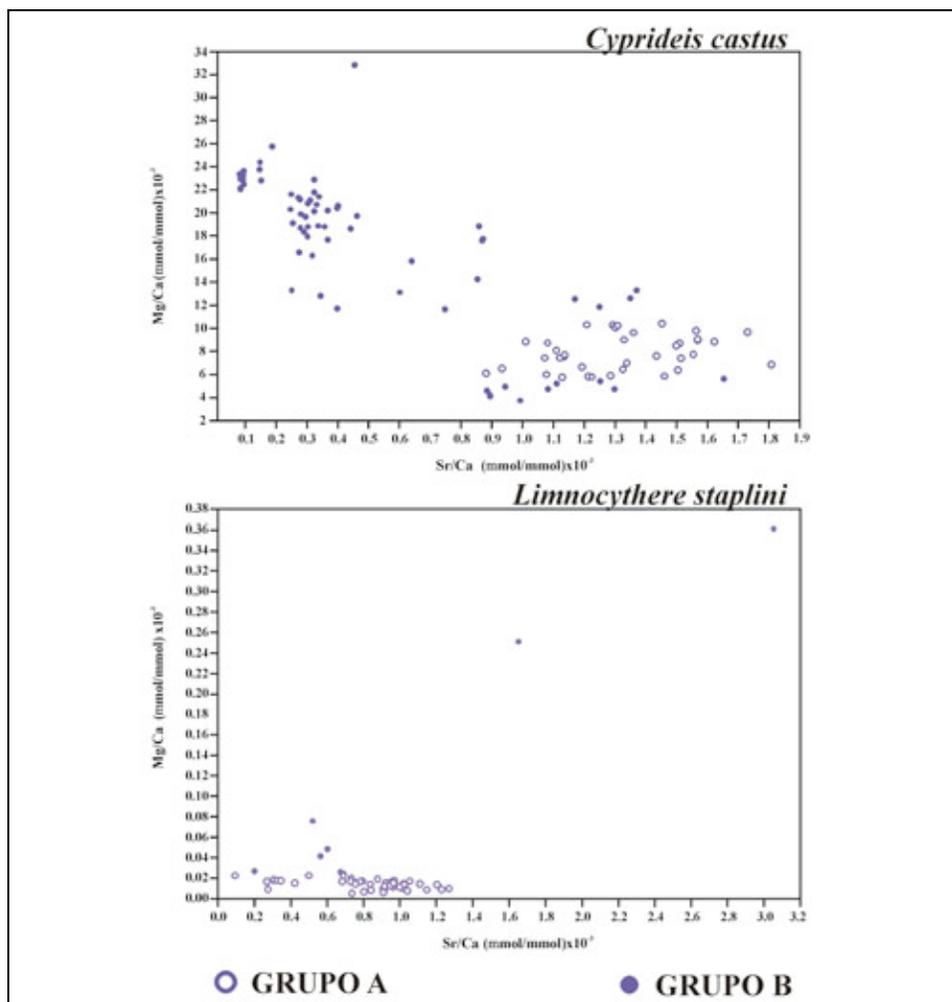


Figura 28. Correlación entre los valores Mg/Ca y Sr/Ca para cada especie. **A:** *Cyprideis castus*. **B:** *Linnocythere staplini*. Para *C. castus* se pueden distinguir ambos grupos (A y B), sin embargo, se traslapan; para *L. staplini* se observa una tendencia lineal entre ambos valores para los ejemplares del grupo B (valores anómalos).

Posterior a su depositación y enterramiento, los sedimentos sufren procesos de diagénesis (Morrow, 1990) y, en aquellos con carbonato de calcio ésta se evidencia por cambios en la composición química del mismo originados por la pérdida de elementos traza así como en la estructura microscópica (Stehli y Hower, 1961). Un ejemplo de esto ocurre en corales: los procesos diagenéticos ocasionan una precipitación secundaria de aragonita o calcita en la estructura calcítica, generando intercambio y movimiento de isótopos y elementos traza, lo cual altera la geoquímica de la matriz coralina (McGregor y Gagan, 2003).

Existen diversos factores pueden ocasionar diagénesis en carbonatos, como el clima, la temperatura, cambios en la composición del agua, procesos de enterramiento, entre otros (James y Choquette, 1990), los cuales actuarán de distinta manera sobre un carbonato dependiendo de la composición del mismo y de la intensidad del proceso. En carbonatos biogénicos, como foraminíferos, el proceso de disolución ocasiona pérdida de Mg en la estructura cristalina y, parece tener menor efecto sobre el Sr (Brown y Elderfield, 1996); mientras que en moluscos, tanto el Mg como el Sr pueden ser removidos de la calcita durante un proceso temprano de diagénesis (Walls et al., 1977).

En el análisis de elementos traza de valvas de ostrácodos que Cadot y colaboradores (1977) realizaron, los autores encuentran que algunos géneros presentan bajas concentraciones de Mg en la parte externa de las valvas, lo cual asocian a un proceso diagenético temprano. Sin embargo, en los ostrácodos, una señal que indique procesos diagenéticos no está todavía clara, pues valvas con distintos estados de preservación física no muestran diferencias sustanciales tanto en los elementos traza como en los isótopos de oxígeno y carbono (Keatings et al., 2002).

En contraste con lo reportado por otros autores, el material proveniente de este núcleo muestra que si hay una marcada diferencia en la composición de las valvas que podría estar relacionada con algún proceso diagenético.

Como parte de un proceso de diagénesis temprana en sedimentos carbonatados de un sabkha —los cuales están bajo condiciones de temperaturas muy altas y áridas y que, de acuerdo con Aco (2006) es el ambiente que caracteriza a esta cuenca— la intensa evaporación de agua marina origina la precipitación de

minerales evaporíticos (como yeso) así como un aumento de los valores de Mg/Ca (Bathurst, 1983).

Aparentemente, este cuerpo de agua está sujeta a una alternancia entre periodos secos y húmedos así como en la fuente de aporte de agua, es decir, flujos provenientes de la descarga del Río Colorado *vs.* flujos con influencia del Golfo de California. Esto podría ser un factor determinante en la presencia de procesos diagenéticos que están alterando el registro de elementos traza de las valvas de los ostrácodos. Aunado a esto, la presencia de nódulos de yeso, principalmente en la parte inferior del núcleo, estarían indicando un episodio donde las condiciones ambientales se alteraron, como una tasa de evaporación mayor. Las muestras situadas en la parte superior del núcleo (con edades -1.5 y -1.2 ka AP) (Figura 8) corresponden a paquetes de arena masivo donde no se observa cambios litológicos que pudieran indicar variaciones abruptas de las condiciones ambientales o deposicionales, sin embargo, el número de valvas analizadas y con valores de Mg/Ca y Sr/Ca anómalos es alto (Figuras 25 y 26).

Es importante notar que la distribución de las muestras por especie con alto contenido de magnesio no es siempre en el mismo horizonte, sin embargo, en algunos horizontes esta anomalía se presenta en ambas especies (a los 42.56, 18.16 y 11.36 m de profundidad), lo cual apunta a una interpretación diagenética. Además, la presencia de un grupo (A o B) no excluye la presencia del otro, lo cual, de acuerdo con Keatings et al. (2002) no es algo inusual pues dentro de una misma asociación pueden encontrarse conchas en buen estado y con evidencia de alteración.

Por otro lado, la presencia del alto contenido de magnesio en las valvas podría estar relacionado con los cambios en la composición de las valvas de acuerdo con el estadio de muda: en los primeros estadios, la calcita que los ostrácodos precipitan tiene alto contenido de magnesio y conforme se acercan a la última muda (estadio A), la calcita alcanzará la composición característica del grupo: calcita baja en magnesio. Es posible que las valvas elegidas para el análisis de elementos traza no hayan alcanzado el último estadio, por lo que los valores de Mg/Ca son más altos que los que se registran en individuos adultos, lo cual implicaría que el análisis de elementos traza en estos individuos no está reflejando los cambios en las condiciones del medio. Sin embargo, los cambios en la

composición de las valvas con respecto a los valores de estroncio durante los distintos estadios de muda no parecen ser significativos pues en la literatura no están reportados, por lo que sería importante realizar el seguimiento de estos cambios.

Registro climático de Laguna Salada

El periodo de tiempo acotado en los sedimentos del núcleo LS04-1 está caracterizado por cambios abruptos entre distintos episodios climáticos, los cuales han podido ser reconocidos a partir de múltiples indicadores tanto a nivel global como en las zonas adyacentes al área de estudio, aunque algunos de ellos pueden estar desfasados en tiempo o bien, estar influenciados por las características propias de cada región (Shuman et al., 2002).

Las zonas áridas que abarcan la parte norte de México y sur de E.U.A. han generado trabajos paleoclimáticos importantes para la transición Pleistoceno-Holoceno, y principalmente para el Último Máximo Glacial. El comportamiento de estas zonas durante este periodo coincide en diversos registros, el cual está caracterizado por haber sido un periodo frío pero con mayor precipitación, lo cual ocasionó que muchos de los lagos de esta zona alcanzaran sus niveles máximos (Tchakerian y Lancaster, 2002). Sin embargo, este patrón no es claro en algunos registros, pues por ejemplo, en el registro palinológico de Laguna Seca, Baja California, no se observa una diferencia clara en el establecimiento de las condiciones que caracterizaron al UMG ya que desde los 44 ka AP se establecieron condiciones frías y húmedas en esta localidad (Lozano-García et al., 2002). Para el Holoceno, esta región estuvo dividida climáticamente en dos zonas: las planicie sureña de EU significativamente más seca durante el Holoceno medio y, algunas regiones del suroeste de E.U.A. y el Desierto de Sonora con una fuerte actividad del monzón por lo que la precipitación de verano fue más abundante alrededor de los 6 ka AP (Ruter et al., 2004).

A partir de los datos obtenidos del núcleo LS04-1 de Laguna Salada, fue posible identificar para algunos periodos, condiciones climáticas que se propone están asociadas con eventos climáticos globales o regionales; sin embargo, las condiciones interpretadas para algunos periodos podrían ser de carácter local. A

continuación se describen las condiciones para los distintos periodos con registro en el núcleo (Figura 29).

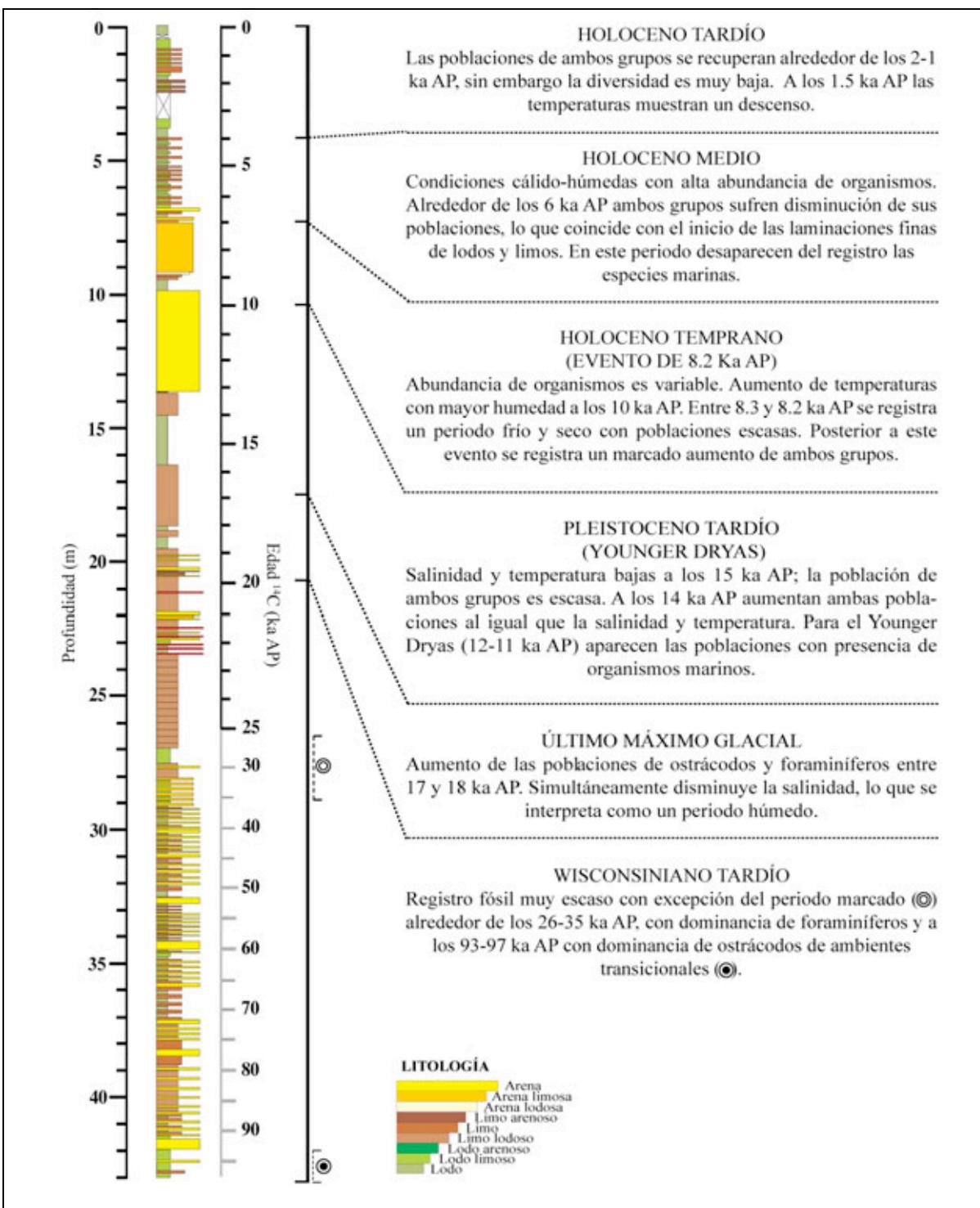


Figura 29. Los distintos periodos identificados en el registro del núcleo LS04-1 con sus respectivas descripciones de las condiciones climáticas interpretadas a partir de los datos obtenidos.

Wisconsiniano tardío

Los cambios en las abundancias totales de ostrácodos y foraminíferos registrados en el núcleo estarían indicando los periodos de inundación y sequía de la cuenca. La parte inferior del núcleo (20 a 43 m de profundidad), que corresponde al Pleistoceno tardío, muestra una intercalación de láminas de lodos-limos-arenas, lo cual estaría asociado a cambios continuos en las condiciones de la laguna, como disponibilidad de agua, profundidad del tirante, composición química del agua y, probablemente en la fuente de aporte de la misma. Es tal vez por esto que el establecimiento de poblaciones de ostrácodos y foraminíferos se veía restringida y poco favorecida, salvo algunos periodos donde se observa presencia de uno o ambos grupos. Por ejemplo, la presencia de un conjunto fósil hacia la base del núcleo dominada principalmente por ostrácodos y que está asociada a sedimentos lodosos, o bien, lo que sucede alrededor de los 30 ka AP donde la abundancia de foraminíferos se incrementa notablemente. El Pleistoceno, en general, está caracterizado por una intensa variabilidad climática manifestada en ciclos glaciales-interglaciales y que son originados en gran parte por fluctuaciones orbitales (Paillard, 1998), además de los eventos Dansgaard-Oeschger (D/O) que tienen una ciclicidad de ~1500 años con origen en el Atlántico norte (Rahmstorf, 2003). En cuanto a los registros de temperatura y estroncio, éstos son muy escasos y espaciados, sin embargo los valores de ambas especies muestran bajos valores de temperatura y una curva de estroncio (asociada a la salinidad de la cuenca) que no muestran cambios significativos salvo un pico al inicio del registro para ambos valores pero que no puede ser asociado a algún evento en particular.

Último Máximo Glacial (UMG)

Para el periodo que corresponde al UMG (~20~17 ka AP) se observa un marcado incremento de la abundancia de ostrácodos y foraminíferos, principalmente de ostrácodos de ambientes transicionales, alrededor de los 18 ka AP y que se continua hasta los 17 ka AP. Esto podría ser una respuesta al aumento del nivel de agua de la laguna como consecuencia del incremento en la humedad para la zona debido al desplazamiento de la corriente de chorro (jet stream) hacia latitudes menores. En cuanto al registro de temperatura tanto de *Limnocythere* como de *Cyprideis*, ninguno de los registros indica un cambio consistente y

marcado a lo que se esperaría para este periodo, sin embargo, sí se puede observar que los valores se mantienen en un nivel medio con respecto al registro de menor edad. Aparentemente, a partir de la curva de estroncio, se puede inferir que la salinidad de la cuenca disminuyó notablemente alrededor de los 18 ka AP, evento que se puede observar en la curva de las dos especies y que, además, ocurre en ambas casi simultáneamente. Esto podría estar reafirmando que, en efecto, la Laguna estuvo sujeta durante este periodo a un régimen de precipitación más intenso de lo que en la actualidad presenta, pues tanto el aumento de la población como la disminución de la salinidad podrían ser consideradas como respuestas directas a un incremento de la precipitación y y por consiguiente, del nivel de agua de la cuenca. Esta interpretación es consistente con las descripciones hechas a partir del contenido vegetal de nidos de *Neotoma* sp. para el suroeste de EU pues de acuerdo con estas reconstrucciones, la vegetación dominante en esta zona estuvo compuesta por amplios sistemas boscosos de coníferas como respuesta al establecimiento de condiciones más húmedas y frías (Thompson y Anderson, 2000; Thorne, 1986). En particular, para el periodo comprendido entre los 18 y 17 ka AP, el registro de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de tufas del extinto Lago Cahuilla (en la región del Salton Trough) muestra que la humedad se incrementó durante este tiempo (Li et al., 2007). Aunado a esto, para este periodo se tienen evidencias de avances glaciares en zonas adyacentes a la localidad, como en Sierra Nevada y White Mountains, ambos en California, E.U.A., y que indican una predominancia y extensión de las condiciones del UMG generalizadas para esta zona (Osborn, 2004).

Pleistoceno tardío

Después del término del UMG, los elementos traza del registro fósil de la Laguna indican que alrededor de los 15 ka ocurre un descenso importante de la salinidad, al igual que en el registro de temperatura de ambas especies; de acuerdo con Li et al. (2007) los isótopos de oxígeno y carbono de las tufas del Lago Cahuilla indican un periodo con un fuerte incremento de la humedad a los 15.5 ka AP, lo cual relacionan con la actividad del monzón, y que podría estar afectando la cuenca de Laguna Salada. Sin embargo, estas variaciones no se ven reflejadas en la fauna de la Laguna, ya que el número de individuos es muy bajo.

Alrededor de los 14 ka AP, la temperatura calculada para *L. staplini* se incrementa, acompañada de un aumento de la salinidad. La fauna del núcleo refleja un aumento, con poca duración, de la abundancia de ostrácodos y foraminíferos, asociado a dos paquetes de lodos y limos. Estas condiciones coinciden con las reconstrucciones climáticas realizadas con base en sedimentos marinos del Golfo de California (Dean, 2006; Kennett e Ingram, 1995), en donde alrededor de los ~14 ka AP encuentran evidencia del periodo interstadial Bölling/Alleröd, caracterizado en los sedimentos por horizontes con finas laminaciones y que están asociados a un periodo cálido. Esto podría ser el origen de la señal observada en los elementos traza de los ostrácodos de Laguna Salada, lo cual es asociado al establecimiento de condiciones cálidas en donde los procesos de evaporación son más intensos, reflejándose en un aumento de la salinidad del agua.

Las condiciones posteriores a este evento marcan un periodo global de descenso abrupto de temperaturas conocido como Younger Dryas (YD), el cual marca la transición Pleistoceno-Holoceno (glacial-interglacial) alrededor de los 12 a 11 ka AP. Los datos de ostrácodos y foraminíferos del núcleo indican que para las muestras correspondientes a este periodo, la abundancia de ambos grupos se incrementa, sin embargo, en el caso del conjunto de ostrácodos, este aumento se observa antes de la entrada del YD pero, para los foraminíferos, el aumento coincide en edad al comienzo del YD. Un aspecto importante es el hecho de que la aparición de especies marinas tanto de ostrácodos como de foraminíferos ocurre durante este periodo. El sedimento asociado a este evento corresponde a un paquete grueso de arenas, sin embargo, el depósito de este paquete inicia antes del YD sin estar marcando un episodio claro. La ausencia de registros de temperatura y estroncio impide establecer las condiciones ambientales de la cuenca para este periodo. A pesar de que este evento se ha reconocido en distintas localidades de América, no todos los registros contienen una evidencia clara de este periodo ya que los distintos indicadores y localidades empleadas han respondido de distintas formas a este episodio. En la región de la Sierra Nevada (California, E.U.A.), Porinchu et al. (2003) identifican a partir de restos de insectos un evento corto de enfriamiento que asocian con el YD de los 12 a los 11.5 ka AP; para el sur de la Meseta del Colorado, el registro palinológico indica condiciones frías y húmedas

durante este periodo (Anderson et al., 2000) al igual que en Nuevo México donde la elevada precipitación permitió el crecimiento de espeleotemas (Asmerom et al., 2007). En contraste, el registro marino del Golfo de California (Barron y Bukry, 2007; Dean, 2006; Keigwin y Jones, 1990) indica que los cambios en la composición del sedimento están asociadas a variaciones ocasionadas por la influencia del YD, sin embargo, no registran una disminución de temperaturas, ya que algunos de los registros indican una fuerte influencia de masas de agua tropicales.

Holoceno temprano

El registro biológico del núcleo que corresponde al final de Pleistoceno/inicio del Holoceno no muestra evidencia clara de esta transición de acuerdo con lo reportado para zonas adyacentes. Las curvas de abundancia de ostrácodos y foraminíferos indican fluctuaciones y específicamente para esta edad (10 ka) hay un descenso en ambos grupos, más evidente en la curva de foraminíferos; sin embargo, la señal no es consistente pues el comportamiento de las poblaciones no parece presentar un patrón bien definido que concuerde con las condiciones de sequía propuestas para este periodo. La curva de temperatura de ambas especies tiene un incremento a los 10 ka lo cual podría estar relacionado con las condiciones de aridez que se establecían en la zona, sin embargo, los datos de Sr/Ca muestran que la salinidad disminuyó, principalmente en los datos de *Limnocythere*. En conjunto, los datos de temperatura y salinidad se interpretan como un periodo donde a pesar de que las temperaturas se elevaron, la humedad o entrada de agua a la laguna pudieron haberse incrementado, esto de acuerdo con lo que Koehler et al. (2005) reportan, donde alrededor de los 10.5 a 10 Ka y 8.9 a 8 ka se presentó un episodio con aumento de humedad a pesar de que la transición Pleistoceno-Holoceno temprano está marcada por un cambio hacia condiciones áridas. Este incremento de humedad es atribuido por algunos autores a un régimen de precipitación monzónica que prevaleció por lo menos hasta los 9 ka AP en la región suroeste de E.U.A. (Thompson et al., 1993). En contraste, de acuerdo con Ruter et al. (2004), la parte norte de México y suroeste de E.U.A. sufrió un descenso en el nivel de los lagos durante el Holoceno temprano (-10 a -6.9 ka AP). Esta disminución de humedad también se ve reflejada en los valores de isótopos de oxígeno de una estalagmita de Nuevo México, E.U.A. y que se propone es

consecuencia de la disminución de las precipitaciones de verano y/o invierno (Asmerom et al., 2007).

Una de las principales entradas de agua hacia la cuenca estaba proveída por el Río Colorado, el cual tiene su principal aporte en el agua de deshielo de las Montañas Rocallosas. El registro de polen de cuerpos de agua cercanos a estas montañas indican condiciones contrastantes entre ellos, pues algunos muestran condiciones secas mientras que otras señalan mayor humedad (Thompson et al., 1993), sin embargo, no tienen registro de los periodos de deshielo.

Los sedimentos del Holoceno temprano del núcleo presentan un conjunto de ostrácodos y foraminíferos con abundancia muy variable; de igual manera, las curvas de temperatura tienen un comportamiento variable, y con poca correlación entre ambas especies; los datos de *L. staplini* muestran una gran variación pues presentan dos incrementos a los -9.3 y -8.6 ka AP mientras que *C. castus* mantiene una curva con tendencia hacia una disminución de la temperatura. Alrededor de los 8.3/8.2 ka AP, la temperatura calculada para ambas especies muestra un descenso mientras que el Sr/Ca (o salinidad) se incrementa. Esto indicaría que las condiciones ambientales de la cuenca eran frías pero secas. En cuanto a la abundancia de organismos, esta edad parece estar marcando un cambio importante, pues el registro inmediato superior a esta edad muestra un incremento sustancial en ambas poblaciones. Para esta edad, hay registros en zonas adyacentes con evidencia del episodio climático de enfriamiento originado en el Atlántico norte, como en Dry Lake (Bird y Kirby, 2006) donde se registran temperaturas bajas acompañadas de una disminución de las precipitaciones de verano; no obstante, en otras localidades las señales indican un aumento en la humedad (Davis y Shafer, 1992) así como en la temperatura (Li et al., 2007), por lo que esta interpretación podría ser de carácter local.

Holoceno medio

Posterior al registro relacionado con los 8.2 ka AP, *C. castus* desaparece del núcleo; *L. staplini* muestra un aumento del registro de temperatura que se continua hasta los 5.5 ka AP (Holoceno medio), sin embargo, se presenta un amplio hiato de 2.5 ka aproximadamente entre dos muestras; en cuanto a la salinidad, la tendencia que *L. staplini* muestra es una disminución alrededor de los 5.5 ka AP. La alta

abundancia de organismos en el núcleo concluye alrededor de los 6 ka AP, edad donde también finaliza el paquete de arenas y posteriormente, continúan laminaciones finas de limos y lodos; el hecho de que la abundancia disminuye podría no estar relacionado únicamente con la pérdida total de agua de la cuenca sino con la duración de la estabilidad de las condiciones, como ocurría en las partes más profundas del núcleo. Aparentemente, las condiciones cálido/húmedo interpretadas a partir de *L. staplini* no son un reflejo de lo que ocurría en la zona ya que distintos registros muestran condiciones de aridez: alrededor de los 6 ka AP, el suroeste de E.U.A. adopta condiciones áridas similares a las actuales (Thompson y Anderson, 2000); para los 6.5 ka, en Dry Lake hay una reducción de tormentas ocasionada por el debilitamiento de la actividad del monzón (Bird y Kirby, 2006); entre los 7 a 5 ka, para el suroeste de E.U.A. se delimita un periodo llamado Óptimo Climático o Altitermal, el cual está caracterizado por ser muy árido en ciertas regiones y durante el cual, muchos de los lagos del Desierto de Mojave estaban ya secos (Tchakerian y Lancaster, 2002) y donde además, entre los -7 y -4.5 ka se estableció la comunidad actual de plantas desérticas (Koehler et al., 2005) y alrededor de los 5 ka AP, el registro paleobotánico de nidos de *Neotoma* sp. cercanos al delta del Río Colorado indican un periodo árido (Cole, 1986). En contraste, Ruter et al., (2004) describen mayor humedad alrededor de los 6 ka AP para el norte de México y suroeste de E.U.A. como consecuencia de una mayor actividad del monzón.

Holoceno tardío

Después del declive de la población de ostrácodos a los 6 ka, el único ostrácodo presente en el registro es *L. staplini* y *Criboelphidium poeyanum* es la única especie presente de foraminíferos. Ambas poblaciones mantienen un bajo número de organismos hasta los -4 ka AP y entre los -2 a -1 ka AP su población vuelve a recuperarse. En estos episodios, los sedimentos depositados consisten de lodos principalmente, lo cual indica que la laguna estaba activa. De acuerdo con Li et al. (2007), de 3 a 2 ka AP la región del Salton sufrió un largo periodo de sequía, sin embargo no es posible comparar esta descripción con Laguna Salada debido a que esta parte del núcleo no fue recuperada. La interpretación de Ruter et al. (2004) para este periodo involucra el descenso de los niveles lacustres en el Desierto de

Sonora, lo cual comienza a definir el establecimiento de las condiciones climáticas actuales de este ecosistema. Los datos que finalizan el registro de temperatura y salinidad obtenidos a partir de *Limnocythere* corresponden a -1.5 ka AP y describen una disminución de temperatura con un aumento de la salinidad. Esto podría estar asociado con el descenso de temperaturas que se observa en diversos registros paleoclimáticos alrededor de los 1.6-1.5 ka AP, periodo conocido como Pequeña Edad del Hielo, y que ha sido reconocido principalmente en Europa, pero que se ha propuesto que es un evento con carácter global (Broecker, 2001).

Registros históricos documentan grandes entradas de agua a la cuenca como resultado del sobreflujo del Río Colorado. No obstante, la presencia de agua en la cuenca no implica necesariamente una inundación ocasionada por la entrada del flujo del Colorado ya que de acuerdo con registros satelitales recientes, se pueden observar pequeños cuerpos de agua aislados dentro de la cuenca¹, lo cual podría implicar que estas acumulaciones de agua son resultado de episodios intensos de precipitación.

Por su posición geográfica, la Laguna Salada está sujeta climáticamente a dos regímenes de precipitación: de verano y de invierno, las cuales tienen origen en el Monzón Mexicano con vientos y precipitaciones del sur y, en corrientes provenientes del Pacífico norte, respectivamente. A lo largo de la historia climática de la cuenca, estos dos han presentado variaciones tanto en intensidad como en duración y área de influencia. Asimismo, la presencia de fenómenos climáticos, como el ENSO, determinan las condiciones climáticas de la zona. Sin embargo, el aporte de agua a la cuenca también se ve afectado por las incursiones del Río Colorado, las cuales, a pesar de que no son comunes, introducen grandes volúmenes de agua cuando ocurren.

¹ En la página <http://geologia.cicese.mx/RCdelta/animation.htm> se puede ver una animación de los cambios en el flujo del Río Colorado para el periodo 1972-2001 y su influencia sobre Laguna Salada. En el mismo, se puede observar que la laguna presenta cuerpos de agua aislados sin haber existido previamente entrada de agua del Colorado hacia la cuenca.

CONCLUSIONES

El material fósil del núcleo LS04-1 de Laguna Salada, Baja California proveyó ejemplares de *Limnocythere staplini*, especie empleada como prototipo experimental del método de regresión múltiple empleado en el presente trabajo. Los valores de temperatura obtenidos con esta especie son, en general, coherentes con las esperadas, por lo que se propone que la aplicación de este método es válido para la especie en esta localidad.

Los resultados de *Cyprideis castus*, en cuyo género se aplica por primera vez el método, muestran que más del 50% de las valvas analizadas generaron valores de temperaturas que por mucho se alejan de los valores esperados, por lo que se consideraron irreales.

Estos valores anómalos, que a su vez son consecuencia directa de altos valores de Mg/Ca, fueron atribuidos, por observación posterior al microscopio electrónico de barrido de las valvas, a un proceso diagenético que se infiere alteró la composición química del carbonato.

Sin embargo, también se considera que otros aspectos influyeron en la proporción Mg/Ca de las valvas y que están más relacionados con las condiciones tectónicas y sedimentarias de Laguna Salada que pudieron haber influido en el proceso de fosilización y conservación, aunque no se descarta la posibilidad de que durante la calcificación, las condiciones del medio se hayan alterado ocasionando un cambio en la respuesta de los organismos.

Lo anterior se refuerza con el hecho de que algunas de las edades que se obtuvieron por ^{14}C arrojan resultados que podrían estar indicando la intervención de procesos de disolución de carbonatos y, además que no guardan una relación estratigráficamente coherente.

Por tanto, en este trabajo se concluye que el empleo de valvas de *L. staplini*, aún en condiciones climáticas y tectónicas diferentes a las áreas donde había sido probado el método de regresión múltiple, arroja resultados confiables; en contraste, se considera que el uso de la especie *C. castus* como paleotermómetro bajo el método empleado queda cuestionada. Debido a esto, será necesario evaluar para esta localidad si el análisis de elementos traza en *C. castus* o cualquier otro género diferente a *Limnocythere*, puede ser empleada como indicador

paleoclimático, descartando o comprobando lo aquí planteado con respecto al efecto de la diagénesis o si es debido a factores que no han quedado completamente esclarecidos en el proceso de captura de elementos traza.

Por otra parte, con base en la integración de los aspectos sedimentológicos así como tafonómicos y actualísticos de los foraminíferos y ostrácodos, incluido para este último grupo el análisis de elementos traza, fue posible describir variaciones en las condiciones ambientales que estarían asociadas a eventos climáticos locales, regionales o bien, globales, para el Neógeno tardío.

APÉNDICE

Cuadro 1

Abundancia total por especie por muestra de ostrácodos. Se muestran también los horizontes con presencia de gasterópodos, bivalvos, diatomeas, nódulos de yeso y bioturbación.

- A. Profundidad (cm)
- B. *Cyprideis castus* Benson 1959
- C. *Cushmanidea* sp.
- D. *Perissocytheridea meyerabichi* (Hartmann) 1953 Benson & Kaesler 1963
- E. *Puriana* sp.
- F. *Cativella* cf. *C. dispar* Hartmann 1959
- G. *Pterygocythereis* sp.
- H. *Loxoconcha lenticulata* LeRoy 1943
- I. *Cytherella obovata* Jones & Hinde 1890
- J. *Limnocythere staplini* Gutentag & Benson 1962
- K. *Cypris pubera* Müeller 1776
- L. *Candona* sp.
- M. *Aurila conradi* (Howe & McGuirt) *californica* Benson & Kaesler 1963
- N. *Cypria* sp.
- O. *Cytherura johnsoni* Mincher, 1941
- P. *Cypridopsis vidua* O. F. Müeller
- Q. *Chlamydotheca arcuata* Sars 1900
- R. *Cytheropteron ventrokurtosa* Swain 1967
- S. *Cyprinotus glaucus* Furtos 1993
- T. *Megacythere punctocostata* Swain 1967
- U. *Caudites fragilis* LeRoy 1943
- V. G- Gasterópodo
B- Bivalvo
D- Diatomeas
Y- Yeso
BT- Bioturbación

Cuadro 1

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V
76																					Y
136	5								9				1								
196																					
396																					
456									1												
516																					Y
576				1	1				1				1								
636	1												1							1	BT
699																					
754	49	1	10	31			1	6	30	4	2	2	1	2	2	2					
816	56	2	5	12	1				8	1	1	2									G
836	11	1	2	3					6		1	2					1				
856	18	1	2						3		2	2									
877	174	6	21	25	1	2	1	4	12	2		1	1	1	1	3	1	1	2		G/B
896	16	1																		1	
916	18	2	2	1					1						1						
936	3																				
956	11		2						1		1										B
976	31	2	6	5			2	3			2				2		1				G
996	19		1																		
1016	29	3	2	1									1								B
1036	10		1						1												G
1056	21			1					2												
1076	20					1			2			1									
1096	30	1	7	3	1			1			2	1	3								G/B
1116	23	1	1	1																	
1136	34	2	6	7	2				2		5	2									G/B
1156	5																				B
1176	10																				G
1216	11		1						1												G/B
1236	16		1																		B
1256	27								1												G/B
1296																					
1356																					
1416	1																				

Cuadro 1 (continuación)

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	
1436	20								1													
1456	246								7													Y
1476																						Y
1496	24								1													Y
1516	3								60						18							Y
1536	3																					Y
1556																						Y
1596																						Y
1676																						Y
1736																						G/Y
1796																						Y
1816	429								22	4												
1836	3																					
1856	66														2							
1916	44								7													
1936	15																					B/D
1956	18																					
1976	5																					Y
1996																						Y
2016	20								1													Y
2036	19								1													Y
2056	35																					Y
2076	13																					
2116	11																					Y
2136																						Y
2156																						Y
2176																						Y
2236																						Y
2296								1	5	3			3									Y/BT
2356																						BT
2416																						BT
2476																						
2536																						BT
2596																						BT
2656																						G

Cuadro 1 (continuación)

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	
2716																					G	
2776			8																			G
2836			10																			G
2896																						
2956																						G
3016																						B
3076																						
3136																						
3196																						
3276																						
3336																						B/D
3396																						G
3476																						
3536																						
3596																						
3656																						G
3716																						
3776																						
3836																						
3896																						
3956																						
4016																						
4076																						
4116																						G
4136																						
4156																						G
4196	3																					
4216																						Y
4236	5								1													
4256	96								27													
4276	3								2													
4296	18			1					56													D

Cuadro 2

Abundancia total por especie por muestra de foraminíferos.

A. Profundidad (cm)

B. *Elphidium articulatum rugulosum* Cushman & Wickenden 1929

C. *Criboelphidium poeyanum* Petri, 1954

D. *Criboelphidium spinatum* Cushman & Valentine, 1930

E. *Ammonia beccarii* Linné, 1758

F. *Globigerina bulloides* d'Orbigny 1826

G. *Quinqueloculina* sp.

H. *Pyrgo* sp.

I. *Nonionella basispinata* Cushman & Moyer 1930

J. *Nonionella* cf. *N. basiloba* Cushman & McCulloch 1940

K. *Bulimina marginata* d'Orbigny 1826

Cuadro 2

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
76										
136		1								
196										
396										
456		1								
516										
576				2		1				
636	1									
699										
754	124	22	2	231	1			1	2	3
816	26	6		154	2				2	4
836	10	7		26					1	
856	7	5		59				4		
877	18	104	2	159	1	15	2	2	1	2
896	3	1		12		2				
916	5	5		24		3				
936	1			8						
956	8	4		31		5				
976	11	8		67		6				
996	2	1		16						
1016	3	3		24		1		1		
1036	5	1		9					1	
1056										
1076	5	4		9			1			
1096	7	5		38		1				1
1116	1	1		1		1				
1136	17	22		89		7		2		
1156		2				1				
1176										
1216										
1236										
1256	1	1		1						
1296										
1356										
1416										

Cuadro 2 (continuación)

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
1436	10	5								
1456	11									
1476	1									
1496	2	13		1						
1516	4									
1536	1									
1556										
1596										
1676										
1736					1					
1796										
1816	15	107								
1836										
1856										
1916	1									
1936	1									
1956										
1976										
1996										
2016										
2036	1									
2056										
2076										
2116										
2136										
2156										
2176										
2236										
2296										
2356										
2416										
2476										
2536										
2596										
2656										

Cuadro 2 (continuación)

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
2716	2	138		1						
2776	14				2					
2836	75			2						
2896		96								
2956										
3016										
3076		6								
3136		1								
3196										
3276										
3336										
3396	15									
3476				1						
3536										
3596										
3656										
3716										
3776	1	1		1						
3836										
3896										
3956										
4016										
4076				1						
4116										
4136	1			3						
4156										
4196	4									
4216										
4236										
4256		2								
4276										
4296	1			2						

Cuadro 3

Parámetros tafonómicos de *Cyprideis castus* por muestra. J: valvas de estadios juveniles; A: valvas de estadios adultos; A:J: proporción de A/J; CAP: caparazones.

Cuadro 3

Profundidad (cm)	J	A	A:J	CAP	Profundidad (cm)	J	A	A:J	CAP
76					1936	10	5	0.5	
136	4	1	0.25		1956	13	5	0.38	
196					1976	4	1	0.25	
396					1996				
456					2016	15	5	0.33	
516					2036	12	7	0.58	
576					2056	31	4	0.12	
636	1				2076	10	3	0.3	
699					2116	8	3	0.37	
754	49				2136				
816	55	1	0.01		2156				
836	11				2176				
856	16	2	0.12		2236				
877	164	10	0.06		2296				
896	11	5	0.45		2356				
916	17	1	0.05		2416				
936	2	1	0.5		2476				
956	9	2	0.22		2536				
976	24	7	0.29		2596				
996	15	4	0.26		2656				
1016	16	13	0.81		2716				
1036	8	2	0.25		2776				
1056	20	1	0.05		2836				
1076	19	1	0.05		2896				
1096	29	1	0.03		2956				
1116	16	7	0.43		3016				
1136	26	8	0.30		3076				
1156	3	2	0.66		3136				
1176	8	2	0.25		3196				
1216	10	1	0.1		3276				
1236	10	6	0.6		3336				
1256	19	8	0.42		3396				
1296					3476				
1356					3536				
1416		1			3596				
1436	19	1	0.05		3656				
1456	225	21	0.09		3716				
1476					3776				
1496	19	5	0.26		3836				
1516	1	2	2		3896				
1536	3				3956				
1556					4016				
1596					4076				
1676					4116				
1736					4136				
1796					4156				
1816	377	42	0.11		4196	1	2	2	
1836	2	1	0.5		4216				
1856	54	12	0.22		4236	4	1	0.25	
1916	42	2	0.04		4256	75	21	0.28	
					4276	3			
					4296	9	9	1	

Cuadro 4

Parámetros tafonómicos de *Limnocythere staplini* por muestra. J: valvas de estadios juveniles; A: valvas de estadios adultos; A:J: proporción de A/J; CAP: caparazones.

Cuadro 4

Profundidad (cm)	J	A	A:J	CAP	Profundidad (cm)	J	A	A:J	CAP
76					1936				
136	6	3	0.5		1956				
196					1976				
396					1996				
456	1				2016	1			
516					2036	1			
576		1			2056				
636					2076				
699					2116				
754	28	2	0.07		2136				
816	3	5	1.66		2156				
836	4	2	0.5		2176				
856	2	1	0.5		2236				
877	5	7	1.4		2296		5		
896					2356				
916	1				2416				
936					2476				
956		1			2536				
976	3				2596				
996					2656				
1016					2716				
1036		1			2776				
1056	1	1	1		2836				
1076	1	1	1	1	2896				
1096					2956				
1116					3016				
1136		2			3076				
1156					3136				
1176					3196				
1216	1				3276				
1236					3336				
1256	1				3396				
1296					3476				
1356					3536				
1416					3596				
1436	1				3656				
1456	4	3	0.75		3716				
1476					3776				
1496	1				3836				
1516	35	25	0.71	1	3896				
1536					3956				
1556					4016				
1596					4076				
1676					4116				
1736					4136				
1796					4156				
1816	8	14	1.75		4196				
1836					4216				
1856					4236		1		
1916	2	5	2.5		4256	20	7	0.35	
					4276	1	1	1	
					4296	36	20	0.55	3

Cuadro 5

Valores de Mg/Ca (mmol/mmol), Sr/Ca (mmol/mmol) y temperatura calculada (° C) por horizonte por muestra de la especie *Cyprideis castus* analizada en ICPMS.

Cuadro 5

Profundidad (cm)	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	T (° C)	Profundidad (cm)	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	T (° C)
816	0.01189	0.00124	39.4	1816	0.01584	0.00063	59.2
816	0.01258	0.00116	42.9	1816	0.02282	0.00009	94.1
876	0.00890	0.00162	24.5	1816	0.01767	0.00036	68.3
876	0.00701	0.00133	15.0	1816	0.02247	0.00009	92.3
876	0.00872	0.00150	23.6	1816	0.01332	0.00024	46.6
876	0.00588	0.00145	9.4	1816	0.02368	0.00009	98.4
876	0.03282	0.00045	144.1	1816	0.02329	0.00009	96.4
896	0.00877	0.00107	23.8	1816	0.00900	0.00156	25.0
896	0.01166	0.00074	38.3	1816	0.00745	0.00151	17.2
896	0.00758	0.00113	17.9	1816	0.00907	0.00156	25.3
896	0.00474	0.00129	3.7	1836	0.02219	0.00008	90.9
916	0.00971	0.00172	28.5	1856	0.02294	0.00008	94.7
936	0.00687	0.00180	14.3	1856	0.02075	0.00033	83.7
976	0.00762	0.00143	18.1	1856	0.02208	0.00008	90.4
976	0.00966	0.00135	28.3	1856	0.02335	0.00008	96.7
996	0.01042	0.00145	32.1	1856	0.02336	0.00008	96.8
996	0.00593	0.00128	9.6	1856	0.02137	0.00027	86.8
996	0.00496	0.00094	4.8	1856	0.01175	0.00039	38.7
996	0.00563	0.00165	8.1	1856	0.01426	0.00085	51.3
996	0.00602	0.00107	10.1	1856	0.01314	0.00060	45.7
1016	0.00586	0.00121	9.3	1916	0.02305	0.00008	95.2
1016	0.00646	0.00132	12.3	1936	0.02377	0.00014	98.8
1036	0.00980	0.00156	29.0	1936	0.02021	0.00036	81.0
1036	0.00376	0.00099	-1.1	1936	0.02282	0.00015	94.1
1056	0.00852	0.00149	22.6	1956	0.01662	0.00027	63.1
1076	0.00643	0.00150	12.1	1956	0.01889	0.00085	74.4
1116	0.00613	0.00088	10.6	1956	0.01775	0.00087	68.7
1116	0.01034	0.00120	31.7	1956	0.01766	0.00086	68.3
1136	0.02165	0.00024	88.2	1956	0.02441	0.00014	102.0
1156	0.02579	0.00018	108.9	1956	0.02016	0.00032	80.8
1156	0.01800	0.00030	70.0	2016	0.00904	0.00132	25.2
1156	0.02289	0.00032	94.4	2016	0.00774	0.00113	18.7
1176	0.01883	0.00035	74.1	2016	0.00746	0.0010	17.3
1216	0.02063	0.00039	83.1	2016	0.00776	0.0015	18.8
1236	0.01884	0.00030	74.2	2016	0.00582	0.00122	9.1
1236	0.02034	0.00024	81.7	2056	0.01265	0.00134	43.2
1236	0.01890	0.00033	74.5	2056	0.00746	0.00111	17.3
1236	0.01836	0.00028	71.8	2056	0.00810	0.00110	20.5
1236	0.01916	0.00025	75.8	2056	0.01031	0.00129	31.5
1256	0.02121	0.00027	86.0	2076	0.01334	0.00136	46.7
1256	0.01871	0.00027	73.5	2116	0.00525	0.00110	6.2
1256	0.02085	0.00030	84.2	2116	0.0058	0.00112	9.0
1256	0.01975	0.00046	78.7	2116	0.01012	0.00130	30.6
1256	0.02113	0.00030	85.6	2116	0.01028	0.00130	31.4
1256	0.02143	0.00033	87.1	4196	0.00669	0.00119	13.4
1496	0.01634	0.00031	61.7	4196	0.00544	0.00125	7.2
1496	0.01966	0.00029	78.3	4236	0.00474	0.00108	3.7
1496	0.01992	0.00027	79.6	4256	0.01866	0.00044	73.3
1496	0.02180	0.00032	89.0	4256	0.01285	0.00034	44.2
1516	0.00889	0.00100	24.4	4296	0.00412	0.00089	0.6
1516	0.00656	0.00093	12.8	4296	0.00463	0.00088	3.1
1816	0.02319	0.00009	95.9	4296	0.0042	0.00089	1.3
1816	0.02042	0.00039	82.1				

Cuadro 6

Valores de Mg/Ca (mmol/mmol), Sr/Ca (mmol/mmol) y temperatura calculada ($^{\circ}$ C) por horizonte por muestra de la especie *Limnocythere staplini* analizada en ICPMS.

Cuadro 6

Profundidad (cm)	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	T (° C)	Profundidad (cm)	Mg/Ca (mmol/mmol)	Sr/Ca (mmol/mmol)	T (° C)
136	0.01691	0.00095	22.9	1816	0.02289	0.00009	29.6
136	0.01425	0.00083	19.9	1816	0.07618	0.00052	89.5
136	0.0176	0.00096	23.7	1816	0.36120	0.00305	409.7
576	0.02443	0.00068	31.3	1816	0.25142	0.00165	286.4
816	0.01035	0.00126	15.5	1816	0.02329	0.00025	30.1
816	0.01137	0.00096	16.7	1816	0.01777	0.00034	23.9
816	0.01753	0.00068	23.6	1816	0.01311	0.00094	18.6
816	0.01570	0.00075	21.5	1816	0.01526	0.00091	21.0
816	0.02004	0.00073	26.4	1816	0.01738	0.00079	23.4
836	0.00943	0.00122	14.5	1916	0.01535	0.00096	21.1
836	0.01175	0.00102	17.1	1916	0.01462	0.00075	20.3
856	0.00918	0.00091	14.2	1916	0.01907	0.00087	25.3
876	0.01055	0.00100	15.7	1916	0.01680	0.00078	22.8
876	0.00894	0.00114	13.9	2296	0.04175	0.00056	50.8
876	0.01738	0.00105	23.4	2296	0.04884	0.00060	58.8
876	0.01526	0.00093	21.0	4236	0.00841	0.00083	13.3
956	0.01186	0.00099	17.2	4256	0.01036	0.00090	15.5
1036	0.01373	0.00120	19.3	4256	0.01699	0.00068	23.0
1056	0.02287	0.00049	29.6	4256	0.0265	0.00067	33.7
1076	0.01463	0.00110	20.3	4256	0.01223	0.00091	17.6
1136	0.02236	0.00068	29.0	4276	0.01439	0.00102	20.1
1136	0.02728	0.00020	34.5	4296	0.00675	0.00080	11.5
1256	0.01843	0.00030	24.6	4296	0.00766	0.00103	12.5
1456	0.01737	0.00072	23.4	4296	0.00616	0.00090	10.8
1456	0.01515	0.00101	20.9	4296	0.00529	0.00073	9.8
1456	0.01467	0.00096	20.4				
1516	0.01814	0.00032	24.3				
1516	0.01520	0.00042	21.0				
1516	0.01700	0.00026	23.0				
1516	0.00953	0.00027	14.6				

LÁMINAS

LÁMINA I

A. *Aurila conradi* (Howe & McGuirt) *californica* Benson & Kaesler 1963

(X350, 50µm)

B. *Cativella* cf. *C. dispar* Hartmann 1959

(X230, 100µm)

C. *Caudites fragilis* LeRoy 1943

(X270, 50µm)

D. *Chlamydotheca arcuata* Sars 1901

(X180, 100µm)

E. *Cyprideis castus* Benson 1959

(X110, 100µm)

F. *Cypridopsis vidua* O. F. Müller

(X190, 100µm)

Las fotografías fueron tomadas por la Biól. Yolanda Hornelas en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. En cada imagen se muestra la escala; en el texto se muestra su equivalencia y el aumento de la imagen.

LAMINA I

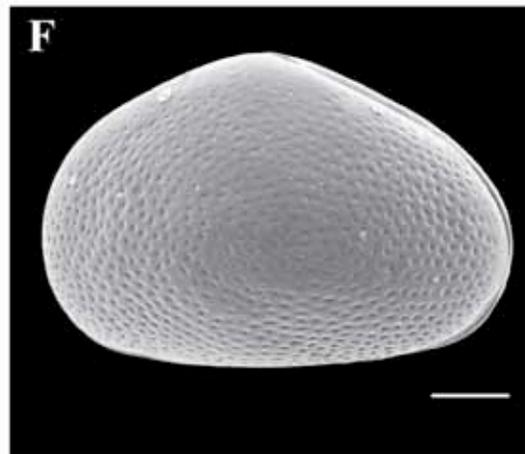
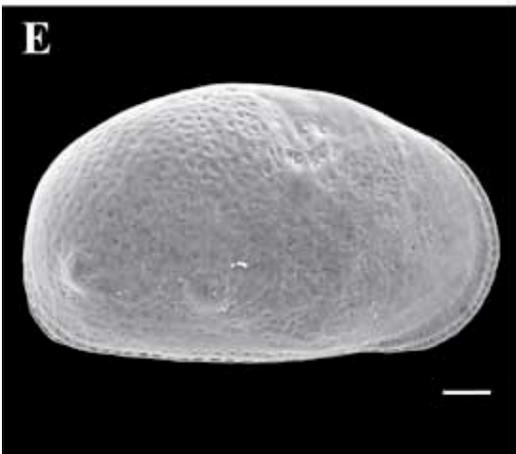
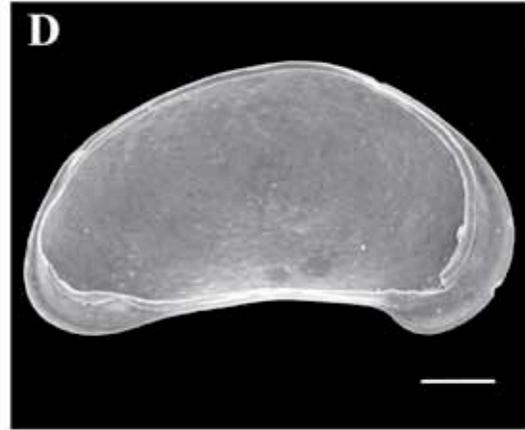
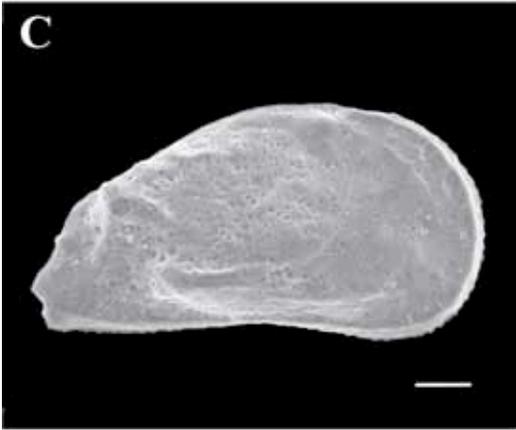
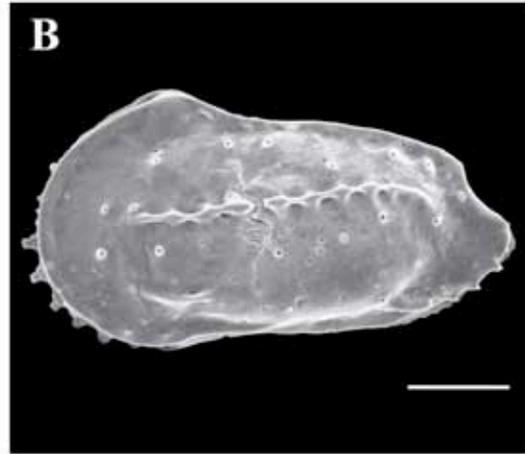
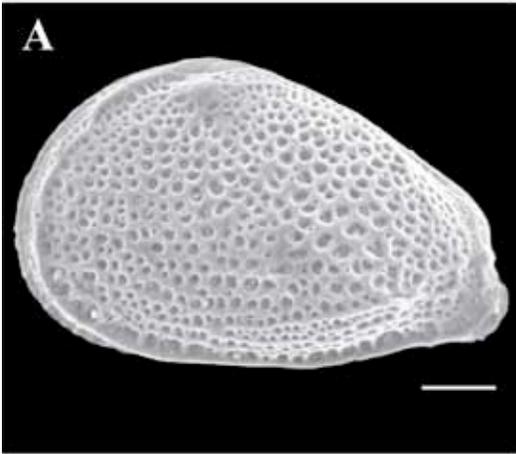


LÁMINA II

A. *Cyprinotus glaucus* Furtos 1993

(X180, 100µm)

B. *Cypris pubera* Mueller 1776

(X110, 100µm)

C. *Cytherella obovata* Jones & Hinde 1890

(X230, 100µm)

D. *Cytheropteron ventrokurtosa* Swain 1967

(X350, 50µm)

E. *Cytherura jonhsoni* Mincher, 1941

(X300, 50µm)

F. *Limnocythere staplini* Gutentag & Benson 1962

(X250, 100µm)

Las fotografías fueron tomadas por la Biól. Yolanda Hornelas en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. En cada imagen se muestra la escala; en el texto se muestra su equivalencia y el aumento de la imagen.

LAMINA II

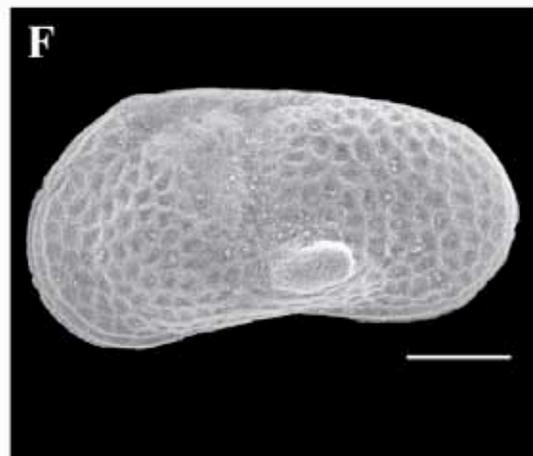
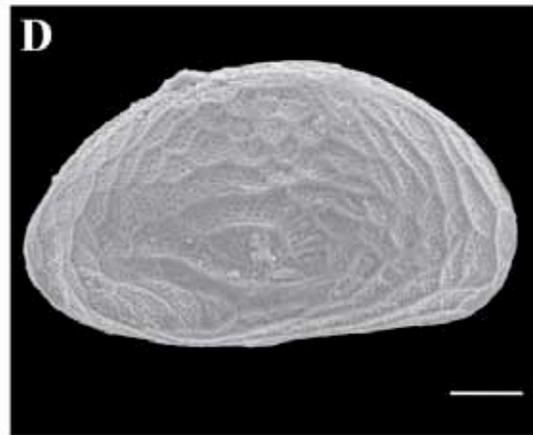
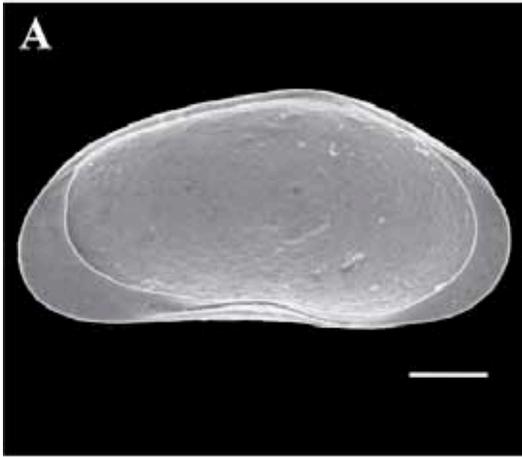


LÁMINA III

A. *Loxoconcha lenticulata* LeRoy 1943

(X300, 50µm)

B. *Megacythere punctocostata* Swain 1967

(X200, 50µm)*

C. *Perissocytheridea meyerabichi* (Hartmann 1953) Benson & Kaesler 1963

(X200, 100µm)

D. *Candona* sp.

(X170, 100µm)

E. *Cushmanidea* sp.

(X220, 100µm)

F. *Cypria* sp.

(X230, 100µm)

G. *Pterygocythereis* sp.

(X270, 50µm)

H. *Puriana* sp.

(X230, 100µm)

Las fotografías fueron tomadas por la Biól. Yolanda Hornelas en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología con excepción de la imagen marcada con *, la cual fue tomada por el Biól. Armando Zepeda en la Facultad de Medicina. En cada imagen se muestra la escala; en el texto se muestra su equivalencia y el aumento de la imagen.

LAMINA III

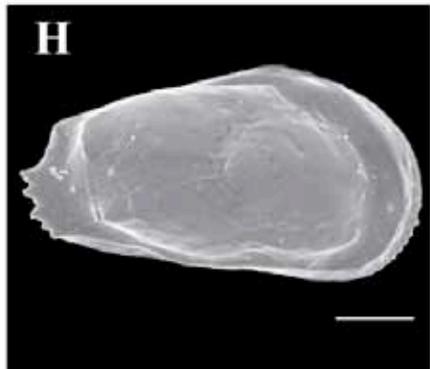
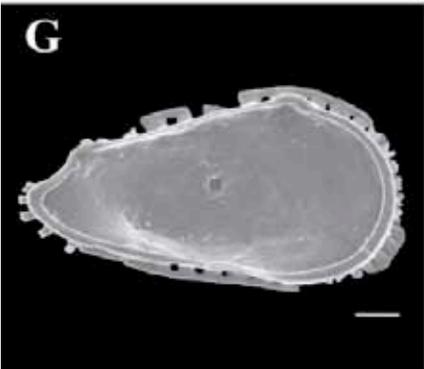
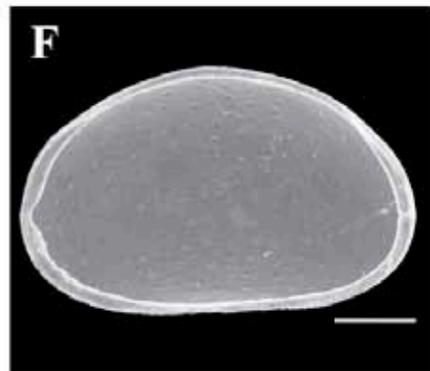
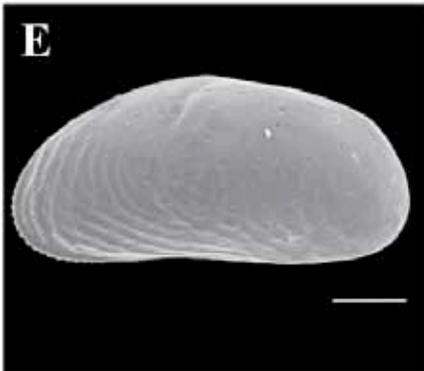
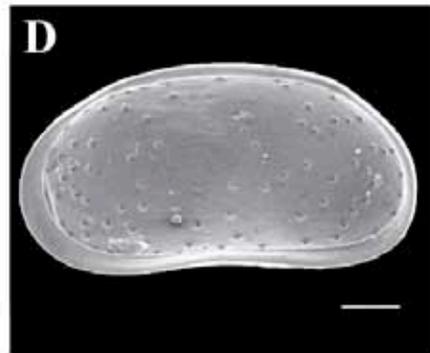
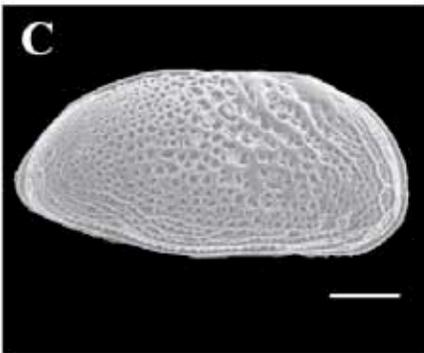
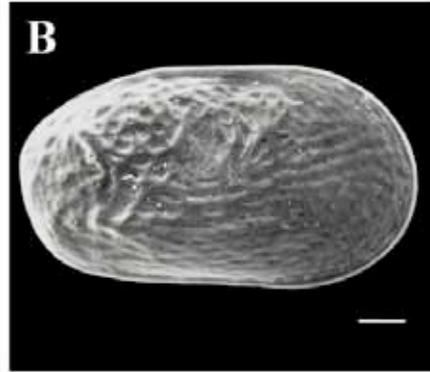
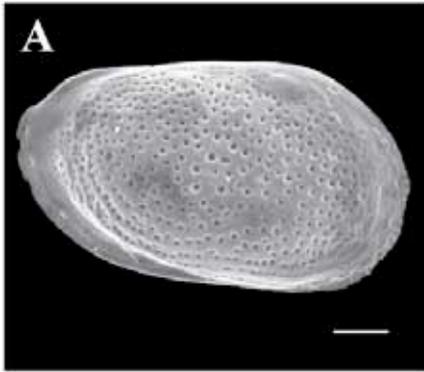


LÁMINA IV

A. *Ammonia beccarii* Linné, 1758

(X250, 100µm)

B. *Bulimina marginata* d'Orbigny 1826

(X300, 50µm)

C. *Criboelphidium poeyanum* Petri, 1954

(X300, 50µm)

D. *Criboelphidium spinatum* Cushman & Valentine, 1930

(X200, 100µm)

E. *Elphidium articulatum rugulosum* Cushman & Wickenden 1929

(X300, 50µm)

Las fotografías fueron tomadas por la Biól. Yolanda Hornelas en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. En cada imagen se muestra la escala; en el texto se muestra su equivalencia y el aumento de la imagen.

LAMINA IV

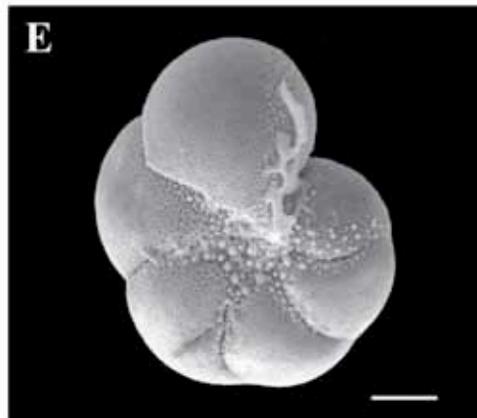
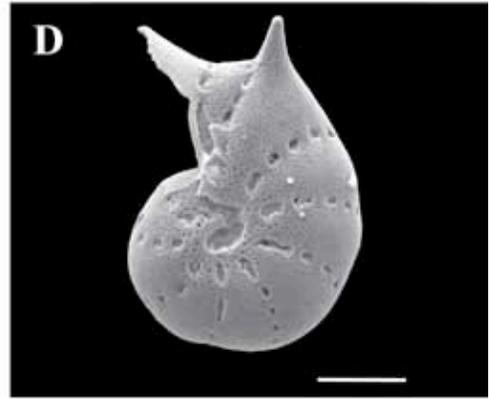
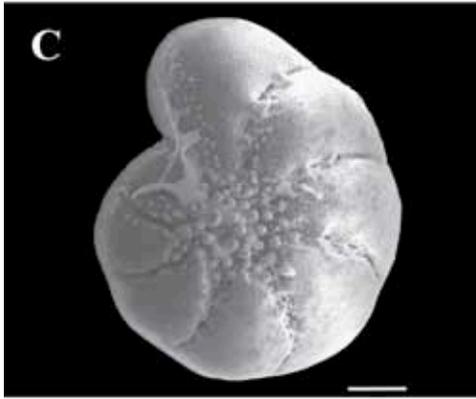
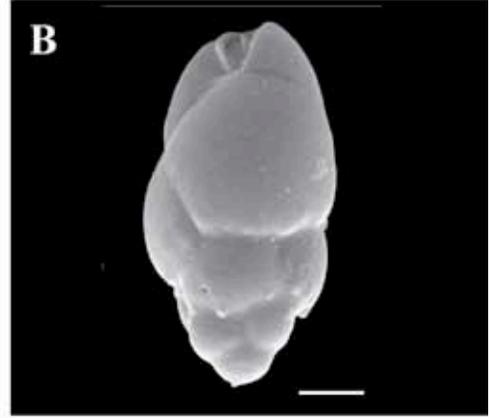


LÁMINA V

A. *Globigerina bulloides* d'Orbigny 1826

(X300, 50µm)

B. *Nonionella basispinata* Cushman & Moyer 1930

(X180, 100µm)

C. *Nonionella* cf. *N. basiloba* Cushman & McCulloch 1940

(X330, 50µm)

D. *Pyrgo* sp.

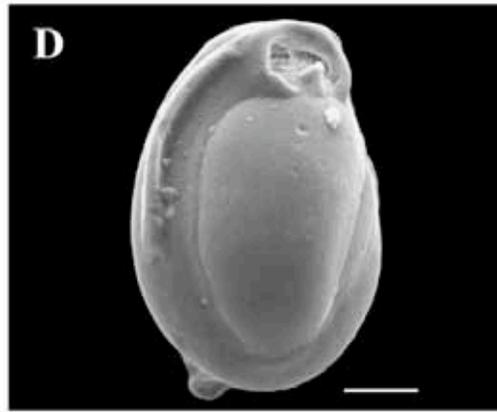
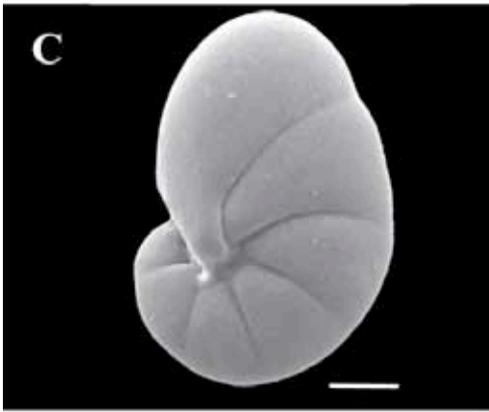
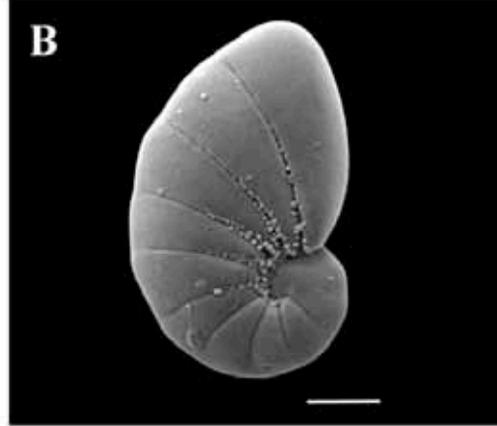
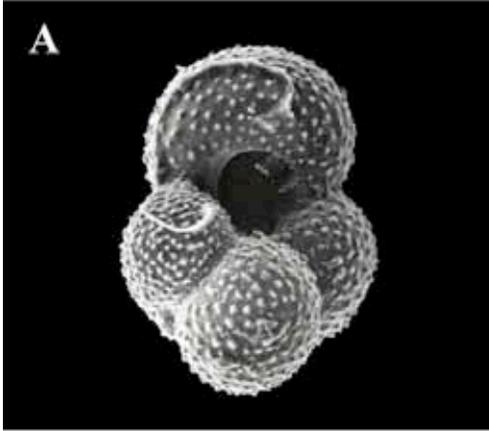
(X350, 50µm)

E. *Quinqueloculina* sp.

(X270, 50µm)

Las fotografías fueron tomadas por la Biól. Yolanda Hornelas en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. En cada imagen se muestra la escala; en el texto se muestra su equivalencia y el aumento de la imagen.

LAMINA V



REFERENCIAS

- Aco, P. A. 2006. Cicloestratigrafía y variabilidad climática en Laguna Salada, Baja California, México. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Ensenada, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 144 pp.
- Adams, J.; M. Maslin, y E. Thomas. 1999. Sudden climate transitions during the Quaternary. *Progress in Physical Geography* J1. 23(1): 1-36.
- Allen, B. D. y R. Y. Anderson. 1993. Evidence from Western North America for rapid shifts in climate during the Last Glacial Maximum. *Science*. 260(5116): 1920-1923.
- Alles, D. L. 2006. Página web:
<http://fire.Biol.wvu.edu/trent/alles/GeologySaltonTrough.pdf>
- Alley, R. B.; P. A. Mayewski; T. Sowers; M. Stuiver; K. C. Taylor y P. U. Clark. 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*. 25(6): 483-486.
- Anderson, R. S. 1990. Holocene Forest Development and Paleoclimates within the Central Sierra Nevada, California. *The Journal of Ecology*. 78(2): 470-489.
- Anderson, R. S.; J. L. Betancourt; J. I. Mead; R. H. Hevly y D. P. Adam. 2000. Middle- and late-Wisconsin paleobotanic and paleoclimatic records from the southern Colorado Plateau, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 155(1-2): 31-57.
- Asmerom, Y.; V. Polyak; S. Burns y J. Rasmussen. 2007. Solar forcing of Holocene climate: New insights from a speleothem record, southwestern United States. *Geology*. 35(1):1-4.
- Barlow, M., S. Nigam y E. H. Berbery. 1998. Evolution of the North American Monsoon System. *Journal of Climate*. 11(9): 2238.
- Barron, J. A. y D. Bukry. 2007. Development of the California Current during the past 12,000 yr based on diatoms and silicoflagellates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 248(3-4): 313-338.
- Barron, J. A., D. Bukry y J. L. Bischoff. 2004. High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years. *Marine Micropaleontology*. 50(3-4): 185-207.
- Bate, R. H. y B. East. 1972. The Structure of the Ostracode Carapace. *Lethaia*. 5: 177-194.
- Bathurst, R. G. C. 1983. Early diagenesis of carbonate sediments. *En: A. Parker y B. W. Sellwood (eds.). Sediment Diagenesis*. D. Reidel Publishing Company, Holanda. 349-377.
- Behrensmeyer, A. K.; S. M. Kidwell y R. A. Gastaldo. 2000. Taphonomy and Paleobiology. *Paleobiology* 26(4 (Supplement)): 103-147.
- Benson, R. H. 1959. Ecology of recent ostracodes of the Todos Santos Bay Region, Baja California, Mexico. *The University of Kansas Paleontological Contributions (Arthropoda)*. 80 pp.
- Benson, R. H. y R. L. Kaesler. 1963. Recent marine and lagoonal ostracodes from the Estero de Tastiota Region, Sonora, Mexico (Northeastern Gulf of California). *The University of Kansas Paleontological Contributions (Arthropoda)*. Artículo 3. 34 pp.
- Berger, R.; R. E. Taylor y W. F. Libby. 1966. Radiocarbon content of marine shells from the California and Mexican west coast. *Science*. 153: 864-866.

- Bird, B. y M. Kirby. 2006. An Alpine Lacustrine Record of Early Holocene North American Monsoon Dynamics from Dry Lake, Southern California (USA). *Journal of Paleolimnology*. 35(1): 179-192.
- Björck, S. y B. Wohlfarth. 2001. ^{14}C Chronostratigraphic techniques in paleolimnology. En: Last W. M. y J. P. Smol. Tracking environmental change using lake sediments: Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 205-245.
- Boomer, I.; D. J. Horne e I. J. Slipper. 2003. The use of ostracods in palaeoenvironmental studies, or what can you do with an ostracod shell?. *Paleontological Society Papers*. 153-180 pp.
- Bradbury, J. P. 1988. Fossil diatoms and Neogene paleolimnology. En: J. Gray, (ed.) *Paleolimnology. Aspects of feshwater paleoecology and biogeography*. Elsevier Science Publishers, Holanda. 299-316.
- Broecker, W. S. 2001. Was the Medieval Warm Period Global?. *Science*. 291(5508):1497-1499.
- Browers, E. M. 1988. Sediment transport detected from the analysis of ostracod population structure: an example from the Alaskan Continental Shelf. En: P. De Deckker, J. P. Colin y J. P. Peypouquet (eds.). *Ostracoda in the Earth Sciences*. Elsevier, Amsterdam. 231-244.
- Brown, S. J. y H. Elderfield. 1996. Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: evidence of shallow Mg-dependent dissolution. *Paleoceanography*. 11:543-551.
- Brown, P.; J. P. Kenett y B. L. Ingram. 1999. Marine evidence for episodic Holocene megafloods in North America and the northern Gulf of Mexico. *Paleoceanography*. 14(4): 498-510.
- Bryant, E. 1997. *Causes of Climate Change. Climatic Process and Change*. Cambridge University Press: 210.
- Caballero, M. y B. O. Guerrero 1998. Lake Levels since about 40,000 Years Ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research*. 50(1): 69-79.
- Caballero, M.; S. Lozano; B. Ortega; J. Urrutia y J. L. Macías. 1999. Environmental Characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*. 22(4): 399-411.
- Caballero, M.; M. C. Peñalba; M. Martínez; B. Ortega-Guerrero y L. Vázquez. 2005. A Holocene Record from a former coastal lagoon in Bahía Kino, Gulf of California, México. *The Holocene*. 15(8): 1236-1244.
- Cadot, H.; R. Kaesler y W. R. Van Schmus. 1977. Magnesium content of calcite in carapaces of benthic marine ostracodes. *Paleontological Contributions, University of Kansas*. 87: 1-23.
- Carpelan, L. H. 1958. The Salton Sea. *Physical and Chemical Characteristics. Limnology and Oceanography*. 3(4): 373-386.
- Chivas, A. R.; P. De Deckker y J.M.G. Shelley. 1983. Applications of Ostracoda. En: R. F. Maddocks (ed.). *Eighth International Symposium on Ostracoda*. University of Houston-University Park, Houston, Texas. 283-249 pp.
- Chivas, A. R.; P. De Deckker y J. M. G. Shelley. 1985. Strontium content of ostracods indicates lacustrine palaeosalinity. *Nature*. 316(6025):251-253.
- Chivas, A. R.; P. de Deckker y J. M. G. Shelley. 1986. Magnesium content of non-marine ostracod shells: A new palaeosalinometer and palaeothermometer. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 54(1-4): 43-61.
- Cohen, A.; M. Palacios-Fest; R. Negrini; P. Wigand y D. Erbes. 2000. A paleoclimate record for the past 250,000 years from Summer Lake, Oregon, USA: II.

- Sedimentology, paleontology and geochemistry. *Journal of Paleolimnology*. 24(2): 151-182.
- Cohen, A. 2003a. Age determination in lake deposits. En: A. S. Cohen (ed.) *Paleolimnology, The history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, Nueva York. 127-161.
- Cohen, A. 2003b. Facies models at the lake basin scale. En: A. S. Cohen (ed.) *Paleolimnology, The history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, Nueva York. 208-238.
- Cole, K. L. 1986. The lower Colorado River Valley: A Pleistocene desert. *Quaternary Research*. 25(3): 392-400.
- Contreras, J.; A. Martín-Barajas y J. C. Herguera. 2005. Subsidence of the Laguna Salada Basin, northeastern Baja California, Mexico, inferred from Milankovitch climatic changes. *Geofísica Internacional*. 44(1):103-111.
- Cronblad, H. G. y B. A. Malmgren. 1981. Climatically controlled variation of Sr and Mg in Quaternary planktonic foraminifera. *Nature*. 291(5810):61-64.
- Cronin, T. M. 1999. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press. Nueva York. 560 pp.
- Cronin, T. M.; G. S. Dwyer; T. Kamiya; S. Schwede y D. A. Willard. 2003. Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th Century temperature variability from Chesapeake Bay. *Global and Planetary Change*. 36(1-2): 17-29.
- Cronin, T. M.; T. Kamiya; G. S. Dwyer; H. Belkin; C. D. Vann; S. Schwede y R. Wagner. 2005. Ecology and shell chemistry of *Loxoconcha matagordensis*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 225(1-4): 14-67.
- Curry, B. B. 1999. An environmental tolerance index for ostracodes as indicators of physical and chemical factors in aquatic habitats. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 148(1-3):51-63.
- Davis, O. K. y D. S. Shafer. 1992. A Holocene climatic record for the Sonoran Desert from pollen analysis of Montezuma Well, Arizona, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 92(1-2): 107-119.
- Dean, W. E. 2006. The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology*. 232(3-4): 87-98.
- De Deckker, P. y R. M. Forester. 1981. The use of Ostracodes to reconstruct continental palaeoenvironmental records. En: P. De Deckker, J. P. Colin y J. P. Peyrouquet (eds.). *Ostracoda in the Earth Sciences*. Elsevier, Amsterdam. 173-199.
- De Deckker, P. 1988. An account of the techniques using ostracodes in palaeolimnology in Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 62(1-4): 463-475.
- De Deckker, P.; A. R. Chivas y J. M. G. Shelley. 1999. Uptake of Mg and Sr in the euryhaline ostracod *Cyprideis* determined from in vitro experiments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 148(1-3): 105-116.
- Delorme, D. L. 1989. *Methods in Quaternary Ecology 7. Freshwater Ostracodes*. Geoscience Canada. 16(2): 85-90.
- Dorsey, R. y A. Martín-Barajas. 1999. Sedimentation and deformation in a Pliocene-Pleistocene transtensional supradetachment basin, Laguna Salada, north-west Mexico. *Basin Research*. 11(3): 205-221.
- Dorsey, R. J.; A. Fluette; K. McDougall; B. A. Housen; S. U. Janecke; G. J. Axen y C. R. Shirvell. 2007. Chronology of Miocene-Pliocene deposits at Split Mountain Gorge, Southern California: A record of regional tectonics and Colorado River evolution. *Geology*. 35(1): 57-60.

- Douglas, M. W.; R. A. Maddox, K. Howard y S. Reyes. 1993 The Mexican Monsoon. *Journal of Climate*. 6: 1665-1677.
- Douglas, M. W.; O. Gonzalez-Yajimovich; J. Ledesma-Vazquez y F. Staines-Urias. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*. 26: 115-129.
- Elders, W. A.; R. W. Rex; T. Meidav; P. T. Robinson y S. Biehler. 1972. Crustal Spreading in Southern California. *Science*. 178(4056): 15-24.
- Ely, L. L.; Y. Enzel; V. R. Baker y D. R. Cayen. 1993. A 5000-Year Record of Extreme Floods and Climate Change in the Southwestern United States. *Science*. 262(5132): 410-412.
- Engstrom, D. R. y S. R. Nelson. 1991. Paleosalinity from trace metals in fossil ostracodes compared with observational records at Devils Lake, North Dakota, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 83(4): 295-312.
- Fischer, H.; M. Wahlen; J. Smith; D. Mastroianni y B. Deck. 1999. Ice Core Records of Atmospheric CO₂ Around the Last Three Glacial Terminations. *Science*. 283(5408): 1712-1714.
- Forester, R. M. 1983. Relationship of two lacustrine ostracode species to solute composition and salinity; implications for paleohydrochemistry. *Geology*. 11(8): 435-438.
- Forester, R. M. 1986. Determination of the dissolved anion composition of ancient lakes from fossil ostracodes. *Geology*. 14(9):796-799.
- Forester, R. M. 1987. Late Quaternary paleoclimate records from lacustrine ostracodes. En: Ruddiman, W. y H. E. Wright. (eds.). *North America and adjacent oceans during last deglaciation*. Boulder, Colorado, Geological Society of America. K-3: 261-276.
- Gochis, D. J.; L. Brito-Castillo y W. J. Shuttleworth. 2006. Hydroclimatology of the North American Monsoon region in northwest Mexico. *Journal of Hydrology*. 316(1-4): 53-70.
- Griffiths, H. I. y J. A. Horne. 2000. Non-marine ostracods and Quaternary palaeoenvironments. London, Quaternary Research Association. 179 pp.
- Helenes, J. y A. L. Carreño. 1999. Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*. 12(6): 589-605.
- Higgins, R. W. ; W. Shi y C. Hain. 2004. Relationships between Gulf of California Moisture Surges and Precipitation in the Southwestern United States. *Journal of Climate*. 17(15): 2983-2997.
- Holmes, J. A. 1996. Trace-element and stable-isotope geochemistry of non-marine ostracod shells in Quaternary palaeoenvironmental reconstruction. *Journal of Paleolimnology*. 15(3): 223-235.
- Holmes, J. A. 2001. Ostracoda. En: J. P. Smol, H. J.B. Birks y W. M. Last (eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Zoological indicators*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. 125-151.
- Horne, D. J.; A. Cohen y K. Martens. 2002. Taxonomy, Morphology and Biology of Quaternary and living Ostracoda. En: Holmes, J. A. y A. R. Chivas (eds.). *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research (Geophysical Monograph 131)*. American Geophysical Union. Washington. 5-36 pp.

- Howard, J. L. 1996. Paleocene to Holocene paleodeltas of ancestral Colorado River offset by the San Andreas fault system, southern California. *Geology*. 24(9): 783-786.
- Imbrie, J. y J. Z. Imbrie. 1980. Modeling the Climatic Response to Orbital Variations. *Science*. 207(4434): 943-953.
- Ito, E.; P. De Deckker y S. M. Eggins. 2003. Ostracodes and their shell chemistry: Implications for paleohydrologic and paleoclimatologic applications. En: Park, L. E. y A. J. Alison (eds.). *Bridging the Gap: Trends in the Ostracode Biological and Geological Sciences*. Paleontological Society Special Papers. 9: 119-151.
- James, N. P. y P. W. Choquette. 1990. Limestones-The meteoric diagenetic environment. En: I. A. McIlreath y D. W. Morrow (eds.). *Diagenesis*. Geological Association of Canada, Ottawa. 35-73.
- Keatings, K. W.; T. H. E. Heaton y J. A. Holmes. 2002. The effects of diagenesis on the trace element and stable isotope geochemistry of non-marine ostracod valves. *Journal of Paleolimnology*. 28(2): 245-252.
- Keigwin, L. D. y G. A. Jones. 1990. Deglacial climatic oscillations in the Gulf of California. *Paleoceanography*. 5(6): 1009-1023.
- Kennet, J. P. y B. L. Ingram. 1995. A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin. *Nature*. 377: 510-514.
- Kesling, R. V. 1951. The morphology of ostracod molt stages. *Illinois Biological Monograph* 21(1-3):1-324.
- Keyser, D. y R. Walter. 2004. Calcification in Ostracodes. *Revista Española de Micropaleontología*. 36(1):1-11.
- Koehler, P. A.; R. S. Anderson y W. G. Spaulding. 2005. Development of vegetation in the Central Mojave Desert of California during the late Quaternary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 215(3-4): 297-311.
- Kuperman, B. I.; V. E. Matey; D. M. Dexter y M. A. Tiffany. 2002. Invertebrates of the Salton Sea: a scanning electron microscopy portfolio. *Hydrobiologia*. 473(1): 203-216.
- Labeyrie, L. 2000. Glacial Climate Instability. *Science*. 290(5498): 1905-1907.
- Labeyrie, L.; J. Cole; K. Alveson y T. Stocker. 2003. The History of Climate Dynamics in the Late Quaternary. En: Alverson, K. D; R. S. Bradley y T. F. Pedersen (eds.). *Paleoclimate, Global Change and the Future*. Springer-Verlag.
- Latif, M. y T. P. Barnett. 1994. Causes of Decadal Climate Variability over the North Pacific and North America. *Science*. 266(5185): 634-637.
- Li, H.-C.; X.-M. Xu; T.-L. Ku; C.-F. You; H. P. Buchheim y R. Peters. 2007. Isotopic and geochemical evidence of palaeoclimate changes in Salton Basin, California, during the past 20 kyr: 1. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records in lake tufa deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 259(2-3): 182-197.
- Loeblich A. R. y H. Tappan. 1987. *Foraminiferal Genera and their Classification*. Von Nostrand Reinhold Co., Nueva York.
- Lozano-García M. S.; B. Ortega-Guerrero y S. Sosa-Nájera. 2002. Mid- to Late-Wisconsin Pollen Record of San Felipe Basin, Baja California. *Quaternary Research*. 58(1): 84-92.

- Lozano-García, S.; S. Sosa-Nájera; Y. Sugiura y M. Caballero. 2005. 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central Mexico. *Quaternary Research*. 64(1): 70-82.
- Martín-Barajas, A.; S. Vázquez-Hernández; A. L. Carreño; J. Helenes; F. Suárez-Vidal y J. Álvarez-Rosales. 2001. Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology*. 144(1-2): 5-35.
- MacDougal, D. T. 1906. The Delta of the Rio Colorado. *Bulletin of the American Geographical Society*. 38(1):1-16.
- McAuliffe, J. R. y T. R. van Devender. 1998. A 22,000-Year Record of vegetation and climate change in the north-central Sonoran Desert. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 141: 253-275.
- McGregor, H. V. y M. K. Gagan. 2003. Diagenesis and geochemistry of porites corals from Papua New Guinea: Implications for paleoclimate reconstruction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 67(12):2147-2156.
- McIntire, W. L. 1963. Trace element partition coefficients--a review of theory and applications to geology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 27(12): 1209-1264.
- Meese, D. A.; A. J. Gow; P. Grootes ; P. A. Mayewski ; M. Ram ; M. Stuiver; K. C. Taylor; E. D. Waddington y G. A. Zielenski. 1994. The Accumulation Record from the GISP2 Core as an Indicator of Climate Change Throughout the Holocene. *Science*. 266(5191): 1680-1682.
- Metcalfe, S. E.; S. L. O'Hara; M. Caballero y S. J. Davis. 2000. Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico -- a review. *Quaternary Science Reviews*. 19(7): 699-721.
- Metcalfe, S. E; A. Bimpson; A. J. Courtice; S. L. O'Hara y D. M. Taylor. 1997. Climate change at the monsoon/Westerly boundary in Northern Mexico. *Journal of Paleolimnology*. 17(2): 155-171.
- Morrow, D. W. 1990. Diagenesis. General Introduction. En: McIlreath, I. A. y D. W. Morrow (eds.). *Diagenesis*. Geological Association Of Canada, Ottawa. 1-8.
- Morse, J. W. y M. L. Bender. 1990. Partition coefficients in calcite: Examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems. *Chemical Geology*. 82:265-277.
- Mueller, K. J. y T. K. Rockwell. 1991. Late Quaternary structural evolution of the western margin of the Sierra Cucapa, Northern Baja California. En: Dauphin, J. P. y B. R. T. Simoneit (eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. The American Association of Petroleum Geologists. AAPG Memoir. 47: 249-260.
- Mueller, K. J. y T. K. Rockwell. 1995. Late Quaternary activity of the Laguna Salada Fault in northern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 107(1): 8-18.
- O'Connor, J. E. y L. L. Ely. 1994. A 4500-year record of large floods on the Colorado River in the Grand Canyon, Arizona. *Journal of Geology*. 102(1):1.
- Oppo, D. 1997. Millennial Climate Oscillations. *Science*. 278(5341): 1244-1246.
- O'Reilly C. M.; D. L. Dettman y A. S. Cohen. 2005. Paleolimnological investigations of anthropogenic environmental change in Lake Tanganyika: VI. Geochemical indicators from lacustrine organic matter. *Journal of Paleolimnology*. 34:85-91.

- Osborn, G. 2004. Great Basin of the western United States. En: J. Ehlers y P. L. Gibbard (eds.). Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part II. Elsevier, Holanda. 63-67
- Paillard, D. 1998. The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. *Nature*. 391(6665): 378-381.
- Palacios-Fest, M. R. 1994. Trace element shell chemistry of continental ostracodes and the applicability of experimentally-derived multiple regression models to paleoenvironmental reconstructions in southwestern North America. Tesis de Doctorado. Departamento de Geociencias, Universidad de Arizona, Tucson. 374 pp.
- 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. 1997. Paleoenvironmental reconstruction of human activity in Central Arizona using shell chemistry of Hohokam canal ostracodes. *Geoarchaeology*. 12(3): 211-226.
- 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. y 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(15):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.
- Palacios-Fest, M. R.; S. R. Alin; A. S. Cohen; B. Taner y H. Heuser. 2005. Paleolimnological investigations of anthropogenic environmental change in Lake Tanganyika: IV. Lacustrine paleoecology. *Journal of Paleolimnology*. 34: 51-71.
- Pérez-Cruz, L. 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, México. *Quaternary Research*. 65(3): 401-410.
- Petit, J. R. ; J. Jouzel; N. I. Barkov ; J.-M. Barnola ; I. Basile ; M. Benders ; J. Chappellaz; M. Davis; G. Delaygue ; M. Delmotte ; V. M. Kotlyakov ; M. Legrand ; V. Y. Lipenkov; C. Lorius; L. Pepin; C. Ritz; E. Saltzman y M. Stievenard. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. 399(6735): 429-436.
- Peypouquet, J. 1977. Les ostracodes et la connaissance des paleomilieux profonds. Application au Cenozoique de L'Atlantique nord-oriental. Tesis de Doctorado. Bordeaux, University of Bourdeaux. 443 pp.
- Poore, R. Z.; M. J. Pavich y H. D. Grissino-Mayer. 2005. Record of the North American southwest monsoon from Gulf of Mexico sediment cores. *Geology*. 33(3): 209-212.
- Porinchu, D. F.; G. M. Macdonald; A. M. Bloom y K. A. Moser. 2003. Late Pleistocene and early Holocene climate and limnological changes in the Sierra Nevada, California, USA inferred from midges (Insecta: Diptera: Chironomidae). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 198: 403-422.

- Rahmstorf, S. 2003. Timing of abrupt climate change: a precise clock. *Geophysical Research Letters*. 30(10):17-1/17-4.
- Roca, J. R. y G. Wansard. 1997. Temperature influence on development and calcification of *Herpetocypris brevicaudata* Kaufmann, 1900 (Crustacea: Ostracoda) under experimental conditions. *Hidrobiología*. 347(1):91-95.
- Rodríguez, C. A.; K. W. Flessa y D. L. Dettman. 2001. Effects of Upstream Diversion of Colorado River Water on the Estuarine Bivalve Mollusc *Mulinia coloradoensis*. *Conservation Biology*. 15(1):249-258.
- Romero-Mayén, V. 2005. Reconstrucción paleoambiental holocénica de la Laguna Babícora, Chihuahua, México con base en geoquímica de conchas de ostrácodos. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, UNAM. 45 pp.
- Rosales, I.; S. Robles y S. Quesada. 2004. Elemental and Oxygen Isotope Composition of Early Jurassic Belemnites: Salinity vs. Temperature Signals. *Journal of Sedimentary Research*. 74(3):342-354.
- Rosenthal, Y., M. P. Field y R. M. Sherrell. 1999. Precise Determination of Element/Calcium Ratios in Calcareous Samples Using Sector Field Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. *Analytical Chemistry*. 71(15): 3248-3253.
- Ruter A.; J. Arzt; S. Vavrus; R. A. Bryson y J. E. Kutzbach. 2004. Climate and environment of the subtropical and tropical Americas (NH) in the mid-Holocene: comparison of observations with climate model simulations. *Quaternary Science Reviews*. 23(5-6): 663-679.
- Rzedowski, J. 1988. *Vegetación de México*. Limusa, México. 432 pp.
- Servicio Geológico Mexicano. 2007. Carta Geológica de la República Mexicana. <http://www.coremisgm.gob.mx/>
- Sharpe, S. E. 2002. Constructing Seasonal Climograph Overlap Envelopes from Holocene Packrat Midden Contents, Dinosaur National Monument, Colorado. *Quaternary Research*. 57(3): 306-313.
- Sheppard, P. R.; A. C. Comrie; G. D. Packin; K. Angersbach y M.K. Hughes. 2002. The climate of the US southwest. *Climate Research*. 21(3): 219-238.
- Shuman, B.; P. Bartlein; N. Logar; P. Newby y T. Webb. 2002. Parallel climate and vegetation responses to the early Holocene collapse of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*. 21(16-17): 1793-1805.
- Skinner, H. C. W. y A. H. Jahren. 2003. Biomineralization. En: W. H. Schlesinger (ed.). *Biogeochemistry*. Oxford, Elsevier-Pergamon. 8: 117-184.
- Sohn, I. G. 1958. Chemical constituents of ostracodes: some applications to paleontology and paleoecology. *Journal of Paleontology*. 32:730-736.
- Stehli, F. G. y J. Hower. 1961. Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Research*. 31(3):358-371.
- Stocker, T. F. y O. Marchal. 2000. Abrupt climate change in the computer: Is it real?. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 97(4): 1362-1365.
- Stuiver, M. ; P. M. Grootes y T. F. Braziunas. 1995. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ Climate Record of the Past 16,500 Years and the Role of the Sun, Ocean, and Volcanoes. *Quaternary Research*. 44(3): 341-354.
- Tchakerian, V. P. y N. Lancaster. 2002. Late Quaternary arid/humid cycles in the Mojave Desert and western Great Basin of North America. *Quaternary Science Reviews*. 21(7): 799-810.
- Teeter, J. W. y T. J. Quick. 1990. Magnesium-salinity relation in the saline lake ostracode *Cyprideis americana*. *Geology*. 18(3): 220-222.

- Thompson, R. S.; C. Whitlock; P. J. Bartlein; S. P. Harrison y W. G. Spaulding. 1993. Climatic changes in the western United States since 18,000 yr B.P. en: Wright, Jr. H. E.; J. E. Kutzbach; T. Webb III; W. F. Ruddiman; F. A. Street-Perrott y P. J. Bartlein (eds.). *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press. Minneapolis. 468-513 pp.
- Thompson, R. S. y K. H. Anderson. 2000. Biomes of Western North America at 18,000, 6000 and 0 ¹⁴C yr BP reconstructed from Pollen and Packrat Midden Data. *Journal of Biogeography*. 27(3): 555-584.
- Thorne, R. F. 1986. A Historical Sketch of the Vegetation of the Mojave and Colorado Deserts of the American Southwest. *Annals of the Missouri Botanical Garden*. 73(3): 642-651.
- Turpen, J. B. y R. W. Angell. 1971. Aspects of molting and calcification in the ostracod *Heterocypris*. *Biological Bulletin*. 140(2):331-338.
- van de Kamp, P. C. 1973. Holocene Continental Sedimentation in the Salton Basin, California: A Reconnaissance. *Geological Society of America Bulletin*: 827-848.
- van Devender, T. R. 1990. Late Quaternary vegetation and climate of the Chihuahuan Desert, United States and Mexico. En: Betancourt, J. L.; T. R. van Devender y P. S. Martin. *Packrat middens. The Last 40,000 Years of Biotic Change*. Tucson, University of Arizona: 104-133.
- van Geel, B., O. M. Raspopov; H. Renssen; J. van der Plicht; V. A. Dergachev y H. A. J. Meijer. 1999. The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews*. 18(3): 331-338.
- van Harten, D. 2000. Variable nodding in *Cyprideis torosa* (Ostracoda, Crustacea): an overview, experimental results and a model from Catastrophe Theory. *Hydrobiologia*. 419(1): 131-139.
- van Morkhoven, F. P. C. M. 1963. *Post-Paleozoic Ostracoda, Their morphology, Taxonomy and Economic Use*. Vol.II. Elsevier Publishing Company. Holanda. 478 pp.
- Vázquez-Hernández, S.; A. L. Carreño y A. Martín-Barajas. 1996. Stratigraphy and paleoenvironments of the Mio-Pliocene Imperial Formation in the eastern Laguna Salada area, Baja California, México. En: Abbot, L. P. y J. Cooper (eds.). *American Association of Petroleum Geologists Field Conference Guide*. SEPM, Bakersfield, CA. 373-380 pp.
- Walker, M. 2005. *Quaternary Dating Methods*. Wiley, Inglaterra. 286 pp.
- Walker, T. R. 1967. Formation of Red Beds in Modern and Ancient Deserts. *Geological Society of America Bulletin*. 78(3):353-368
- Walls, R. A.; P. C. Ragland y E. L. Crisp. 1977. Experimental and natural early diagenetic mobility of Sr and Mg in biogenic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 41(12): 1731-1737.
- Walton, W. R. 1955. Ecology of living benthonic foraminifera, Todos Santos Bay, Baja California. *Journal of Paleontology*, 29(6): 99-104.
- Wang, Y. J.; H. Cheng; R. L. Edwards; Z. S. An; J. Y. Wu; C.-C. Shen y J. A. Dorale. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*. 294: 2345-2348.
- Wansard, G. 1996. Quantification of paleotemperature changes during isotopic stage 2 in the La Draga continental sequence (NE Spain) based on the Mg/Ca ratio of freshwater ostracods. *Quaternary Science Reviews*. 15(2-3): 237-245.

- Wansard, G.; P. De Deckker y R. Julia. 1998. Variability in ostracod partition coefficients D(Sr) and D(Mg): Implications for lacustrine palaeoenvironmental reconstructions. *Chemical Geology*. 146(1-2):39-54.
- Waters, M. R. y C. V. Haynes. 2001. Late Quaternary arroyo formation and climate change in the American Southwest. *Geology*. 29(5): 399-402.
- Whatley, R. C. 1983. Some simple procedures for enhancing the use of ostracoda in palaeoenvironmental analysis. *NPD Bulletin*. 2:129-252.
- Whatley, R. C. 1988. Population structure of ostracods: some general principles for the recognition of palaeoenvironments. En.: De Deckker P; J. P. Colin y J. P. Peypouquet (eds.). *Ostracoda in the Earth Sciences*. Elsevier, Amsterdam. 245-256 pp.
- Winker, C. D. y S. M. Kidwell. 1986. Paleocurrent evidence for lateral displacement of the Pliocene Colorado River delta by the San Andreas fault system, southeastern California. *Geology*. 14(9): 788-791.
- Wright, H. E. 1996. Global climatic changes since the last glacial maximum: evidence from paleolimnology and paleoclimate modeling. *Journal of Paleolimnology*. 15(2): 119-127.
- Xia, J.; D. R. Engstrom y E. Ito. 1997. Geochemistry of ostracode calcite: Part 2. The effects of water chemistry and seasonal temperature variation on *Candona rawsoni*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61(2): 383-391.