



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

## PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LOS ÚLTIMOS 80 KA CAL AP  
EN EL NORTE DE MÉXICO CON *PROXIES* GEOQUÍMICOS  
EN SEDIMENTOS LACUSTRES

# T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
(GEOQUÍMICA)

P R E S E N T A

JESÚS DAVID QUIROZ JIMÉNEZ

### JURADO EXAMINADOR

- 1) DR. PRIYADARSI DEBAJYOTI ROY (DIRECTOR DE TESIS)
- 2) DRA. MARÍA DEL SOCORRO LOZANO GARCÍA (PRESIDENTE)
- 3) DRA. OFELIA MORTON BERMEA (VOCAL)
- 4) DRA. LIGIA LUCINA PÉREZ CRUZ (SUPLENTE)
- 5) DRA. CRISTINA PEÑALBA GARMENDIA (SUPLENTE)



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

## **AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS**

A mi director de tesis el Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy por sus enseñanzas, puntos de vista y empeño para hacer de este un buen trabajo. Tu amistad ha contribuido a hacer de mí una mejor persona y desarrollarme en el campo de la investigación. Gracias por tu apoyo en todo momento.

A mí jurado evaluador: Dra. Ofelia Morton Bermea, Dra. Ligia Pérez Cruz, Dra. María del Socorro Lozano García y Dra. Cristina Peñalba Garmendia por el interés y disposición que mostraron a lo largo de la realización del tema de tesis. Sus enseñanzas y aportaciones contribuyeron a ampliar mi perspectiva y hacer de este un mejor trabajo.

A la Dra. Olivia Zamora por su gran disposición y ayuda en la realización de los análisis de Fluorescencia de Rayos X de alta resolución en el Laboratorio de Geoquímica Ambiental del Instituto de Geología de la UNAM.

Al Ing. Rufino Lozano Santacruz por su apoyo en los análisis de Fluorescencia de Rayos X en el Laboratorio de FRX del Instituto de Geología de la UNAM.

Al CONACYT por el financiamiento de la beca de maestría que me otorgó durante mi estancia en el posgrado.

Al CONACYT por el otorgamiento de la beca adscrita al proyecto “Estudio paleoclimático de alta resolución registrada en los sedimentos lacustres de los desiertos de Sonora y Chihuahua, Norte de México” con número 83800.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por abrirme las puertas y darme la oportunidad de desarrollarme como persona.

## *AGRADECIMIENTOS PERSONALES*

*Las vivencias a lo largo de este tiempo han sido diversas, la apertura de un mundo nuevo me ha llevado a este momento y debó agradecer a mi familia y amigos por apoyarme en todo momento.*

*Abuela Chuy, te estaré eternamente agradecido por haber sido y seguir siendo uno de mis más grandes motores en la vida. Fuiste mi mejor ejemplo, sé que estás y estarás a mi lado.*

*A ti Clau muchas gracias por compartir conmigo esta etapa, a ti te debo gran parte de este camino, gracias por todas las enseñanzas, tu paciencia y entusiasmo me ayudaron y me impulsan a seguir adelante.*

*Gracias Mamá y Papá por su apoyo, comprensión y amor incondicional, esto ha sido posible gracias a ustedes, les debo quien soy.*

*Gracias Arturo, Nadia, Abuelo Carlos, Abuela Lupe y Tíos por las palabras de aliento que me impulsaron en los menos y en los más, pero también por formar parte de mi alegría.*

*A Fabri, Paty, Arturo, Gemma, Ramón, Narce y Lulú, por ayudarme a tener una estancia placentera en esta gran universidad.*

*A todos ustedes les pertenece este trabajo.*

## CONTENIDO

<b>LISTADO DE FIGURAS</b>	I
<b>LISTADO DE TABLAS</b>	II
<b>RESUMEN</b>	V
<b>ABSTRACT</b>	VI
<b>CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN</b>	1
<b>CAPÍTULO II PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA</b>	3
II.1 Objetivo	3
II.1.2 Objetivos particulares	3
II.2 Hipótesis	4
II.3 Justificación	5
<b>CAPÍTULO III ANTECEDENTES Y GENERALIDADES</b>	6
III.1 Geoquímica Sedimentaria	6
III.2 Sedimentación en lagos	7
III.3 El Monzón Mexicano	9
III.4 Variabilidad Climática en la región durante el Cuaternario	11
III.4.1 Estadíos Isotópicos Marinos (MIS)	12
III.4.2 Eventos Heinrich	13
III.5 Trabajos Previos	14
III.5.1 Evolución Climática del noroeste de México y Suroeste de los EUA durante el Cuaternario Tardío	14
III.5.2 Evolución paleohidrológica del paleolago Babícora en el Cuaternario Tardío	17
<b>CAPÍTULO IV GEOGRAFÍA, CLIMA Y GEOLOGÍA</b>	26
IV.1 Climatología Regional	28
IV.2 Climatología e hidrología de la cuenca del paleolago Babícora	30
IV.3 Geología Regional	33
IV.4 Geología de la cuenca del paleolago Babícora	34

<b>CAPÍTULO V</b>	<b>MATERIALES Y MÉTODOS</b>	37
	V.1 Trabajo de campo y muestreo	37
	V.2 Trabajo de laboratorio	38
	V.2.1 Análisis de Susceptibilidad Magnética ( $\chi$ )	39
	V.2.2 Análisis de Elementos mayores y traza (Fluorescencia de Rayos X)	40
	V.2.3 Análisis de Carbono Total (CT), Carbono Inorgánico Total (CaCO <sub>3</sub> ) y Carbono Orgánico Total (COT)	42
	V.2.4 Análisis Cronológico	43
	V.2.5 Análisis Estadístico	44
<b>CAPÍTULO VI</b>	<b>RESULTADOS</b>	45
	VI.1 Estratigrafía	45
	VI.2 Modelo de edad de la secuencia sedimentaria	48
	VI.3 Análisis de Carbono	50
	VI.3.1 Carbono Orgánico Total (COT)	50
	VI.3.2 Carbono Inorgánico total (CaCO <sub>3</sub> )	52
	VI.4 Susceptibilidad Magnética ( $\chi$ )	54
	VI.5 Análisis Estadístico	56
	VI.6 Geoquímica	61
	VI.6.1 Diagramas Ternarios de Procedencia e Índices de Intemperismo Químico (IAQ y IAP)	65
	VI.6.2 Relaciones Elementales	69
	VI.7 Geoquímica de Alta Resolución (Fluorescencia de Rayos X Portátil)	75
<b>CAPÍTULO VII</b>	<b>DISCUSIÓN</b>	80
	VII.1 Sedimentología	80
	VII.2 Procedencia Sedimentaria	82
	VII.3 Modelo Cronológico	83
	VII.4 Reconstrucción paleohidrológica y Paleoclimática del paleolago Babícora para el Pleistoceno Tardío	85
	VII.5 Comparación con registros paleoclimáticos regionales	89
	VII.6 Registro de alta resolución y comparación con registros globales	92

VII.6.1 Comparación con el registro de los núcleos de hielo de Groenlandia e implicaciones climáticas	93
VII.6.2 Influencia de los Estadíos Isotópicos Marinos (MIS) y los eventos de escala milenaria (Heinrich) en Babícora	97
VII.7 Modelo paleohidrológico de Babícora durante el Pleistoceno Tardío	100
<b>CAPÍTULO VIII CONCLUSIONES</b>	102
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	105
<b>ANEXOS</b>	114

## LISTADO DE FIGURAS

	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
Figura 1	Ubicación del paleolago Babícora con respecto al límite geográfico del Monzón Mexicano, la ITCZ y los vientos dominantes durante el verano. Modificado de Poore <i>et al.</i> , 2005.	10
Figura 2	Compendio de trabajos realizados en la cuenca del paleolago Babícora con respecto al lapso y periodos climáticos que abarcan. Las letras y figuras representan los diferentes <i>proxies</i> utilizados por los autores.	18
Figura 3	Ubicación del paleolago Babícora con respecto a los diferentes desiertos de Norteamérica.	26
Figura 4	Distribución de la precipitación media mensual de los principales estados de México que constituyen el desierto de Chihuahua de 1941 a 2005. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional.	27
Figura 5	Mapa del paleolago Babícora con la ubicación del núcleo GF, poblados cercanos, caminos y arroyos principales.	28
Figura 6	Migración estacional de los centros de alta y baja presión, de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y la dirección de los vientos predominantes con respecto a la zona de estudio. Modificado de Pérez-Cruz, 2009.	30
Figura 7	Temperatura promedio mensual en la Cuenca del paleolago Babícora de 1957 a 1986. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional.	31
Figura 8	Precipitaciones medias de 1957 a 1986 en la cuenca del paleolago Babícora (a) precipitación promedio mensual (b) precipitación media anual.	32
Figura 9	La geología de la cuenca del paleolago Babícora está conformada por rocas volcánicas, sedimentarias y sedimentos aluviales y lacustres. Fuente: Servicio Geológico Mexicano, 1998.	35
Figura 10	Área de extracción de los núcleos sedimentarios en el paleolago Babícora.	37
Figura 11	Molienda de muestras en mortero de ágata.	28
Figura 12	Susceptibilímetro y sensor para la medición de la concentración de minerales magnéticos en las muestras de los núcleos sedimentarios del paleolago Babícora.	39
Figura 13	Medición de los núcleos sedimentarios con el equipo de Fluorescencia de Rayos X Niton XL3t.	41

	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
Figura 14	Diagrama de las partes del equipo utilizado para la medición de CT, CIT y COT.	42
Figura 15	Perfil litoestratigráfico del núcleo GF del paleolago Babícora y edades <sup>14</sup> C AMS.	47
Figura 16	Modelo cronológico para el perfil estratigráfico GF de Babícora, haciendo uso de la interpolación y extrapolación de las tasas de sedimentación.	49
Figura 17	Variación estratigráfica del COT y CaCO <sub>3</sub> a lo largo del perfil sedimentario GF con respecto a la profundidad y edades calendáricas AP.	51
Figura 18	Variación de la susceptibilidad magnética en el perfil estratigráfico de Babícora.	54
Figura 19	Diagrama de asociaciones entre variables geoquímicas y grupos principales.	60
Figura 20	Variación de las concentraciones de los óxidos de elementos mayores (en %) a lo largo del perfil sedimentario de Babícora y las unidades estratigráficas, determinados mediante FRX a intervalos de 10 cm.	63
Figura 21	Variación de las concentraciones de los elementos trazas a lo largo del perfil sedimentario y unidades estratigráficas (en ppm).	64
Figura 22	Diagrama ternario de procedencia y alteración química de los sedimentos. La línea punteada muestra la tendencia general de las muestras de sedimento con respecto al intemperismo químico (IAQ).	66
Figura 23	Variación del Índice de Alteración Química (IAQ) y del Índice de Alteración de Plagioclasas (IAP) con respecto a la edad y profundidad del perfil sedimentario de Babícora.	69
Figura 24	Variación de Zr/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> x 10 <sup>-4</sup> , TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Sr/Cu con respecto a la profundidad y edad del perfil GF.	72
Figura 25	Correlación entre los resultados de Fluorescencia de Rayos X (convencional) vs FRX Niton XL3t para Ti, Fe, Ca y Sr con ecuaciones de ajuste.	75
Figura 26	Variación de Ti, Fe, Ca y Sr en el perfil sedimentario con respecto a las edades calibradas antes del presente. La línea punteada representa el valor promedio de cada variable.	78
Figura 27	Distribución de algunos <i>proxies</i> paleoclimáticos con respecto a la edad del perfil estratigráfico GF de Babícora. Las secciones grises representan los periodos de reconstrucción paleoclimática.	87

	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
Figura 28	Comparación entre los <i>proxies</i> paleohidrológicos de alta resolución, IAQ y COT utilizados en el registro de Babícora con respecto al registro de $\delta^{18}\text{O}$ de los núcleos de hielo de Groenlandia. Se presentan los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) y los eventos Heinrich (H) que abarcan temporalmente.	95
Figura 29	Ubicación de algunos sitios de Norteamérica donde se han realizado investigaciones referentes a la paleoclimatología.	114
Figura 30	Algunos trabajos realizados en el norte de México y suroeste de EUA respecto al intervalo y periodos climáticos que abarcan. Se presentan registros continentales y marinos. Las letras representan los principales <i>proxies</i> utilizados por los autores. Las flechas indican que el registro citado comprende más de 80,000 años.	120

#### LISTADO DE TABLAS

	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
Tabla 1	Inicio de los Estadios Isotópicos Marinos para los últimos 130,000 años. El registro paleoclimático del lago Babícora comprende los MIS 3, 4 y 5. Fuente: Aitken y Stokes, 1997.	13
Tabla 2	Edades establecidas para la ocurrencia de los distintos eventos Heinrich en el último periodo glacial (Heming, 2004).	14
Tabla 3	Fechamientos realizados por Sánchez-Córdova (2012) en la parte superficial del núcleo GF de Babícora. Se presentan las fechas calibradas antes del presente y las tasas de sedimentación calculadas para las diferentes profundidades.	24
Tabla 4	Fechas $^{14}\text{C}$ y su calibración a través del programa computacional Calib 6.0 y la curva IntCal 09 (Reimer <i>et al.</i> , 2009).	48
Tabla 5	Estadística descriptiva de las variables estandarizadas de los sedimentos del perfil estratigráfico GF del Paleolago Babícora.	58
Tabla 6	Correlación entre variables geoquímicas en un valor significativo del 95 % (<0.05).	59
Tabla 7	Variación de los indicativos paleoambientales a lo largo del perfil. Los valores mayores y menores de cada <i>proxy</i> resaltan en recuadros grises y los valores importantes resaltan en negritas	73

	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
Tabla 8	Algunas Investigaciones paleoclimáticas realizadas en los desiertos de Norteamérica.	115
Tabla 9	Algunas Investigaciones paleoclimáticas realizadas en los desiertos de Norteamérica (continuación).	116
Tabla 10	Algunas Investigaciones paleoclimáticas realizadas en los desiertos de Norteamérica (continuación).	117
Tabla 11	Algunas Investigaciones paleoclimáticas realizadas en los desiertos de Norteamérica (continuación).	118
Tabla 12	Algunas investigaciones paleoclimáticas referentes a registros marinos en el norte de México.	119
Tabla 13	Principales investigaciones realizadas en el paleolago Babícora. Autores, <i>proxies</i> utilizados, periodo en años que abarcan y observaciones principales.	121
Tabla 14	Principales investigaciones realizadas en el paleolago Babícora. Autores, <i>proxies</i> utilizados, periodo en años que abarcan y observaciones principales (continuación).	122

## RESUMEN

El desierto de Chihuahua forma parte de los desiertos de Norteamérica y se localiza al norte de México y sur de EUA. La baja precipitación y alta evapotranspiración propician la existencia de varios lagos endorreicos efímeros (paleolagos) en la región. El presente trabajo se realizó en el paleolago Babícora, ubicado en el margen oeste del desierto de Chihuahua (29° N) en el estado de Chihuahua, México. La cuenca recibe una precipitación media anual de ca. 550 mm a partir de un régimen dominante de lluvias de verano que deja expuesto el cuerpo de agua a gran evaporación el resto del año. Se extrajo un núcleo sedimentario de ca. 10 m de longitud en la parte centro-este de la cuenca lacustre con un perforador de marca Eijelkamp, sin embargo este estudio contempla los sedimentos de 3 a 10 m. El modelo de edad se construyó con 4 fechas  $^{14}\text{C}$  AMS en el contenido orgánico de la muestra total, calibradas AP y comprende los sedimentos entre 34 y 79 ka cal AP. Las concentraciones multielementales, de Carbono Orgánico e Inorgánico Total (COT y CIT, respectivamente) fueron analizadas cada 10 cm mediante FRX convencional e HyperTOC. También se realizaron análisis de susceptibilidad magnética cada 0.5 cm con un susceptibilímetro, y de concentraciones de Fe, Ti, Ca y Sr cada 1 cm mediante FRX de alta resolución (Niton XL3t). Los diagramas ternarios de procedencia indican que los sedimentos depositados en la cuenca se derivaron de la erosión tanto de rocas félsicas (tobas riolíticas) como máficas (andesitas-traquiandesitas). Los resultados geoquímicos y magnéticos (IAQ, Ti,  $\text{CaCO}_3$ , Ca, Sr, Cu/Sr,  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\chi$ ) proporcionan *proxies* para reconstruir las condiciones hidrológicas y ambientales durante el Pleistoceno Tardío en la cuenca. De esta forma, el periodo de 79 a 59 ka cal AP fue el de mayor aporte pluvial, el lago alcanzó su máximo nivel y se depositaron bajas cantidades de COT debido posiblemente a la alta oxigenación del cuerpo de agua. Durante 59 y 39 ka cal AP, el aporte pluvial disminuyó gradualmente y aumentó la salinidad del lago, al igual que la actividad eólica en los alrededores. Las altas concentraciones de COT entre 59 y 44 ka cal AP se relacionan al menor aporte pluvial en la cuenca. Las grietas de desecación presentes indican un posible hiatus depositacional ca. 42 ka cal AP. Entre 39 y 34 ka cal AP el aporte pluvial aumentó, aunque fue menor que en la base de la secuencia, mientras que la actividad eólica y la salinidad fueron moderadas. En comparación con el registro de los núcleos de hielo de Groenlandia, se observa que las condiciones secas en Babícora corresponden a periodos estadiales y viceversa. Esto sugiere que las condiciones hidrológicas de la cuenca fueron condicionadas principalmente por las lluvias de verano en el Pleistoceno Tardío. Esta aseveración difiere con las condiciones reportadas a mayores latitudes y sugiere distintos regímenes hidrológicos entre el sur de EUA y el norte de México. Así mismo, las condiciones existentes durante los Estadios Isotópicos Marinos indican que el paleolago es sensible a los cambios globales de temperatura.

Palabras clave: Desierto de Chihuahua, Geoquímica, Paleoclimatología, Paleohidrología, Paleolago Babícora, Pleistoceno Tardío.

## ABSTRACT

The Chihuahuan desert forms part of the North American Deserts and is located between northern Mexico and southern USA. The low annual precipitation and high evapo-transpiration in the region led to formation of various endorheic and ephemeral lacustrine basins (paleolakes) in the region. This work was realized in the Babicora paleolake, located at the western limit of the Chihuahuan desert (29°N) in the Chihuahua state of Mexico. This basin presently receives a mean annual precipitation of ca. 550 mm through the dominant summer precipitation and remains dry during the rest of year due to high evaporation. A ca. 10 m long sediment core was collected from the central-eastern part of the lacustrine basin using an Eijelkamp soil corer and this study reports the sediments between depths of 3 and 10 m. The age model constructed from the  $4^{14}\text{C}$  AMS on organic matter content in bulk sediments constrains the sediments of this study between 34 and 79 cal ka BP. Multi-element concentrations and contents of total organic and inorganic carbon were analyzed at an interval of 10 cm by conventional XRF and HyperTOC. Similarly, the magnetic susceptibility was measured at every 0.5 cm and concentrations of Fe, Ti, Ca and Sr were analyzed at every 1 cm interval. The ternary diagrams of provenance suggest that the sediments were derived from both felsic (rhyolitic tuffs) and mafic (andesites-trachyandesites) rocks exposed in the surrounding. The geochemical and magnetic data (CIA, Ti,  $\text{CaCO}_3$ , Ca, Sr, Cu/Sr,  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , and  $\chi$ ) are used as *proxies* to reconstruct the hydrological and environmental conditions for the late Pleistocene. The most humid period at Babicora with high pluvial discharge into the basin was identified between ca. 79 and 59 cal ka BP. The lake reached its highest level and possible high oxygenation prevented the organic carbon preservation during this period. Between ca. 59 and 40 cal ka BP, the pluvial discharge gradually reduced leading to increasing salinity of the water column and aeolian activity increased in the basin surroundings. The preservation of high TOC (ca. 59-44 cal ka BP) was possibly caused by lower pluvial input into the basin. The mud cracks suggest presence of a hiatus at ca. 42 cal ka BP. In the period between ca. 40 and 34 cal ka BP, conditions were relatively humid with moderate aeolian activity and salinity. Comparing this register with the Greenland ice core record, it is observed that the dry intervals at Babicora correspond to cold-stadials and vice versa. This suggests that hydrological conditions of the basin were dominantly affected by the summer rainfall during the late Pleistocene. This conclusion differs from conditions reported from higher latitudes and suggests different hydrological regimes between southern USA and northern Mexico. Likewise, the Babicora conditions during different MIS indicate that the paleolake is susceptible to global change in temperature.

Keywords: Chihuahuan desert, Geochemistry, Paleoclimatology, Babicora Paleolake, Late Pleistocene.

## CAPÍTULO I

### INTRODUCCIÓN

El clima actual se registra principalmente a partir de estaciones meteorológicas que miden parámetros tales como: temperatura, precipitación, cambios en la dirección del viento, etc., y también a partir de documentos históricos que indican los eventos que afectaron a la población como sequías, abundancia de cosechas, inundaciones, entre otros. Cuando los registros históricos e instrumentales son insuficientes para conocer las condiciones del cambio climático en el pasado (ej. cambios a largo plazo como las glaciaciones), las herramientas paleoclimatológicas son de gran utilidad para resolver este problema.

La paleoclimatología es el estudio de los procesos climáticos en el pasado geológico reciente, más allá de los registros históricos e instrumentales. Esta disciplina es de gran importancia para conocer la variabilidad climática a través del tiempo geológico ya que, permite identificar y entender los mecanismos que desencadenaron dichos cambios (forzamientos externos e internos). Así mismo, el estudio paleoclimático permite entender el clima actual y ayuda a predecir posibles escenarios futuros en medida de la modificación de sus variables y aunque no provee una guía exacta del futuro, si fortalece el entendimiento del sistema Tierra, las tendencias climáticas actuales y las repercusiones a escala humana (PAGES, 2009).

Las investigaciones paleoclimáticas derivan del estudio de sedimentos marinos y lacustres, núcleos de hielo, anillos de árboles, corales, espeleotemas, madrigueras de roedores, etc. que registran los procesos ambientales que actuaron en su formación y depositación. De los registros mencionados, los sedimentos marinos y lacustres son ampliamente utilizados en la paleoclimatología porque ayudan a entender los procesos ambientales involucrados en su depositación. Estos sedimentos proveen evidencia de las variaciones de vegetación en los alrededores, profundidad de la columna de agua, salinidad, balance hidrológico, aporte clástico, pluvial o eólico, variaciones de productividad orgánica en la cuenca y cambios en la dirección de los vientos.

Las diferentes condiciones paleoambientales se obtienen a través del estudio de *proxies* que son indicadores cuantificables del cambio climático contenidos dentro de un registro que cubre un lapso previo a las mediciones instrumentales del clima (Ruddiman, 2007). Los *proxies* son sensibles a los cambios de su entorno y ayudan a reconstruir diferentes variables ambientales. Los más utilizados son los biológicos (polen, diatomeas, ostrácodos, foraminíferos, etc.), magnéticos (susceptibilidad magnética), geológicos (estratigrafía, sedimentología, etc.) y geoquímicos (Carbono Orgánico Total, Carbono Inorgánico Total, concentraciones multielementales, etc.) (Murillo de Nava *et al.*, 1999; Lozano García *et al.*, 2002; Cheshire *et al.*, 2005; Pérez Cruz, 2006; Dean, 2006; Roy *et al.*, 2010).

Tomando en consideración que las secuencias sedimentarias lacustres resultan de un ambiente sensible a los cambios de su entorno, y registran información valiosa de las condiciones paleoclimáticas existentes. El estudio geoquímico de los sedimentos del paleolago Babícora, ubicado en el norte de México, permitirá aumentar el conocimiento de la evolución climática de la región, ya que comprende temporalmente uno de los registros más extensos de la región, que debido a su posición geográfica (ca. 29 °N) es susceptible a patrones climáticos, tanto de zonas tropicales como de zonas subtropicales, y por lo tanto al cambio climático (Mayewski *et al.*, 2004).

## CAPÍTULO II

### PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

#### II.1 Objetivo

El objetivo principal de este trabajo es identificar los eventos paleohidrológicos ocurridos durante el Pleistoceno Tardío (ca. 34-80 ka) en el paleolago Babícora a escalas milenarias, empleando herramientas geoquímicas, magnéticas y estratigráficas, para reconstruir las condiciones paleoclimáticas de la región desértica del norte de México (desierto de Chihuahua).

#### II.1.2 Objetivos particulares

- Entender las variaciones en la productividad orgánica a partir del contenido de Carbono Orgánico Total (COT).
- Identificar los periodos de precipitación de carbonato autigénico y/o biogénico mediante las variaciones del carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ).
- Entender la variación en la precipitación, evaporación y actividad eólica en los alrededores de la cuenca mediante datos geoquímicos y magnéticos.
- Identificar la procedencia de los sedimentos depositados en la cuenca, mediante diagramas ternarios A-CN-K.
- Cuantificar el grado de interacción sedimento-agua mediante las variaciones de los índices de alteración química (IAP y IAP).
- Relacionar las condiciones de humedad de la cuenca con las lluvias de verano o invierno imperantes en la región a lo largo del tiempo.
- Comparar el registro geoquímico obtenido entre 34 y 80 ka con trabajos previos para entender de mejor forma las condiciones paleoclimáticas del noroeste de México durante el Pleistoceno Tardío.

## II.2 Hipótesis

Los paleolagos son cuencas lacustres endorreicas de agua somera y salina que se formaron en depresiones topográficas en regiones áridas y semiáridas, donde los procesos de evapotranspiración exceden la precipitación. Debido a su posición geográfica (en relación con los márgenes climáticos), y las características físicas, químicas y biológicas de los materiales que conforman sus sedimentos, son sensibles a pequeñas variaciones en los patrones ambientales (temperatura, precipitación, dirección del viento, etc.). Estos cambios en los procesos geomorfológicos de la zona de drenaje, son amplificados y por lo tanto, preservados en el registro sedimentario.

Las características sedimentológicas y la asociación, tanto de los minerales detríticos como evaporíticos, están controladas por la interacción de diversos factores entre los que podemos citar: la descarga pluvial en la cuenca, la composición de las rocas que la rodean, la precipitación regional, la precipitación secuencial de minerales evaporíticos, la disolución y reprecipitación de evaporitas previamente depositadas, la reversión de los procesos de intemperismo precursores de la formación de los minerales arcillosos, la reducción de sulfatos en un ambiente anóxico de depósito, etc. De esta manera, las características geoquímicas de los sedimentos depositados en las cuencas proveen información acerca de los paleoambientes deposicionales, la paleoprecipitación y la paleosalinidad.

### II.3 Justificación

El estudio paleoclimático continental en México se ha realizado principalmente en los lagos ubicados en el centro del país mediante el empleo de *proxies* biológicos, (Bradbury, 1989; Caballero, 1997; Lozano-García *et al.*, 1993, 1998; Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Caballero *et al.*, 1998, 1999) mientras que la región árida del norte de México ha sido poco estudiada debido a la escasa preservación de indicadores biológicos durante el Pleistoceno y Holoceno (Metcalf *et al.*, 2002; Palacios-Fest *et al.*, 2002; Lozano-García *et al.*, 2002; Ortega-Guerrero *et al.*, 1999).

El entendimiento paleoclimático en Norteamérica se basa en los registros de altas latitudes (ej. EUA y Groenlandia) que son mayores en proporción respecto de los existentes en bajas latitudes (ej. México y Centroamérica). Sin embargo, el estudio paleoclimático de las regiones tropicales y subtropicales es de vital importancia porque permite establecer límites climáticos para así entender las respuestas latitudinales del sistema climático a forzamientos internos y externos.

En sitios que se caracterizan por la escasa o nula presencia de *proxies* biológicos, la geoquímica de sedimentos cobra gran importancia, ya que puede utilizarse exitosamente como una herramienta en el estudio paleoclimático siendo condicionada únicamente por la preservación de material sedimentario y no por la preservación de material biológico, que requiere de condiciones más estrictas.

---

---

## CAPÍTULO III

### ANTECEDENTES Y GENERALIDADES

#### III.1 Geoquímica Sedimentaria

El estudio geoquímico de los sedimentos y rocas sedimentarias, ha sido una herramienta de gran utilidad para entender la evolución de la Tierra a lo largo del tiempo (Nesbitt y Young, 1982; Taylor y McLennan, 1985; Kronberg *et al.*, 1986; Visser y Young, 1990), ya que las características geoquímicas de los sedimentos dependen de diversos factores como la geología del área, intensidad del intemperismo químico, erosión, diagénesis, metamorfismo, etc.

Entre los factores mencionados, el intemperismo químico es el de mayor importancia en la cuenca estudiada porque afecta de distintas maneras a los diferentes minerales constituyentes de las rocas y condiciona la composición de los sedimentos depositados. Con el aumento en el grado de interacción entre agua-roca, los minerales primarios como feldespatos, anfíboles, piroxenos se transforman a minerales arcillosos (ej. caolinita, esmectita). Durante este proceso, los cationes solubles ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ ) se liberan de los minerales primarios, y los minerales secundarios (arcillas) se enriquecen en elementos insolubles ( $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Ti}^{4+}$ ) (Nesbitt y Young, 1982; Smykatz-Kloss *et al.*, 2004; Roy *et al.*, 2006; Roy y Smykatz-Kloss, 2007). De esta forma, durante el proceso de intemperismo los componentes máficos (ej. olivino, piroxenos) son afectados en mayor medida que los félsicos (ej. feldespato potásico, cuarzo) (Goldich, 1938).

Los productos resultantes del intemperismo y la erosión de la cuenca son transferidos y depositados en los sedimentos lacustres. Estos componentes se pueden estudiar mediante las concentraciones químicas que los conforman. Muestra de esto es que el establecimiento de relaciones multielementales permite crear indicadores de ciertas condiciones ambientales. Algunos ejemplos son: el Índice de Alteración Química (IAQ) que indica el grado de interacción entre el sedimento y agua en la zona de drenaje (Fedo *et al.*,

1995). La concentración de titanio (Ti) es un *proxy* de la erosión de las rocas en la zona de drenaje durante el flujo de agua a la cuenca (Roy *et al.*, 2012a; Sosa-Nájera *et al.*, 2010). Los índices  $Zr/Al_2O_3$  y  $SiO_2/Al_2O_3$  indican aporte eólico (Roy *et al.*, 2006). El Carbono Inorgánico Total (CIT) indica la salinidad o productividad de ostrácodos y el Carbono Orgánico Total (COT) es un *proxy* de la variación en la productividad del cuerpo de agua y de la cuenca (Meyers y Teranes, 2001; Chávez-Lara *et al.*, 2012).

### III.2 Sedimentación en lagos

Los lagos son cuerpos de agua que se forman en cuencas endorreicas dentro del continente y que no presentan conexiones directas con el mar. Existen diversas clasificaciones de los lagos de acuerdo al origen de su cuenca o por las propiedades fisicoquímicas de los mismos. De acuerdo a la salinidad del cuerpo de agua podemos identificar los denominados paleolagos (Eugster y Hardie, 1978). Un paleolago, también conocido como lago playa, es un sistema lacustre ubicado en una cuenca endorreica dentro de una zona árida o semiárida, donde la mayor parte de captación de agua tiene lugar durante la época lluviosa y el resto del año es sometido a tal evaporación, que el cuerpo de agua suele desaparecer (Hardie *et al.*, 1978; Cohen, 2003).

Los paleolagos generalmente se encuentran próximos a 30° de latitud, es decir, se ubican cercanos o dentro de los grandes desiertos del mundo y, por ser una fuente natural de agua y minerales con potencial económico (ej. halita, silvita), suelen sostener las actividades económicas de las poblaciones que los rodean (Roy *et al.*, 2006).

El estudio sedimentológico y estratigráfico de estos sistemas lacustres ayuda a entender los procesos climáticos a los que fueron sometidos, ya que son condicionados por las características ambientales de sus alrededores (Cohen, 2003). Dentro de los materiales que se depositan en los lagos, podemos citar tres componentes principales: los sedimentos alogénicos, autigénicos y biogénicos.

Los sedimentos alogénicos tienen un origen externo al lago, es decir, proceden de los procesos geomorfológicos en la cuenca y son transportados por medios fluviales, pluviales o eólicos. Los sedimentos autigénicos son aquellos que precipitan a partir de una salmuera concentrada, que por saturación deposita los minerales conocidos como evaporitas. Por su parte, la fracción biogénica del sedimento deriva de la depositación de los materiales con origen biológico (ostrácodos, diatomeas, etc.) (Bradley, 1999). A partir de los tipos de materiales constituyentes del sedimento, se pueden determinar las características físicas, químicas y biológicas del ambiente sedimentario.

Por otra parte, en los lagos la sedimentación de los materiales detríticos depende de la energía del medio de transporte, grado de erosión y de la cubierta vegetal, que puede actuar como una barrera al transporte (Nichols, 2009). Comúnmente se pueden depositar sedimentos de granulometría fina entre arcilla y arena fina, aunque no es raro encontrar texturas medias o gruesas. Como se mencionó, la textura de los sedimentos depende principalmente de la energía del medio, pero generalmente las granulometrías más gruesas se sitúan hacia los márgenes de la cuenca o cerca de los afluentes, mientras que las finas se depositan en el depocentro del lago.

La sedimentación de minerales evaporíticos es producto de la concentración química gradual de la salmuera en respuesta a un balance hídrico negativo, donde las pérdidas de agua por evaporación son mayores que los aportes por actividad pluvial. Estas características fisicoquímicas permiten la depositación de minerales autigénicos en una secuencia predecible en respuesta al aumento de salinidad. Los primeros minerales en precipitar son los carbonatos como la calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) o la dolomita ( $\text{Ca}\cdot\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ ), los siguientes en precipitar serán los sulfatos como el yeso ( $\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) y en la fase de mayor salinidad precipitarán cloruros como la halita ( $\text{NaCl}$ ) o silvita ( $\text{KCl}$ ). Sin embargo, dependerá de las características físico-químicas del cuerpo de agua (Eugster y Hardie, 1978).

La depositación de material orgánico o biogénico dentro de una secuencia sedimentaria lacustre depende del tipo de cubierta vegetal de los alrededores, la productividad

orgánica del lago y las características fisicoquímicas del agua. De esta forma, la preservación de materia orgánica indica condiciones de oxigenación del cuerpo de agua, energía del medio de transporte, profundidad del cuerpo de agua, densidad de la cubierta vegetal, estacionalidad, etc. (Katz, 1990; Beuning *et al.*, 1997).

### III.3 El Monzón Mexicano

El Monzón Mexicano, también conocido como Monzón Norteamericano (NAM por sus siglas en inglés), es el fenómeno climático responsable de las lluvias de verano sobre la parte noroeste de México, suroeste de EUA y por lo tanto de gran parte de la humedad en el Desierto de Chihuahua. El Monzón Mexicano tiene gran influencia en la región de la Sierra Madre Occidental y contribuye con aproximadamente el 70 % de la precipitación anual en el noroeste de México y con alrededor del 40-50 % de la precipitación anual en los estados de Arizona y Nuevo México en EUA (Douglas *et al.*, 1993; Stensrud *et al.*, 1995). Por otra parte, en el actual sistema climático, los cambios de insolación estacional condicionan la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés) e influyen en la dirección de los vientos dominantes en Norteamérica, y por lo tanto, en las fuentes de humedad del noroeste de México, suroeste de EUA, y la región del Caribe y golfo de México (Metcalf *et al.*, 2000). Durante el invierno en el hemisferio norte, la ITCZ se ubica aproximadamente a 0° y en verano migra aproximadamente a 10° latitud norte por el mayor calentamiento de este hemisferio (Pérez-Cruz *et al.*, 2009) (Fig.1).

Esta migración en el verano boreal resulta en el transporte de humedad procedente del golfo de México y el Caribe a la región oriente de México por los vientos alisios, y en el transporte de humedad del Pacífico y golfo de California al noroeste de México y suroeste de EUA por los vientos del sureste (Hales, 1974; Douglas *et al.*, 1993; Stensrud *et al.*, 1995). Algunos estudios señalan que la fuente principal de humedad del estado de Chihuahua (estado donde se ubica el paleolago Babícora) tiene su origen en el golfo de México y en el océano Atlántico (Reyes *et al.*, 1993). Sin embargo, la ubicación del paleolago Babícora en el borde oeste del estado, en la región noroeste de México y al

borde de la Sierra Madre Occidental, donde prevalecen los máximos de precipitación por el Monzón Mexicano, son indicativos de que las lluvias predominantes tienen origen en el Pacífico (Hales, 1974). Si bien, la mayor parte del territorio Mexicano presenta un régimen hidrológico de lluvias de verano, la región noroeste de México recibe humedad y precipitación con origen en el Monzón Mexicano que se desarrolla en el Pacífico y a su vez recibe menor humedad por los vientos del golfo de México (Hales, 1974). Esto se debe al transporte de humedad a diferentes niveles de la tropósfera, mientras el Monzón Mexicano lo hace en bajos niveles, los vientos del golfo de México lo hacen en altos niveles y presentan menor humedad debido a la lejanía y la orografía que atraviesan (Douglas *et al.*, 1993).

El Monzón Mexicano se caracteriza por las altas precipitaciones concentradas entre junio y septiembre, justo después de lapsos de baja precipitación y máximos de temperatura. Sin embargo, su evolución puede entenderse en tres etapas.

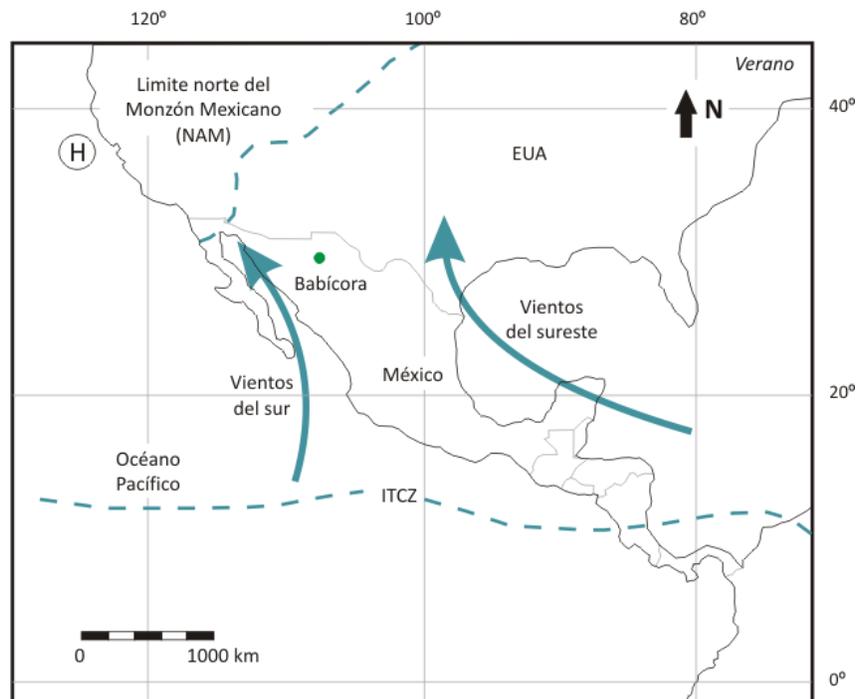


Figura 1. Ubicación del paleolago Babícora con respecto al límite geográfico del Monzón Mexicano, la ITCZ y los vientos dominantes durante el verano. Modificado de Poore *et al.*, 2005.

La primera etapa, conocida como fase de desarrollo, ocurre entre mayo y junio. Se caracteriza por un periodo de transición del régimen estacional frío a un régimen estacional cálido en el hemisferio norte. Estas condiciones propician la migración al norte del frente polar y la ITCZ a finales de junio (Parker *et al.*, 1989). Si bien las condiciones durante este lapso no son completamente húmedas, el calentamiento gradual de la superficie del océano permite la formación de nubes que serán transportadas durante la siguiente etapa del Monzón Mexicano.

La segunda fase del Monzón Mexicano se denomina etapa madura y se desarrolla entre julio y agosto. Esta fase inicia con lluvias intensas en el sur de México que se extienden rápidamente al norte sobre las faldas de la Sierra Madre Occidental además de Arizona y Nuevo México (Douglas *et al.*, 1993; Stensrud *et al.*, 1995; Higgins *et al.*, 1997). Este aumento de las precipitaciones en Norteamérica coincide con el incremento del transporte vertical de la humedad por convección (Douglas *et al.*, 1993), la intensificación de los vientos del sureste sobre el golfo de California (Badan-Dangon *et al.*, 1991) y el incremento de temperatura superficial del Pacífico este (Carleton *et al.*, 1990). La tercera y última fase, denominada etapa de decadencia, se desarrolla entre septiembre y octubre. Se caracteriza por efectos contrarios a la fase de madurez; es decir, el sistema climático empieza su desplazamiento lentamente al sur. Durante este periodo el Monzón Mexicano se debilita y la precipitación disminuye (Higgins *et al.*, 1997) concluyendo así la fase de lluvias monzónicas en Norteamérica.

#### **III.4 Variabilidad Climática en la región durante el Cuaternario**

Durante el Cuaternario Tardío las variaciones en la distribución del calor en el planeta afectaron la circulación oceánica y el clima global. De esta forma, la región de Norteamérica fue sensible a cambios en la radiación solar afectando los niveles lacustres en la región (Kirby *et al.*, 2006). Algunos de los eventos climáticos que se registraron en Norteamérica fueron los Estadios Isotópicos Marinos (MIS por sus siglas en inglés) y los eventos Heinrich (H).

### **III.4.1 Estadíos Isotópicos Marinos (MIS)**

Los Estadíos Isotópicos Marinos son periodos globales de variaciones de temperatura a lo largo del Pleistoceno y Holoceno. Estos han sido documentados principalmente mediante el  $\delta^{18}\text{O}$  de la estructura carbonatada de los foraminíferos en los sedimentos marinos de diferentes latitudes, tanto bajas (ej. Caribe, Pacífico) como altas (ej. Noratlántico) (Emiliani, 1955; Shackleton y Opdyke, 1973). De igual forma, han sido identificados en diversos registros climáticos alrededor del mundo como en los núcleos de hielo de Groenlandia (Huber *et al.*, 2006).

El índice  $\delta^{18}\text{O}$  es una relación entre el  $^{18}\text{O}$  y  $^{16}\text{O}$  que permite establecer el fraccionamiento isotópico del oxígeno relacionado con la temperatura. De forma global, las variaciones de  $^{18}\text{O}$  en el océano son controladas por la entrada de agua con diferente composición isotópica a causa de las fluctuaciones en los volúmenes de hielo tanto oceánicos como continentales (Bowen, 2009). Debido a que la señal isotópica en los sedimentos marinos del mundo es uniforme, pueden definirse diferentes estadíos isotópicos globales (Emiliani, 1955; Pisias *et al.*, 1984). Por convención los periodos cálidos (interglaciales) son identificados con números impares mientras que los periodos fríos (glaciales) con números pares (Bradley, 1999). De esta forma, el estudio de los registros isotópicos del último periodo glacial ha permitido identificar cinco Estadíos Isotópicos Marinos distintos (Shackleton y Opdyke, 1973; Aitken y Stokes, 1997). La tabla 1 presenta las edades estimadas para el inicio de los distintos MIS. Como puede observarse el MIS 5 está subdividido en 5 subestadíos (a-e), estos representan lapsos cálidos (a, c y e) y lapsos fríos (b y d) que debido a su escala temporal no son nombrados como estadíos (Bradley, 1999).

Tabla 1. Inicio de los Estadíos Isotópicos Marinos para los últimos 130,000 años. El registro paleoclimático del lago Babícora comprende los MIS 3, 4 y 5. Fuente: Aitken y Stokes, 1997.

<b>Estadío Isotópico Marino (MIS)</b>	<b>Inicio (años)</b>
<b>MIS 1</b>	11,000
<b>MIS 2</b>	24,000
<b>MIS 3</b>	60,000
<b>MIS 4</b>	74,000
<b>MIS 5</b>	130,000
MIS 5a	84,000
MIS 5b	92,000
MIS 5c	105,000
MIS 5d	115,000
MIS 5e	130,000

#### **III.4.2 Eventos Heinrich**

Los eventos Heinrich (H) son fluctuaciones climáticas globales que suelen coincidir con el desprendimiento de icebergs del manto Laurentino durante el último periodo glacial, especialmente entre 45° y 60° norte, y se registran dentro de la secuencias sedimentarias marinas por la deposición de clastos anómalos (*Ice Rafted Debris*) producto de la erosión de los glaciares (Heinrich, 1988). La proliferación de icebergs y su posterior derretimiento, al parecer desencadenaron el descenso de la temperatura y salinidad del Atlántico norte afectando la circulación oceánica y el clima global (Maslin y Shackleton, 1995; Vidal *et al.*, 1997).

Estos eventos se originan en el Noratlántico y está claro que ocurren por la interacción entre la atmósfera, la criósfera y el océano (Hemming, 2009). Sin embargo, el mecanismo que los propicia no está bien definido, al parecer el crecimiento continuo de los casquetes glaciares, al igual que los forzamientos externos, son la causa del desprendimiento periódico de grandes volúmenes de hielo (Heinrich, 1988).

La duración de los eventos Heinrich es debatible, sin embargo, se ha establecido que el lapso en que ocurren es alrededor de 495 años con una desviación estándar de 255 años (Hemming, 2004). Durante el último ciclo glacial se han identificado seis eventos Heinrich que suelen referirse como H1-H6, aunque algunos autores establecen la anomalía del *Younger Dryas* como el evento H0 (Bond y Lotti, 1995). Las edades establecidas de los eventos Heinrich mediante  $^{14}\text{C}$  (H0-H2) y correlaciones con el núcleo de Groenlandia (H1-H6) se muestran en la tabla 2.

Tabla 2. Edades establecidas para la ocurrencia de los distintos eventos Heinrich en el último periodo glacial (Heming, 2004).

H0	H1	H2	H3	H4	H5	H6
12 ka	16.8 ka	24 ka	31 ka	38 ka	45 ka	60 ka

### III.5 Trabajos Previos

La evolución paleoambiental del noroeste de México y suroeste de EUA durante el Pleistoceno-Holoceno ha sido documentada por diversos autores mediante el estudio de sedimentos lacustres, sedimentos marinos, espeleotemas y paleomadrigueras (ej. Van devender, 1990; Metcalfe *et al.*, 2002; Polyak *et al.*, 2004; Dean, 2006).

#### **III.5.1 Evolución Climática del noroeste de México y Suroeste de los EUA durante el Cuaternario Tardío**

Durante el último glacial, el clima dominante de Norteamérica se vio afectado por la expansión del manto Laurentino y la disminución de insolación. El frente polar, las corrientes de chorro del oeste y las celdas de alta presión se expandieron hacia bajas latitudes e influyeron de manera importante en la distribución de los vientos que traían consigo humedad al norte de México (Zic *et al.*, 2002; Benson *et al.*, 2003; Cheshire, 2005).

Los sistemas de tormentas del oeste migraron al sur (COHMAP members, 1988; Bartlein *et al.*, 1998; Negrini, 2002) hasta los 29° latitud norte durante el último glacial (Metcalf *et al.*, 2002). Esta migración disminuyó la temperatura alrededor de 9 °C por debajo del promedio actual e incrementó la precipitación anual aproximadamente 700 mm sobre la media actual en California (Barbour, 1988; Heusser, 1998). Los altos niveles lacustres en la región de Norteamérica para este periodo (ca. 110-10 ka) se relacionan a la mayor precipitación y menor evaporación (Enzel *et al.*, 2003, Kirby *et al.*, 2006). Algunos autores (Holmgren *et al.*, 2003; Kirby *et al.*, 2006) señalan que la migración de la posición media de la zona de convergencia intertropical (ITCZ) y las celdas de alta y baja presión, respondió a las variaciones de insolación estacional a lo largo del Pleistoceno-Holoceno, lo que desencadenó abundantes lluvias de invierno por los vientos del oeste (37-29 cal ka AP) y, en menor proporción, lluvias de verano por los vientos del sur y sureste (14-12 cal ka AP) (Badan-Dangon *et al.*, 1991; Roy *et al.*, 2010). Los registros de paleovegetación reportan el desarrollo de especies de clima frío en lugares donde actualmente existen matorrales desérticos (Van Devender, 1990; McAuliffe *et al.*, 1998; Holmgren *et al.*, 2003, 2006). A pesar de las condiciones sugeridas, existieron lugares en México como Cuatro Ciénegas (Coahuila) donde los indicadores biológicos indican un clima relativamente estable sin grandes fluctuaciones a lo largo del Wisconsiniano (Meyer, 1972) (ver anexos).

Como se mencionó, los altos niveles lacustres en Norteamérica durante el Pleistoceno suelen asociarse al crecimiento del manto Laurentino que propició el incremento de las lluvias invernales. Sin embargo, algunos autores reportan que las consecuencias de esta migración al sur de los sistemas de tormentas no se reflejaron de la misma forma en algunos lugares del sur de EUA y norte de México. Kirby *et al.* (2006) y Roy *et al.* (2012a) relacionan los altos niveles lacustres del lago Baldwin y Babícora durante el Pleistoceno Tardío con la expansión del Monzón Mexicano que llevó lluvias a la región durante el verano. Así mismo, los *proxies* biológicos (polen, vegetación C<sub>4</sub> y C<sub>3</sub>) indican la existencia de vegetación de verano para los últimos 46 ka cal AP en la frontera entre México y EUA, además de la ausencia o mínima presencia de matorrales desérticos para el mismo lapso (Holmgren *et al.*, 2006). Esto sugiere que la extensión geográfica del Monzón Mexicano

durante el periodo glacial fue similar a la actual, aunque sus límites fueron más marcados (Betancourt *et al.*, 2001; Holmgren *et al.*, 2003, 2006).

La transición del Pleistoceno al Holoceno se caracterizó por fluctuaciones de condiciones méxicas a xeríticas (Holmgren *et al.*, 2006), en donde el periodo climático llamado Bølling Alleröd se manifestó con condiciones áridas y cálidas mientras que el periodo del *Younger Dryas* (YD) presentó condiciones húmedas y frías (Polyak *et al.*, 2004; Holmgren *et al.*, 2006; Wagner *et al.*, 2010; Roy *et al.*, 2012a), aunque algunos autores (Ortega-Rosas *et al.*, 2008) sugieren que el YD se caracterizó por temperaturas entre 6-3 °C más bajas a las actuales y una precipitación de ca. 250 mm menor a lo largo de la Sierra Madre Occidental (SMO).

Para el Holoceno las investigaciones señalan periodos de insolación fluctuante, estacionalidad del perihelio y variación en la inclinación del eje terrestre. Esto resultó en el incremento de las temperaturas globales, el reordenamiento de la circulación atmosférica con base en la expansión del ecuador térmico y la migración al norte de la zona de convergencia intertropical (ITCZ). Estas condiciones produjeron cambios en la distribución de humedad y sequías en el hemisferio norte además del establecimiento de las condiciones climáticas actuales en Norteamérica (COHMAP members, 1988, Mayewski *et al.*, 2004). El Holoceno Temprano se caracteriza por la migración de vegetación de clima frío hacia altas latitudes y elevaciones superiores a 2,000 msnm. Esta vegetación, en cambio, fue reemplazada por matorrales y especies desérticas en periodos de sequía debido al establecimiento de los desiertos de Norteamérica (Van Devender, 1990, Holmgren *et al.*, 2003). Así mismo, existieron rápidos cambios climáticos influidos por la transición de condiciones estadales a interestadales (Mayewski *et al.*, 2004). Cabe mencionar que algunos autores (Ortega-Rosas *et al.*, 2008) sugieren que alrededor de los 9.2 ka cal AP se establecieron las lluvias monzonales, que incrementaron la precipitación de verano en la SMO. El Holoceno Medio presentó temperaturas ligeramente mayores a las actuales con varios periodos de enfriamiento de los polos y sequías en los trópicos entre 7 y 5 ka <sup>14</sup>C ka AP (Menking y Anderson, 2003; Mayewski *et al.*, 2004; Dean, 2006). Existen evidencias de que algunas partes elevadas presentaron condiciones de mayor

humedad que las de la actualidad, posiblemente por el establecimiento de lluvias monzonales y ciclones tropicales del Pacífico este (McAuliffe *et al.*, 1998), que incrementaron la precipitación ca. 200 mm en comparación con el Holoceno Temprano y temperaturas ca. 2 °C mayores a las actuales en la SMO (Ortega-Rosas *et al.*, 2008). Sin embargo, se han reportado extensas áreas de Norteamérica sujetas a gran variabilidad, con sequías severas seguidas por periodos gradualmente más húmedos, y que además, la fluctuación en los niveles lacustres fue resultado de los cambios relativos en la intensidad de los fenómenos de El Niño y La Niña con un régimen de lluvias invernal (Menking y Anderson, 2003). Para el Holoceno Tardío se establecieron las condiciones oceanográficas actuales, con ciclos intensos de la Oscilación del sur El Niño (ENSO) (Barron *et al.*, 2004; Pérez-Cruz, 2006)

Si bien, el Holoceno ha sido en general un periodo de mayores temperaturas, han existido lapsos húmedos y/o fríos como resultado del cambio del patrón de circulación de los vientos del oeste (Waters, 1989; Pérez Cruz, 2006). Estos cambios son el resultado de diversos factores, como la contracción del manto de hielo Laurentino o la cantidad de aerosoles volcánicos. Sin embargo, cabe mencionar que el principal forzamiento identificado es la variación de insolación a largo plazo que afectó las variables climáticas (Mayewski *et al.*, 2004).

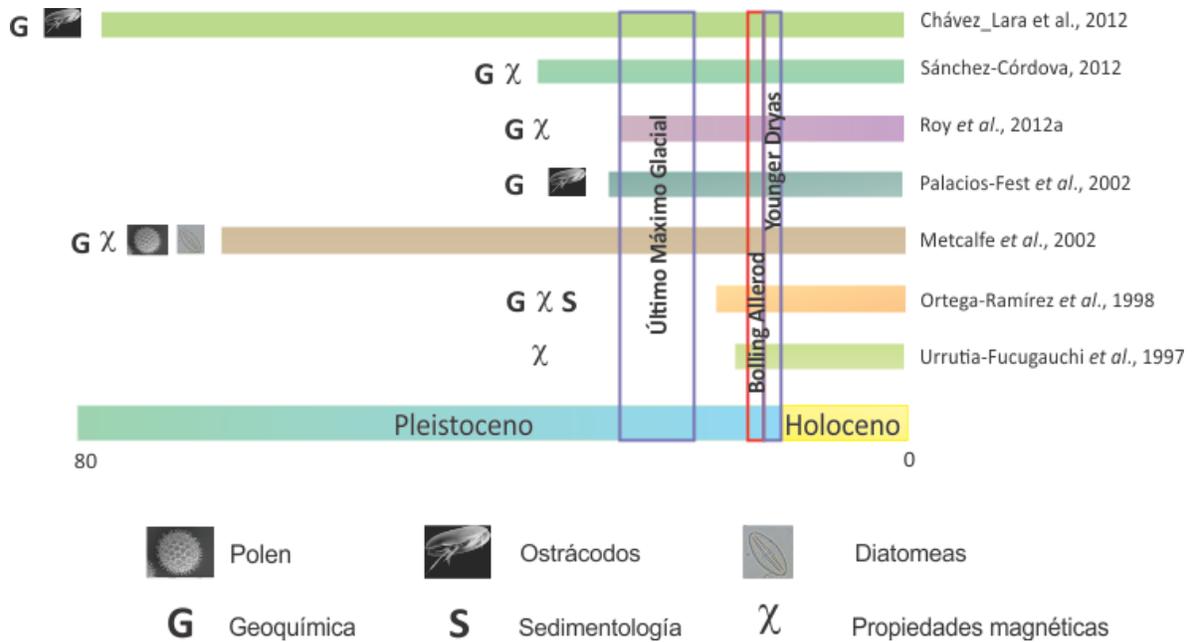
La sección de anexos presenta un resumen de algunos trabajos paleoclimáticos representativos de la región suroeste de EUA y norte de México (Tablas 8-12 y Fig. 29-30).

### **III.5.2 Evolución paleohidrológica del paleolago Babícora en el Cuaternario Tardío**

El paleolago Babícora ha sido objeto de diversos estudios referentes a la reconstrucción paleoclimática y paleohidrológica del Pleistoceno Tardío y Holoceno debido a su ubicación geográfica en el límite entre las condiciones tropicales y subtropicales (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1997; Ortega-Ramírez *et al.*, 1995, 1998; Metcalfe *et al.*, 1997, 2002; Palacios-Fest *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2012a; Sánchez-Córdova, 2012; Chávez-Lara *et al.*, 2012). Estos

trabajos se han realizado en los sedimentos lacustres de la cuenca con base en *proxies* magnéticos (susceptibilidad e intensidades magnéticas), sedimentológicos (características texturales), asociaciones biológicas (polen, diatomeas y ostrácodos) y geoquímicos (Fig.2).

Figura 2. Compendio de trabajos realizados en la cuenca del paleolago Babícora con respecto al lapso y periodos climáticos que abarcan. Las letras y figuras representan los diferentes *proxies* utilizados por los autores.



Urrutia *et al.* (1997) realizaron una reconstrucción paleohidrológica y paleoclimática de los últimos 16,000 a partir de las propiedades magnéticas (susceptibilidad magnética, magnetización remanente natural e isothermal) de 41 muestras de sedimentos lacustres, con espaciamiento variable. Además, realizaron 5 fechamientos radiocarbono de dos perfiles sedimentarios de ca. 3 m. Ellos establecieron un origen alogénico de los minerales magnéticos de la cuenca que resultaron de los procesos erosivos y depositacionales. También encontraron evidencia de dos periodos húmedos durante el Pleistoceno Tardío y Holoceno Temprano caracterizados por altos niveles lacustres y la expansión del cuerpo de agua. El periodo húmedo del Holoceno Temprano fue seguido de una sequía gradual con condiciones áridas ca. 6,000 años AP que probablemente expusieron la parte oeste a

procesos erosivos. Este periodo fue seguido de uno húmedo, en que el lago sufrió una extensión, y después uno seco donde se contrajo ca. 3,000-2,000 años AP.

Ortega-Ramírez *et al.* (1998) investigaron las condiciones paleoambientales de los últimos 18,000 años cal AP con análisis sedimentológicos, estratigráficos y geoquímicos de 41 muestras de intervalos variables, obtenidas de dos perfiles sedimentarios de ca. 3 m. Este estudio se basa de 13 fechas  $^{14}\text{C}$  (6 de este estudio y 7 previamente reportadas) para reconstruir las condiciones paleoambientales del lago Babícora y engloba las conclusiones reportadas por Ortega-Ramírez *et al.* (1995). Los autores atribuyen la extensión del lago Babícora durante el Wisconsiniano Tardío al aumento de las precipitaciones invernales y veranos templados debido a la expansión del manto Laurentino en Norteamérica. Así mismo, definen dos periodos húmedos entre el Pleistoceno Tardío y el Holoceno Temprano. El primero ca. 18-11 ka AP se caracterizó por la extensión del lago y el aumento de erosión y escorrentía debido a la expansión del manto Laurentino, además de la migración al sur de los sistemas de tormentas del oeste que incrementaron las lluvias en el suroeste de EUA. El segundo periodo ca. 11-8.9 ka AP se caracterizó por condiciones palustres en un lago perene y somero que atribuyen a la persistencia de las corrientes del oeste que incrementaron la precipitación por las bajas temperaturas del *Younger Dryas*. En el Holoceno Medio los autores indican condiciones palustres con depósitos eólicos, donde los procesos de deflación fueron comunes y las temperaturas fueron más cálidas que en la actualidad, alcanzando un máximo ca. 6 ka cal AP. Para el Holoceno Tardío (<4,000 años) los incrementos de materia orgánica, el ión Mg, y la disminución del ión Ca, apuntan a condiciones palustres sin grandes variaciones de humedad, lo que atribuyen a la menor fluctuación de la insolación estacional.

Metcalfe *et al.* (2002) realizaron estudios paleohidrológicos mediante indicadores micropaleontológicos (polen y diatomeas), magnéticos (susceptibilidad magnética) y geoquímicos, en un núcleo sedimentario de 4.7 m en la parte norte del lago. Los autores realizaron un muestreo sistemático cada 2, 5 y 10 cm y utilizaron 4 fechas  $^{14}\text{C}$  AMS, además de 5 fechamientos por series de decaimiento U-Th con lo cual cubrieron un rango máximo de 65,000 años. Cabe mencionar que este trabajo contempla las conclusiones

preliminares de Metcalfe *et al.* (1997). Entre 65 y 57 cal ka AP, identifican un lago profundo de alta energía con diatomeas de agua dulce (*Stephanodiscus niagarae*), granos de polen rotos y alta susceptibilidad magnética, además de abundantes bosques de pino-encino en los alrededores. Entre 57 y 38 ka cal AP identificaron fluctuaciones y abundancia de diatomeas *Fragilaria construens*, *Cyclotella meneghini* y polen *Chenopodiaceae* que apuntan a un lago somero, químicamente concentrado con probables lapsos de desecación y deflación interrumpidos por periodos húmedos con *Stephanodiscus niagarae*. Estas fluctuaciones se asocian a un periodo cálido con lluvias de verano. Para el periodo de 38 a 29 cal ka AP la abundancia de *Stephanodiscus niagarae* indica condiciones húmedas con un lago profundo de baja salinidad con bosques de pino-encino circundantes. Entre 29 y 10.5 ka cal AP las asociaciones de diatomeas (*Fragilaria construens*- *Stephanodiscus niagarae*) y el registro palinológico apuntan a un lago somero turbio en un ambiente frío y seco con bosques de pinos-piceas. Los altos niveles lacustres en Norteamérica durante el último glacial se atribuyen a la migración al sur de los sistemas de tormentas del oeste. Los autores de este trabajo señalan que esta migración alcanzó los 29° N y condujo al máximo nivel lacustre en Babícora ca. 57 ka cal AP cuando fue 19 m más profundo que en la actualidad.

Durante la transición del Pleistoceno al Holoceno señalan que el lago fue permanente, los granos de polen fueron poco preservados y existieron cambios significativos en la flora de diatomeas. La presencia de *Aulacoseira granulata* marca el establecimiento del régimen actual de lluvias de verano. El Holoceno se caracterizó por condiciones generalmente secas con incrementos en salinidad (altas concentraciones de Ca y Sr), disminución en la erosión (baja susceptibilidad magnética) y bajas tasas de sedimentación. La escasa preservación de polen entre 25 y 1.5 ka cal AP y la nula preservación de diatomeas a partir de 10.6 ka cal AP, fueron limitantes para reconstruir la profundidad del agua y la vegetación de los alrededores.

Palacios-Fest *et al.* (2002) realizaron una reconstrucción paleolimnológica de los sedimentos de Babícora a partir de 3 perfiles estratigráficos de 2.4, 2.3 y 3 m, el intervalo de muestreo fue variable obteniendo 23, 14 y 18 muestras, respectivamente. En estas

muestras se analizaron las asociaciones faunísticas de ostrácodos y la química de sus valvas (Mg/Ca y Sr/Ca). Así mismo, el control cronológico fue realizado a partir de 10 fechamientos radiocarbono que comprendieron alrededor de los últimos 33,000 años. Ellos interpretaron condiciones de salinidad y temperatura variables a lo largo del Pleistoceno Tardío-Holoceno. Entre 33 y 20 ka AP la dominancia de *Candona patzcuaro* en asociación con *Limnocythere platyforma* y *Limnocythere ceriotuberosa* sugieren condiciones fluctuantes de salinidad entre oligohalina y mesohalina, mientras que las relaciones químicas indican bajas temperaturas del agua entre 5 y 10 °C. Estas características las atribuyen a la migración del sistema climático al sur y al aumento de precipitación, lo que disminuyó la salinidad ca. 20 ka cal AP en un ambiente húmedo y frío. Entre 20 y 13 ka AP el lago presentó gran estabilidad con condiciones de baja salinidad, las especies de ostrácodos se diversificaron y la temperatura del agua fue más o menos constante (6.5 °C). Los autores atribuyen estas condiciones húmedas a la actividad anticiclónica de las celdas polares de alta presión que se desplazaron al sur y al fortalecimiento de los vientos del oeste. Durante el final del Pleistoceno y el Holoceno Temprano el lago disminuyó su superficie y aumentó su salinidad (*Limnocythere bradburyi*), con algunos lapsos húmedos (*Limnocythere platyforma*). La parte oeste se volvió palustre y se depositaron sedimentos típicos de este ambiente. En el Holoceno Medio la humedad efectiva disminuyó y la temperatura varió hasta alcanzar los 21 °C. Durante el Holoceno Tardío la humedad efectiva aumentó (*Candona patzcuaro*, *Limnocythere platyforma*) y la química de los ostrácodos indica una disminución de temperatura ca. 8.2 °C con base en el índice Mg/Ca. Los autores atribuyen estas características a inviernos fríos alrededor de la cuenca y a las anomalías estacionales que afectaron las celdas de presión en el hemisferio norte.

Con base en la menor salinidad y temperatura en que se depositaron los sedimentos del sur del lago, los autores señalan que los principales afluentes provinieron de esta parte y en menor proporción del oeste. Así mismo, de acuerdo a la paleoecología de los ostrácodos y la química de valvas los autores infieren un lago monomítico (probablemente con una cubierta de hielo) y abierto durante algunas épocas del año.

Roy *et al.* (2012a) realizaron una reconstrucción paleohidrológica del margen oeste del desierto de Chihuahua con base en el estudio geoquímico de una secuencia sedimentaria del paleolago Babícora (Ti, IAQ, COT, Ca y  $\chi$ ). El estudio contempló intervalos de muestreo variables, la susceptibilidad magnética fue realizada cada 0.5 cm, la geoquímica cada 1 cm y los análisis de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT) de cada 4 a 6 cm. El control cronológico fue realizado con 5 edades  $^{14}\text{C}$  AMS con lo cual estudiaron los últimos 27,000 años. Estos autores reportan condiciones de baja descarga pluvial y condiciones hidrológicas relativamente estables ca. 27-19 ka cal AP basados en las fluctuaciones y bajos valores de titanio (Ti). Durante 22-20 y ca. 23 ka cal AP reportan periodos de alta salinidad y actividad eólica intensa. Esto es indicado por las altas concentraciones de Ca y minerales magnéticos ( $\chi$ ), respectivamente. Así mismo, consideran que durante el Último Máximo Glacial (UMG) la precipitación de verano fue baja y el contenido de Ti en los sedimentos fue el reflejo de la intensidad de estas lluvias. También proponen un periodo contemporáneo al evento climático Heinrich 2 (H2) de alta humedad (>Ti). Mientras que para el H1, el alto contenido de Ca, los altos valores de susceptibilidad magnética y las bajas concentraciones de Ti indican condiciones secas. El menor contenido de Ca con respecto al Ti sugiere condiciones relativamente húmedas durante el *Younger Dryas* en comparación con el H1. Estos autores reportan condiciones muy variables para los últimos 19 ka cal AP. Las fluctuaciones del Índice de Alteración Química (IAQ) y los valores de Ti durante ca. 15-13 ka cal AP resultan de un periodo hidrológicamente inestable, mientras que el alto contenido de Carbono Orgánico Total (COT) indica incrementos en la productividad orgánica durante el Bølling Alleröd. Entre 7.6 y 3 ka cal AP, infieren un hiatus depositacional que originó marcas de desecación producto de condiciones áridas e intensa actividad eólica. Así mismo, ca. 3 ka cal AP identifican condiciones áridas que se reflejaron en bajos valores de IAQ.

Otro aspecto de importancia dentro del trabajo reportado por Roy *et al.* (2012a) radica en la identificación de ciclos de ca. 1.48 ka que coinciden con los denominados Ciclos Bond. Además, con los análisis espectrales del Ti identificaron un periodo de 317 años, lo que sugiere que la cuenca pudo ser sujeta a ciclos de actividad solar.

Sánchez-Córdova (2012) realizó una reconstrucción de las condiciones ambientales del paleolago Babícora mediante estudios estratigráficos, mineralógicos y geoquímicos de dos núcleos sedimentarios, el primero denominado NB con una profundidad de 272 cm ubicado al oeste de la cuenca y el segundo denominado GF, abarcando los primeros 276 cm de longitud, ubicado al centro este del lago. La autora llevó a cabo un muestreo sistemático a intervalos de 2 y 10 cm. Así mismo, utilizó 6 fechamientos por  $^{14}\text{C}$  AMS (2 en NB y 4 en GF) para crear un modelo cronológico de los perfiles estratigráficos que abarcó un rango máximo de 34,000 años. Entre 34 y 27 ka cal AP indica gran fluctuación de la humedad, con dos eventos secos (33.0-31.5 ka cal AP y 29.5-28.0 ka cal AP) caracterizados por alta salinidad ( $>\text{CO}_3$  y  $>\text{Sr/Rb}$ ) y aumentos de la actividad eólica ( $>\text{Zr/Al}$  y  $>\text{Si/Al}$ ). Estos periodos de sequía fueron separados por un periodo de mayor humedad ( $>\text{CIA}$  y  $>\text{TiO}_2$ ) registrado ca. 30 ka cal AP. Para el lapso de 27 a 19 ka cal AP el lago presentó baja evaporación ( $<\text{Sr/Rb}$ ) además de flujo detrítico moderado y constante ( $\text{TiO}_2$ ). A partir de los 19 ka cal AP observa un incremento en la salinidad ( $>\text{Sr/Rb}$ ), en la precipitación de carbonato ( $>\text{CO}_3$ ) y en la actividad eólica ( $>\text{Zr/Al}$ ). La transición del Pleistoceno al Holoceno se caracterizó por fluctuaciones paleoclimáticas breves. Entre 15 y 14 ka cal AP precipitaron cantidades importantes de carbonato, entre 14 y 13 ka cal AP aumentó la humedad ( $>\text{TiO}_2$ ,  $>\text{CIA}$ ) y al final de este periodo aumentó la actividad eólica ( $>\text{Zr/Al}$ ). Para la autora el Holoceno Temprano pudo ser relativamente húmedo. Entre 11 y 4 ka cal AP con base en una baja tasa de sedimentación (0.003 cm/año) infiere un posible hiatus sedimentario. Entre 3 y 1 ka cal AP indica un aumento en la precipitación de carbonatos y la formación de grietas de desecación.

Cabe mencionar que el estudio de Sánchez- Córdova (2012) es de gran importancia dentro de la presente investigación ya que utiliza los sedimentos superficiales ( $>276$  cm) del núcleo GF, y en los mismos realizó 4 fechamientos  $^{14}\text{C}$  AMS para crear un modelo cronológico del perfil. La tabla 3 presenta las fechas utilizadas y las tasas sedimentarias calculadas.

Tabla 3. Fechamientos realizados por Sánchez-Córdova (2012) en la parte superficial del núcleo GF de Babícora. Se presentan las fechas calibradas antes del presente y las tasas de sedimentación calculadas para las diferentes profundidades.

<b>Profundidad (cm)</b>	<b>Edad <sup>14</sup>C AMS</b>	<b>Alcance 2 sigma</b>	<b>Edad en Años cal AP</b>	<b>Tasa de Sedimentación (cm/año)</b>
17	1,400 +- 40	1,272-1,378	1,325	0.00772
37	3,610 +- 40	3,830-4,000	3,915	0.00305
89	17,640 +- 90	20,533-22,392	20,962	0.01442
273	28,960 +- 230	32,941-34,495	33,718	

Chávez-Lara *et al.* (2012) realizaron una reconstrucción de las características físico-químicas del agua del paleolago Babícora (temperatura y salinidad) para los últimos 72 ka cal AP. Esto lo hicieron a partir del estudio de las asociaciones faunísticas de los ostrácodos y el apoyo de las variaciones de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT) en el perfil sedimentario del núcleo GF. Ellos realizaron un muestreo de cada 10 cm a lo largo de 865 cm y utilizaron un total de 8 edades <sup>14</sup>C AMS para crear un modelo cronológico. Cabe mencionar que las edades utilizadas por los autores son las mismas del presente estudio para la base del perfil, es decir, 5 de las edades mencionadas se fecharon en sedimentos de la parte superficial del núcleo GF (<276 cm) y tres en la parte basal (>276 cm).

Entre 72 y 57 ka cal AP señalan que la presencia de especies de ostrácodos de agua dulce (*Candona patzcuaro*) y la ausencia de especies salinas (*Cypridopsis vidua*, *Limnocythere ceriotuberosa*) indican que el lago presentaba baja salinidad (>100 ppm) y alta temperatura (13-32 °C) con algunas variaciones de salinidad entre 63 y 62 ka cal AP. Entre 57 y 49 ka cal AP, la presencia de *Cypridopsis vidua* y *Limnocythere ceriotuberosa* indican que el lago tenía mayor salinidad (>500 ppm) y que la temperatura del agua fluctuó entre 4 y 15 °C. Entre 49 y 29 ka cal AP se presentaron las condiciones óptimas para el incremento de los ostrácodos. La abundancia de *L. bradburyi*, *L. platyforma* y *L. ceriotuberosa* indica que la temperatura varió entre 5 y 32 °C al igual que la salinidad

entre 100 y 100,000 ppm. La alta abundancia de *C. vidua* y *L. platyforma* sugieren un lago diluido entre 49 y 43 ka cal AP y la presencia de *L. bradburyi* indica alta salinidad entre 43 y 29 ka cal AP. Para el periodo de 29 a 12 ka cal AP los autores señalan que la asociación de *C. vidua* con *L. ceriotuberosa* permite pensar que el lago Babícora presentó una temperatura mayor a 13 °C y salinidad entre 500 y 4,000 ppm. Para los últimos 12 ka cal AP no existió preservación de ostrácodos, sin embargo, el incremento de calcita indica alta salinidad y temperatura, mientras que las grietas de desecación señalan condiciones de sequía alrededor de los 1,000 años cal AP.

En la sección de anexos se presenta una tabla resumida de los trabajos citados previamente (Tabla 14).

## CAPÍTULO IV

## GEOGRAFÍA, CLIMA Y GEOLOGÍA

El Desierto de Chihuahua forma parte de la franja de desiertos de Norteamérica junto con los desiertos de Mojave, Sonora y la Gran Cuenca (Fig. 3). Se ubica aproximadamente entre las coordenadas extremas 22-32 ° latitud norte y 100-109° longitud oeste, es decir, conforma el borde occidental de la franja de los grandes desiertos del mundo y se extiende entre los estados de Chihuahua, Durango, Zacatecas, Nuevo León y San Luis Potosí al norte de México y en los estados de Nuevo México, Texas y Arizona al sur de EUA (Palacios-Fest *et al.*, 2002).

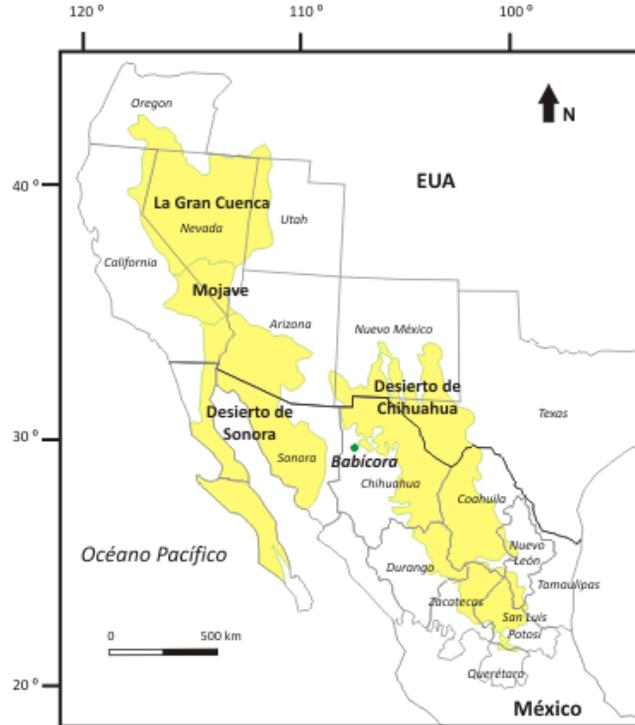


Figura 3. Ubicación del paleolago Babicora con respecto a los diferentes desiertos de Norteamérica.

El desierto de Chihuahua tiene una extensión aproximada de 362,000 km<sup>2</sup> y está conformado por extensas planicies interrumpidas por serranías. Presenta un clima seco semicálido que supera los 40 °C en verano y desciende por debajo de los 0 °C en invierno,

con una precipitación promedio anual de 235 mm (Schmidt, 1979; COREMI, 1994). Los estados de México que constituyen el desierto de Chihuahua se caracterizan por un régimen de lluvias de verano con máximas precipitaciones en los meses entre junio y septiembre (Fig. 4). La región que exhibe menores valores de humedad es la comprendida por el estado de Coahuila (327 mm/año) mientras, la más húmeda se sitúa en el estado de San Luis Potosí (946 mm/año) que en conjunto no es desértico (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional).

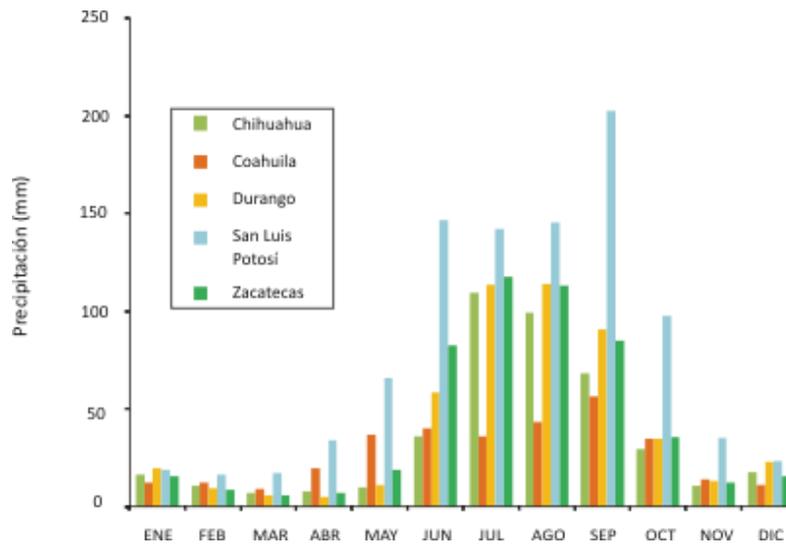


Figura 4. Distribución de la precipitación media mensual de los principales estados de México que constituyen el desierto de Chihuahua de 1941 a 2005. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional.

El paleolago Babícora se localiza en el margen occidental del Desierto de Chihuahua, en el municipio de Gómez Farías al oeste del estado de Chihuahua, México, entre las coordenadas 29° 21'N y 107° 50'W a una elevación de 2,200 msnm (Fig. 5). Este lago se ubica dentro de una cuenca tectónica endorreica (ca. 25 km de largo y 12 km de ancho) formada durante el Terciario Superior. La cuenca está rodeada por geoformas con elevaciones entre 2,500 y más de 3,000 msnm pertenecientes a la subprovincia de Altas Llanuras dentro de la Sierra Madre Occidental (Raisz, 1959). Esta subprovincia está basculada al noroeste, dispuesta en un patrón de fallas escalonadas y representa un límite transicional de la Sierra Madre Occidental a la provincia de Sierras y Cuencas de Norteamérica ("*Basin and Range*") (COREMI, 1994).

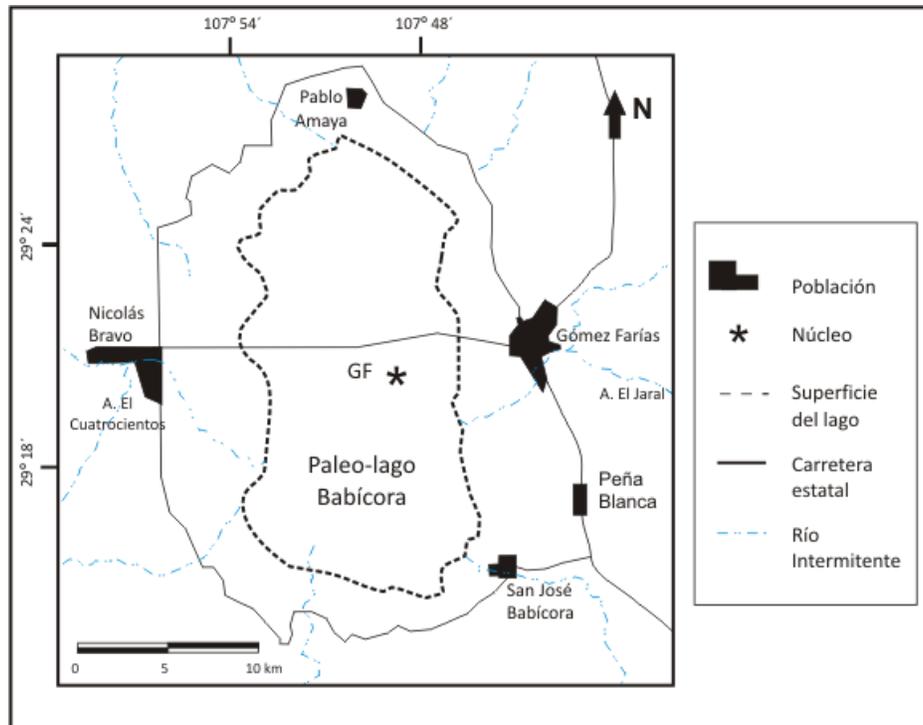


Figura 5. Mapa del paleolago Babícora con la ubicación del núcleo GF, poblados cercanos, caminos y arroyos principales.

#### IV.1 Climatología Regional

El clima del noroeste de México, al igual que del suroeste de EUA, deriva del posicionamiento e intensidad de las celdas atmosféricas de alta presión y su interacción con la masa continental que originan los vientos que transportan humedad desde el Pacífico y golfo de México. Los cambios estacionales propician dos regímenes hídricos en la zona: la mayor parte de la humedad es producto de lluvias de verano mientras que una pequeña porción se produce en invierno (Barry y Chorley, 2003; Gochis *et al.*, 2006).

En verano, el calor de la Gran Cuenca en EUA forma una celda de baja presión que contrasta con una de alta presión adyacente que se desplaza al norte junto con la zona de convergencia intertropical (ITCZ). De esta forma, los vientos alisios traen consigo humedad de las tormentas tropicales del golfo de México, humedad del océano Pacífico y a menudo lluvias efímeras producto de la evaporación en el golfo de California (Schmidt, 1983; Tang

y Reiter, 1984; Vera *et al.*, 2006; Blanchet *et al.*, 2007). A finales de junio el giro anticiclónico del sureste que afecta el norte de México se debilita y es reemplazado por vientos del golfo de California, lo que marca el inicio de las lluvias de verano (Barry y Chorley, 2003). Bryson y Lahey (1958) sugieren que estos cambios en la circulación atmosférica se pueden explicar mediante el derretimiento de hielo en latitudes mayores lo que disminuye el albedo y afecta los patrones atmosféricos. El fenómeno climático que lleva la mayor parte de la precipitación de verano a la región noroeste de México y suroeste de EUA es conocido con el nombre de Monzón Mexicano y tiene origen en el Pacífico este.

La época lluviosa y la circulación monzónica en el noroeste de México, pueden persistir hasta finales de septiembre cuando se retiran al sur con una expansión estacional de los vientos del oeste a latitudes medias. Ocasionalmente, algunos canales de baja presión, remanentes de ciclones tropicales o alteraciones baroclínicas transportan humedad a la región en los meses de septiembre-octubre y a finales de otoño-principios de invierno siendo una fuente importante de humedad (Barry y Chorley, 2003; Gochis *et al.*, 2006) (Fig. 6).

En invierno, la zona de convergencia intertropical (ITZC) se aleja de México, la circulación monzónica del golfo se debilita, la celda de alta presión subtropical del Pacífico se extiende sobre el sur de EUA y el frente polar se desplaza a latitudes medias (Barry y Chorley, 2003). Las variaciones de temperatura en la superficie del océano Pacífico inciden en el desplazamiento de los vientos del oeste hacia latitudes menores transportando humedad en forma de lluvia y nevadas (en altas latitudes) (Schmitd, 1983).

La llegada de la primavera marca una disminución de lluvias en la región gracias al restablecimiento de la celda de alta presión en Norteamérica y desencadena marcados lapsos de sequía (Barry y Chorley, 2003).

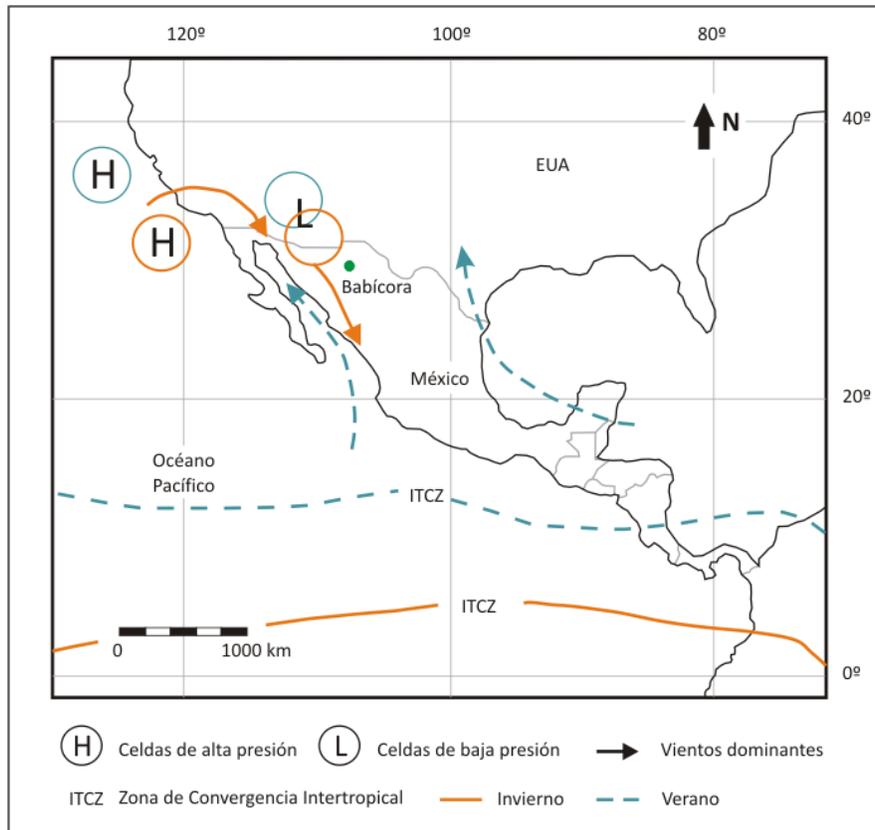


Figura 6. Migración estacional de los centros de alta y baja presión, de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y la dirección de los vientos predominantes con respecto a la zona de estudio. Modificado de Pérez-Cruz, 2009.

## IV.2 Climatología e hidrología de la cuenca del paleolago Babícora

La parte occidental del estado de Chihuahua, donde se encuentra el Paleolago Babícora, es gobernada por vientos alisios en verano y vientos del oeste en invierno resultado de corrientes atmosféricas de chorro (Bryson y Lowry, 1955; Hales, 1974). El clima, de acuerdo a la clasificación de Köppen (modificado por García, 1973) es templado semifrío con verano fresco largo (Cb'(w1)x'). Tomando como referencia los datos de la estación meteorológica Babícora (margen este de la cuenca), que van de 1957 a 1987 dC, la temperatura media anual es 12.7 °C y puede ascender a 20 °C en verano (junio) o descender a 4 °C en invierno (enero) (Fig. 7).

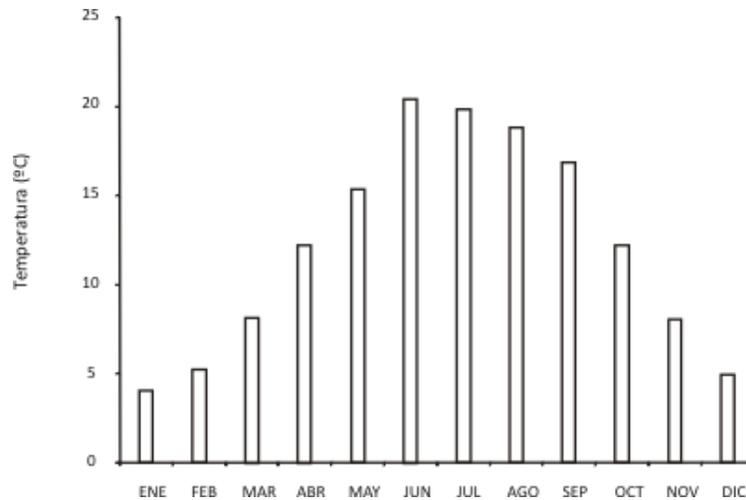


Figura 7. Temperatura promedio mensual en la Cuenca del paleolago Babicora de 1957 a 1986. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional.

La mayor parte de la humedad que llega al noroeste de México, y por lo tanto a Babicora, procede del Pacífico y del golfo de California debido al Monzón Mexicano y los ciclones tropicales en verano (Hales, 1974; Douglas *et al.*, 1993; Schmith, 1986). Aunque algunos autores (Tang y Reiter, 1984; Reyes *et al.*, 1993) sugieren que la circulación monzónica del golfo de México y del Caribe puede aportar una cantidad importante de humedad de precipitación. La época lluviosa se presenta en los meses de verano (junio-septiembre) y concentra aproximadamente el 70 % de la precipitación total anual cuyo promedio es de 554 mm/año (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional) (Fig. 8a). Por su parte, la intensa evaporación que actúa en la cuenca se manifiesta en un déficit hidrológico aproximado de 120 mm por año (INEGI, 1990). Históricamente, la precipitación anual ha variado entre 351 y 774 mm. Sin embargo, durante años de El Niño la media anual suele ser menor al promedio general y al de años previos (468 mm/año), ejemplos de este efecto sucedieron en 1969 y 1983 (Fig. 8b).

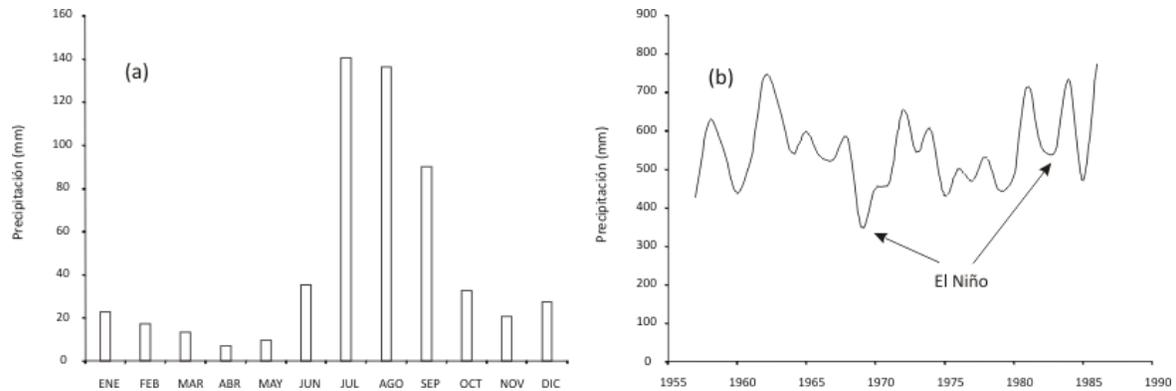


Figura 8. Precipitaciones medias de 1957 a 1986 en la cuenca del paleolago Babicora (a) precipitación promedio mensual (b) precipitación media anual.

La red hidrográfica regional está constituida por los ríos Casas Grandes, Santa María y Santa Clara que desembocan en cuencas endorreicas de escaso almacenamiento. Sin embargo, ninguno de éstos contribuye al almacenamiento de agua en la zona en cuestión. El paleolago Babicora es alimentado por arroyos intermitentes durante la época de lluvias cuando puede alcanzar una profundidad de hasta 1 m, extendiéndose en una superficie aproximada de 158 km<sup>2</sup> (Metcalf *et al.*, 2002). En esta época se deposita la mayor parte de sedimentos en la cuenca debido a la escorrentía del Arroyo El Jaral al este y Arroyo El Cuatrocientos al oeste. Durante el periodo de estiaje la cuenca es sometida al proceso de deflación y la superficie del lago disminuye drásticamente quedando confinada a dos cuerpos de agua permanente hacia la parte norte de la cuenca.

El clima y el carácter montañoso de la región, condicionan el tipo de vegetación presente, que puede agruparse en tres distintos tipos de acuerdo a la altitud en la que vive: 1) bosques de coníferas localizados por encima de 2,400 msnm; 2) bosques de enebro y encino para alturas comprendidas entre 2,400 y 2,200 msnm y 3) matorral árido tropical dominado por pastizales en elevaciones menores a 2,200 msnm (Ortega-Ramírez, 1995).

### IV.3 Geología Regional

Geológicamente, la región fue modelada por procesos volcánicos y tectónica distensiva durante el Terciario Superior y Cuaternario que desencadenaron fallas normales que a su vez crearon una sucesión de cuencas intermontanas (grabens) y pilares tectónicos (horst) alineados N-NW – S-SE (Ortega-Ramírez, 1995). Además, existen algunos puntos de emisión volcánica que actualmente conforman cerros y lomeríos. Estas geoformas fueron rellenadas gradualmente de sedimento, creando valles extensos y favoreciendo la formación de cuencas lacustres.

El basamento regional está constituido por sedimentos de facies de plataforma del Pérmico con predominio de calizas y dolomitas en intercalación con areniscas y lutitas, cerca de la población de Casas Grandes, ca. 100 km al norte de la cuenca y de conglomerados polimícticos de la Formación Mojina del Pérmico superior al noreste próximo al poblado de Buenaventura ca. 70 km del paleolago Babícora (COREMI, 1994).

El Cretácico está representado por rocas sedimentarias marinas, principalmente calizas, lutitas y areniscas que se presentan como pequeños afloramientos al este del área de estudio. Así mismo, al oeste y norte de la cuenca del lago existen afloramientos de paquetes vulcanosedimentarios compuestos por derrames de tobas andesíticas y de basaltos intercalados con grauvacas, calizas y cuarcitas del Grupo Urique del Cretácico inferior, lo que es afín con un ambiente de arco de islas (COREMI, 1994).

Las rocas del Cretácico son sobreyacidas discordantemente por un conjunto de rocas volcánicas, sedimentarias continentales y plutónicas denominadas informalmente “Complejo Volcánico Inferior”, descritas en algunas localidades con un espesor mayor a 2,000 m depositadas durante el Eoceno. Las rocas volcánicas de esta unidad son de afinidad intermedia-ácida, principalmente andesitas, tobas andesíticas, riolitas, tobas riolítico-ignimbríticas y algunos paquetes basálticos; a menudo estas rocas están intercaladas con rocas sedimentarias alteradas, perturbadas por tectonismo e intrusionadas o sobrepuestas a rocas plutónicas que constituyen la prolongación oriental del Gran Batolito Costero que sugiere un origen común con las rocas extrusivas. Por otra

parte, el Oligoceno está conformado por rocas volcánicas del “Complejo Volcánico Superior” que sobreyacen en discordancia angular a la secuencia inferior. Este paquete volcánico alcanza espesores de 1,500 m y fue originado por calderas que derivaron en tobas riolítico-ignimbríticas acompañadas de pequeñas emisiones de basaltos en la cima de la secuencia (McDowell y Clabaugh, 1979). El Mioceno está representado por gravas, conglomerados polimícticos, areniscas, limos y arcillas con pobre litificación, que provienen de los cordones montañosos vecinos y rellenaron fosas tectónicas; el espesor máximo de esta secuencia se infiere en 3,000 m en su parte más profunda, y dio origen a valles intermontanos.

El Holoceno fue un periodo de intenso moldeamiento geomorfológico en el que se depositaron aluviones cementados por caliche en los cauces de los ríos y arroyos, dando paso a la formación de cuencas hidrológicamente cerradas. Los depósitos lacustres son constituidos por arenas de grano fino, limos, arcillas y depósitos salinos; en algunas regiones el viento ha retrabajado limos y arenas finas formando dunas en el desierto de Chihuahua (COREMI, 1994).

#### **IV.4 Geología de la cuenca del paleolago Babícora**

La zona donde se ubica el paleolago Babícora ha sido objeto de diversos estudios geológicos, enfocados principalmente a la prospección de recursos minerales por parte del Servicio Geológico Mexicano, INEGI y PEMEX. Estos estudios pueden englobarse en la realización de la Carta Geológico-Minera Buenaventura H13-7 en el estado de Chihuahua. Por otra parte, los estudios geológicos en la cuenca del paleolago Babícora se han enfocado en entender las características tectónicas estructurales y sedimentarias de la región (Ortega-Ramírez, 1995). Más allá de estos, no se han realizado trabajos detallados del área en cuestión.

Las rocas predominantes que rodean la cuenca del paleolago Babícora son volcánicas y pertenecen al “Complejo Volcánico Inferior” así como al “Complejo Volcánico Superior”.

Están representadas por tobas riolíticas e ignimbritas del Paleógeno que afloran en la parte noroeste y sureste de la cuenca, al igual que andesitas traquiandesitas que rodean el lago en la parte suroeste y noreste. Hacia el este-noreste afloran conglomerados polimícticos del Neógeno mientras al sur-suroeste conglomerados polimícticos y areniscas del Cuaternario que rellenaron parte de la cuenca y dieron origen a los valles intermontanos (Fuente: Servicio Geológico Mexicano, 1998) (Fig. 9).

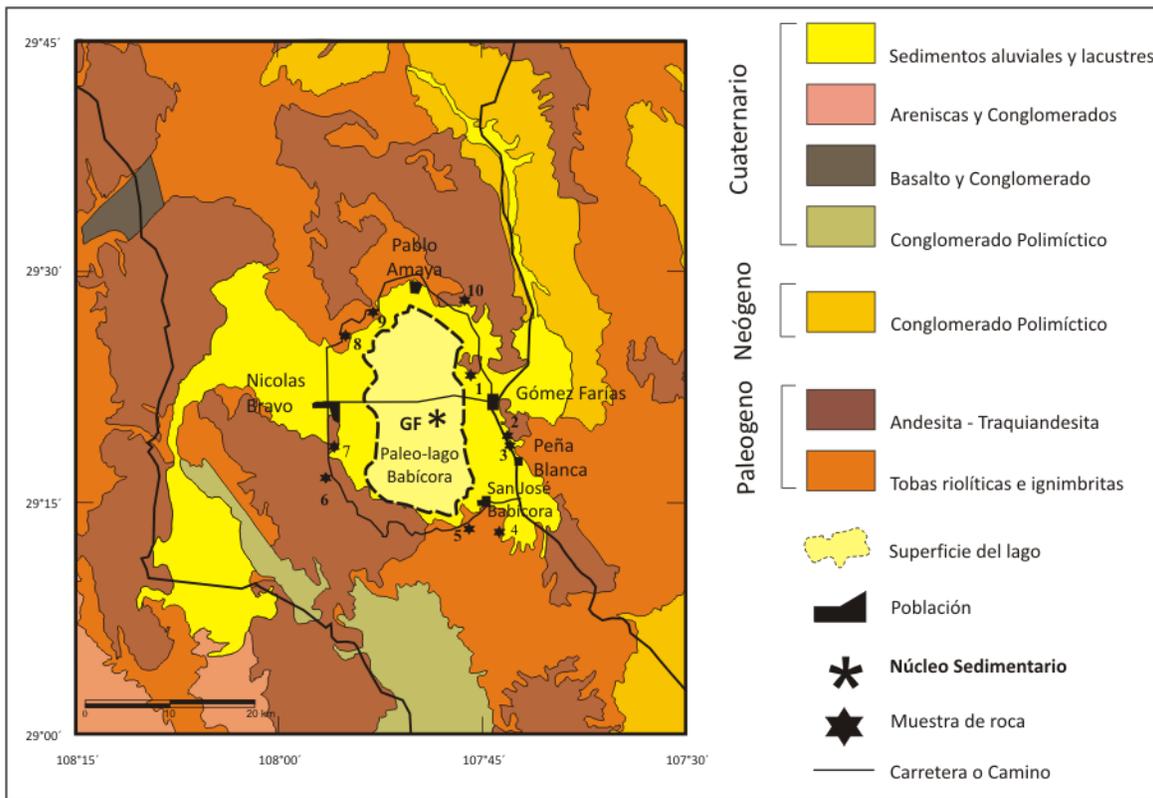


Figura 9. La geología de la cuenca del paleolago Babícora está conformada por rocas volcánicas, sedimentarias y sedimentos aluviales y lacustres. Fuente: Servicio Geológico Mexicano, 1998.

Existen algunos afloramientos de areniscas y conglomerados del Cuaternario al suroeste de la cuenca. Los basaltos y conglomerados del norte y algunos conglomerados polimícticos del sur depositados en el Cuaternario, están en contacto tectónico con tobas riolíticas e ignimbritas del Paleógeno. Los sedimentos lacustres de la cuenca son de origen aluvial y fluvial, en su mayoría de grano fino (arena, limo, arcilla) con gran deposición de carbonato en respuesta

a la evaporación, además de depósitos con origen eólico, representados por arenas finas y limos (Ortega-Ramírez, 1995; este trabajo).

Las características tectónicas, estructurales y sedimentarias de la región produjeron el azolvamiento de la cuenca y consecuentemente las variaciones horizontales del cuerpo lacustre. Esto explica que no se observen en la actualidad terrazas lacustres y/o líneas de playa (Ortega-Ramírez, 1995).

**CAPÍTULO V****MATERIALES Y MÉTODOS****V.1 Trabajo de campo y muestreo**

Con el objetivo de estudiar las condiciones paleohidrológicas durante el Cuaternario Tardío en el norte de México, en el mes de abril de 2009 se recolectaron dos núcleos de sedimento con longitudes de 3 y 10 metros en la parte centro este y centro oeste del paleolago Babícora (Fig. 10). Los núcleos se denominaron NB y GF, respectivamente. En el presente trabajo se estudiaron los sedimentos del núcleo GF con coordenadas  $29^{\circ} 21' 53''$  latitud N y  $107^{\circ} 50' 50.1''$  longitud W, entre las profundidades de 2.8 a 9.8 m ya que la parte superficial (<276 cm) forma parte de un estudio previo (Sánchez-Córdova, 2012). Así mismo, se colectaron 10 muestras de rocas representativas de los alrededores con el propósito de determinar la procedencia de los sedimentos depositados en la cuenca.



Figura 10. Área de extracción de los núcleos sedimentarios en el paleolago Babícora.

## V.2 Trabajo de laboratorio

El núcleo GF fue dividido en dos partes con la finalidad de preservar una mitad como testigo y la otra mitad utilizarla para realizar diversos análisis. Los sedimentos fueron descritos estratigráficamente con base en el color, textura, contenido de carbonatos (usando HCl) y materia orgánica (usando H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>). Además, se observaron las estructuras sedimentarias presentes, por ejemplo marcas de desecación.

En la parte del núcleo testigo se llevaron a cabo los análisis de susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) en intervalos de 0.5 cm y los análisis multielementales en intervalos de 1 cm. Dichos análisis no son destructivos y se llevaron a cabo directamente sobre el sedimento sin preparación previa. La otra mitad del núcleo fue submuestreada cada 2 cm en el laboratorio de paleoambientes del Instituto de Geología de la UNAM obteniendo un total de 350 muestras.

A partir del submuestreo se seleccionaron 70 muestras en intervalos de 10 cm para efectuar análisis de Carbono Inorgánico Total (CIT), Carbono Orgánico Total (COT), elementos mayores y trazas. Con este propósito las muestras fueron secadas en un horno a 50 °C y molidas con un mortero de ágata hasta alcanzar una malla fina (200, es decir 75  $\mu$ m) (Fig. 11). Adicionalmente, para tener un control cronológico del núcleo GF (para los últimos 7 metros), se seleccionaron 4 muestras de 2 cm de espesor en diferentes profundidades del perfil tomando en cuenta las variaciones estratigráficas más notables.

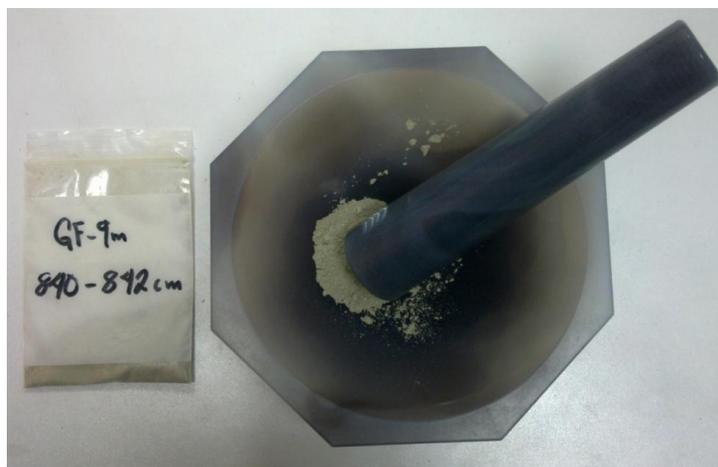


Figura 11. Molienda de muestras en mortero de ágata.

### **V.2.1 Análisis de Susceptibilidad Magnética ( $\chi$ )**

El análisis de susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) se llevó a cabo a intervalos de 0.5 cm mediante un susceptibilímetro marca Bartington Instruments modelo MS3 (Magnetic Susceptibility Meter), y un sensor MS2E de 0.46 kHz con una resolución máxima de  $2 \times 10^{-6}$  SI. Esto con la finalidad de obtener datos relacionados al aporte terrígeno de la cuenca (Fig. 12). El método utilizado actúa midiendo la respuesta de los sedimentos a un campo magnético inducido, esta señal es dada por los minerales con hierro y/o titanio en su estructura presentes en el sedimento.

De esta forma, los minerales ferromagnéticos (magnetita, titanomagnetita, maghemita, goetita y hematita) presentan una mayor respuesta al campo inducido, que los minerales diamagnéticos (ej. calcita, yeso, cuarzo y feldespatos) o paramagnéticos (anfíbol, piroxeno, olivino y minerales arcillosos).



Figura 12. Susceptibilímetro y sensor para la medición de la concentración de minerales magnéticos en las muestras de los núcleos sedimentarios del paleolago Babícora.

### **V.2.2 Análisis de Elementos mayores y traza (Fluorescencia de Rayos X)**

Se realizaron análisis multielementales a través de dos métodos analíticos diferentes. Las concentraciones de titanio (Ti), hierro (Fe), calcio (Ca) y estroncio (Sr) se obtuvieron mediante un equipo de Fluorescencia de Rayos X NITON XL3t de la marca Thermo Scientific. Este método mide elementos, no es destructivo y utiliza la muestra total para hacer mediciones. Se basa en la emisión de rayos X y la posterior detección de la fluorescencia resultante al interactuar con los sedimentos. En el caso del modelo utilizado, este hace uso de un tubo en miniatura emisor de rayos X de oro (Au) con 50 kV y un detector semiconductor de alto rendimiento, midiendo así los elementos comprendidos entre el azufre (S) y el uranio (U), mediante tres filtros (Principal, Bajo y Alto) con los cuales se pueden medir un total de 31 elementos de manera rápida, sin preparación previa y sin destrucción de la muestra. La ventana de medición del equipo (1 cm) permite la obtención de registros de alta resolución mediante un barrido total de los núcleos sedimentarios, minimizando así la omisión de información por intervalos de muestreo.

De esta forma, la parte del núcleo testigo fue sometido a un haz emisor y detector de Fluorescencia de rayos X en modalidad de suelo con el filtro principal (Mo, Zr, Sr, U, Rb, Th, Pb, Se, As, Hg, Zn, W, Cu, Ni, Co, Fe, y Mn) y el filtro bajo (Cr, V, Ti, Sc, Ca, K y S). Las mediciones en cada filtro comprendieron un lapso de 30 segundos y el análisis total fue de 1 minuto. El Control de calidad (precisión y exactitud) se verificó analizando estándares certificados en el campo geológico (TILL-4, PACS2 Y MESS-3) y la medición de muestras en repetición (Fig. 13).



Figura 13. Medición de los núcleos sedimentarios con el equipo de Fluorescencia de Rayos X Niton XL3t.

Las concentraciones de los óxidos de elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) y trazas (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) se obtuvieron a través del método de FRX (convencional) en 70 muestras molidas, previamente seleccionadas, mediante un equipo marca Siemens SRS 3000 que usa un tubo de Rh y ventana de Be. Previo al análisis de elementos mayores, los sedimentos pulverizados fueron secados a una temperatura de  $1,000\text{ }^\circ\text{C}$  para poder calcular la pérdida por calcinación (PxC) y se prepararon perlas fundiendo una mezcla de 0.45 g de muestra con 9 g de fundente ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - $\text{LiBO}_2$ ; 50:50 wt %). Para la medición de elementos trazas, se prensaron 5 g del sedimento molido con 10 % de cera-C. El error estimado de las determinaciones es menor de 1 % para elementos mayores y es inferior a 4 % para elementos trazas.

Para la interpretación paleoclimática de alta resolución, se consideraron los datos obtenidos del método de FRX no destructivo (Niton XL3t) después de comparar los valores de cada elemento por los dos métodos descritos.

### **V.2.3 Análisis de Carbono Total (CT), Carbono Inorgánico Total (CIT) y Carbono Orgánico Total (COT)**

El análisis de Carbono Orgánico e Inorgánico Total se efectuó con un equipo HiperTOC solid analyzer de la marca Thermo Scientific (Fig. 14). Para la determinación de Carbono Total (CT), es decir, el contenido de carbono inorgánico y material orgánico, se tomaron 10 mg de muestra que fueron sometidos a una temperatura de 980 °C en portamuestras de cuarzo. El CO<sub>2</sub> liberado, fue medido mediante un detector de sensores infrarrojos. La medición de Carbono Inorgánico Total (CIT) se realizó a temperatura ambiente agregando ácido fosfórico (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) al 10 % a 10 mg de muestra. Durante este proceso, el carbono de la fracción carbonatada fue liberado y detectado. Por su parte, la cantidad de Carbono Orgánico Total (COT) se calculó mediante la sustracción de CIT al CT.

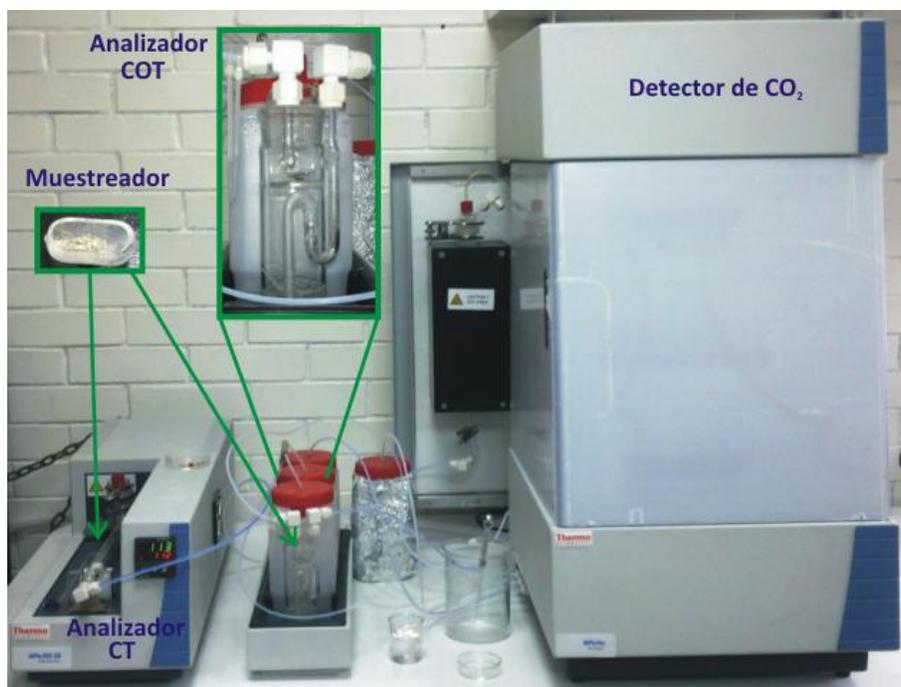


Figura 14. Diagrama de las partes del equipo utilizado para la medición de CT, CIT y COT.

Con base en estudios previos (Sánchez-Córdova, 2012), el único mineral carbonatado identificado en los sedimentos del paleolago Babícora es calcita por lo que, a partir de los datos de CIT se calculó la cantidad de  $\text{CaCO}_3$  para cada muestra en base a la siguiente relación estequiométrica:

$$\text{CaCO}_3 (\%) = \text{CIT} (\%) \times 8.33$$

Donde el valor de 8.33 resulta de dividir el peso molecular del carbonato de calcio entre el peso del carbono.

#### **V.2.4 Control Cronológico**

Para el control cronológico de la parte basal del perfil sedimentario GF, se seleccionaron 4 muestras a lo largo del núcleo (273, 375, 409 y 457 cm) de aproximadamente 2 cm de grosor, con base en los cambios estratigráficos y magnéticos de mayor importancia en el perfil sedimentario. Las muestras fueron descostradas y envueltas en papel aluminio para enviarlas a los Laboratorios Beta Analytic en Miami Florida, EUA donde fueron fechadas mediante la técnica  $^{14}\text{C}$  por espectrometría de masas por aceleración (AMS por sus siglas en inglés) en muestra total. El método de  $^{14}\text{C}$  AMS se basa en el conteo de átomos de  $^{14}\text{C}$  y es ideal para fechar sedimentos con bajo contenido de material orgánico, como es el caso de los núcleos de sedimentos lacustres.

Posteriormente las edades fueron calibradas a fechas calendáricas antes del presente (AP) mediante el programa computacional CALIB 6.0 (Stuiver y Reimer, 1993; Reimer, P. J., 2009) asignando una edad media a los alcances de 2 sigma.

### **V.2.5 Análisis Estadístico**

Con el objetivo de establecer correlaciones entre variables geoquímicas (IAQ, IAP, elementos mayores, trazas, COT,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\chi$ ), el compendio de datos fue normalizado mediante la función  $Z = [(x-\mu)/\sigma]$  en la cual,  $x$  es el valor,  $\mu$  es el promedio y  $\sigma$  es la desviación estándar de la variable. De esta forma, el compendio de datos presenta una distribución normal (gaussiana) y cada variable tiene media 0 y desviación estándar 1 (Davis, 1987; Swanson *et al.*, 2001). De acuerdo al coeficiente de correlación lineal entre elementos mayores y trazas, Carbono Orgánico Total (COT), carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), susceptibilidad magnética ( $\chi$ ), Índice de Alteración Química (IAQ) e Índice de Alteración de Plagioclasas (IAP) se construyeron diagramas de agrupación (*Cluster*) para identificar y separar conjuntos de variables geoquímicas usando la función “asociación total” y “1 *Pearson’s*” en el programa computacional STATISTICA de Statsoft USA.

Los resultados de Fluorescencia de Rayos X fueron analizados mediante estadística descriptiva para determinar la confiabilidad del equipo Niton XL3t con base en correlaciones lineales respecto a los análisis de FRX convencional, obteniendo así un registro de alta resolución para el Fe, Ti, Ca y Sr.

---

---

## CAPÍTULO VI

### RESULTADOS

#### VI.1 Estratigrafía

El perfil sedimentario está conformado por sedimentos de tamaño arcilla limosa hasta arenas finas y medias, a menudo en intercalación. Basado en el tipo de sedimentos presentes (ej. textura, color) y estructuras sedimentarias (ej. laminación, sedimentación masiva) la columna estratigráfica fue dividida en 5 unidades y diversas subunidades (Fig. 15). A continuación se presenta la descripción de las litounidades desde la base hasta la cima del perfil.

Unidad “E” (976-762 cm): conforma la parte basal del perfil y se compone de dos subunidades que presentan abundantes limos. La primera subunidad (976-903 cm) contiene arcillas limosas masivas color verde a gris predominantemente, donde se localiza un paquete de arenas finas grises con un espesor de 2 cm (959-957 cm). La segunda subunidad estratigráfica (903-762 cm) está constituida por abundantes limos y limos arenosos masivos de color verde oscuro con un estrato de limo y arena fina en intercalación, además de un estrato de arena fina a media entre 858 y 880 cm de profundidad. Adicionalmente, se observa un horizonte arcillo-limoso con espesor de 1 cm (858-857 cm) y uno de arena fina (774-773 cm). Los sedimentos de esta unidad efervescen al contacto con HCl, lo que indica la presencia de carbonatos.

Unidad “D” (762-636 cm): esta sobreyace la unidad “E” y presenta sedimentos de textura areno-limosa intercalados con limos (748-724 cm), arena fina gris oscuro (724-706 cm) y horizontes arcillosos en la parte superficial de la unidad (706-700 cm; 689-681 cm; 643-636 cm). También, se observa un estrato de limos masivos verde oscuro entre 665 y 647 cm. Esta unidad, como puede observarse, se caracteriza por la intercalación de sedimentos y esto la diferencia de la unidad basal (“E”) que presenta sedimentos en general masivos.

Unidad "C" (636-436 cm): sobreyace la unidad "D" y se compone de arenas finas de color gris y arenas limosas cafés y verde oscuro que hacia la base están intercaladas con limos grises y verdes (591-636 cm). Entre 549-520 cm existe un estrato de arena fina color gris oscuro en intercalación con arena limosa café. La parte superficial de la unidad está representada por un horizonte de arena limosa intercalada con arena fina verde oscuro (520-516 cm) que da paso a un estrato de arcillas limosas masivas color verde oscuro a gris (505-457 cm) y uno de arenas finas laminadas (457-443 cm) que a su vez son divididas por un horizonte de arenas limosas (443-438 cm). Como puede observarse esta unidad presenta gran contenido de arenas lo que la diferencia de la unidad que sobreyace ("D").

Unidad "B" (436-363 cm): sobreyace la unidad "C" y está compuesta por arenas limosas masivas de color café a gris hacia la base que dan paso a un estrato arcillo-limoso masivo color café (374-364 cm). Dentro de esta unidad se pueden observar grietas verticales de desecación con una longitud máxima de 60 cm (385 y 448 cm) rellenas de arena limosa. Además, existen lentes horizontales areno-limosos masivos entre 377 y 385 cm de profundidad. A simple vista se observan abundantes valvas de ostrácodos 406 y 427 cm y pequeños clastos de tamaño arena gruesa a 421 cm de profundidad. Esta unidad es separada de "A" por un Horizonte areno-limoso de 1 cm de espesor (364-363 cm). La sedimentación masiva de la unidad además de las estructuras sedimentarias que presenta permiten diferenciarla de la unidad "C".

Unidad "A" (276-363 cm): conforma la parte superficial de la secuencia sedimentaria estudiada en el presente trabajo y está dividida en tres subunidades. La primera subunidad (364-343 cm) está compuesta por arcillas limosas masivas color café verdoso. La subunidad intermedia (343-331 cm) presenta intercalaciones de arenas finas color gris y limos cafés. La subunidad más superficial (331-276 cm) se compone de limos masivos color café oscuro con algunos clastos subredondeados de tamaño grava fina (ca. 1 cm) hacia la base. Esta unidad se diferencia de la unidad "B" por la presencia de abundantes limos y la ausencia de estructuras sedimentarias anómalas (ej. grietas de desecación).

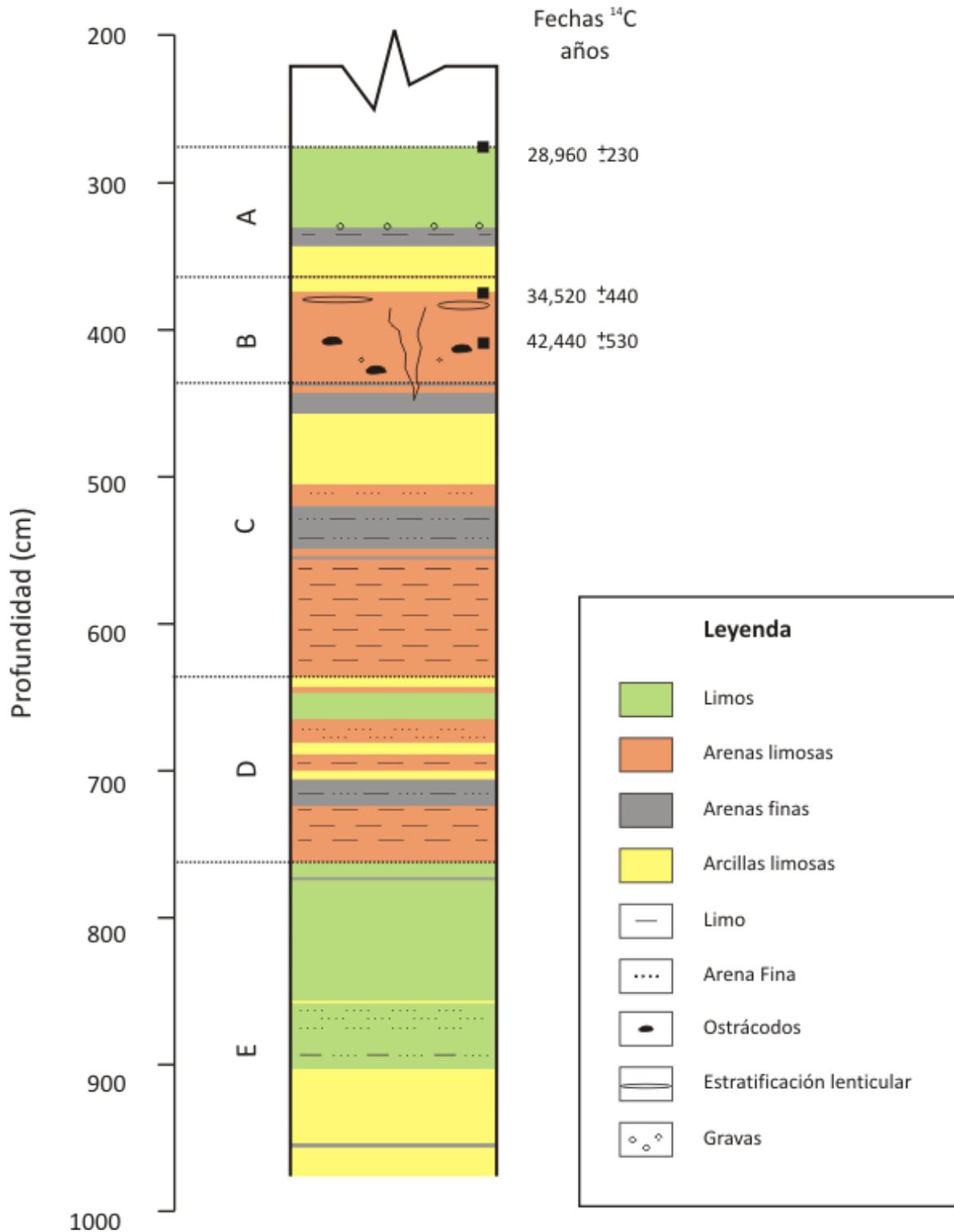


Figura 15. Perfil litoestratigráfico del núcleo GF del paleolago Babicora y edades <sup>14</sup>C AMS.

## VI.2 Modelo de edad de la secuencia sedimentaria

El control cronológico de la secuencia sedimentaria se basa en 4 fechas  $^{14}\text{C}$  AMS en sedimento total, obtenidas en un laboratorio comercial denominado *Beta Analytic*, en Miami, Florida, EUA. La primera muestra fechada a una profundidad entre 272 y 274 cm resultó en una edad  $^{14}\text{C}$  de 28,960  $\pm$  230 años AP; si bien la muestra no pertenece al presente estudio, sí forma parte de la parte superficial de la secuencia GF estudiada previamente (Sánchez-Córdoba, 2012). La segunda fecha obtenida entre 374 y 376 cm presenta una edad  $^{14}\text{C}$  de 34,520  $\pm$  440 años AP, mientras que la tercera fecha a una profundidad entre 408 y 410 cm dio como resultado una edad  $^{14}\text{C}$  de 42,440  $\pm$  530 AP. La última muestra fechada entre 456 y 458 cm resultó en una edad  $^{14}\text{C}$   $>43,500$  años AP y rebasó el rango de detección alcanzado mediante el método de  $^{14}\text{C}$  AMS, por lo que ésta es una edad subestimada (Tabla 4).

Con lo anterior se creó el modelo cronológico para asignar edades calendáricas “antes del presente (AP)” calibrando los datos de  $^{14}\text{C}$  con el programa computacional CALIB 6.0 y la curva de calibración IntCAL 09 (Reimer *et al.*, 2009).

Tabla 4. Fechas  $^{14}\text{C}$  y su calibración a través del programa computacional Calib 6.0 y la curva IntCal 09 (Reimer *et al.*, 2009).

Clave de Muestra	Clave de Laboratorio	Profundidad (cm)	Edad $^{14}\text{C}$ AMS	Alcance 2 sigma	Edad en Años cal AP
GF 272-274	Beta-269218	273	28,960 $\pm$ 230	32,941 – 34,495	33,718
GF 374-376	Beta-277505	375	34,520 $\pm$ 440	38,619 – 40,725	39,672
GF 408- 410	Beta-299070	409	42,440 $\pm$ 530	44,816 – 46,528	45,672
GF 456-458	Beta-280152	457	$>43,500$		

El modelo de edad fue estimado a partir de las tasas de sedimentación entre dos diferentes fechas consecutivas, con lo que se interpolaron edades a las muestras intermedias asumiendo una tasa de sedimentación uniforme de 0.01713 cm/año entre 273 y 375 cm y 0.00567 cm/año a profundidades comprendidas entre 375 y 409 cm.

La baja tasa de sedimentación existente entre 375 y 409 cm indica la presencia de un posible hiatus deposicional entre 39,672 y 45,672 años cal AP que pudo reflejarse

mediante grietas de desecación entre 385 y 448 cm de profundidad. Por tal motivo, la asignación de edades para profundidades superiores a 409 cm se efectuó extrapolando la tasa de sedimentación calculada entre 273 y 375 cm (0.01713 cm/año) (Fig. 16). Como resultado, la parte superficial de la secuencia sedimentaria (276 cm) se depositó hace ca. 34 ka cal AP y la parte basal (976 cm) a ca. 79 ka cal AP.

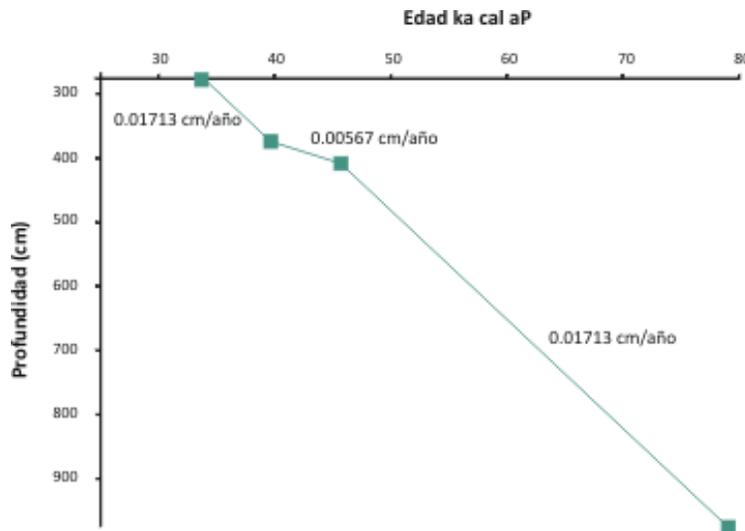


Figura 16. Modelo cronológico para el perfil estratigráfico GF de Babícora, haciendo uso de la interpolación y extrapolación de las tasas de sedimentación.

Adicionalmente a la datación  $^{14}\text{C}$  AMS, se intentó fechar la parte basal de la secuencia sedimentaria (>409 cm) mediante series de decaimiento de uranio (U) en la fracción de organismos carbonatados (ostrácodos). Sin embargo, no fue posible la utilización de este método debido al muy bajo contenido U en las muestras.

Con el objetivo de mejorar el modelo de edad obtenido para muestras situadas por debajo de 409 cm, se evaluaron las tasas de sedimentación de trabajos previos en la misma cuenca calculadas a partir de edades U-Th (Metcalf *et al.*, 2002). La distinta densidad de muestreo con respecto a las edades calculadas para el presente trabajo y la ausencia de hiatus descritos en el trabajo mencionado, no permiten la utilización de distintas tasas de sedimentación para mejorar el modelo de edad propuesto en la parte basal del perfil. Sin embargo, los cambios paleohidrológicos descritos por los autores coinciden con los inferidos en este trabajo (ver discusión).

### **VI.3 Análisis de Carbono**

Se obtuvieron las concentraciones de Carbono Total (CT), Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT) en 70 muestras a lo largo del perfil. Los valores de carbono inorgánico fueron utilizados para determinar la cantidad de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) de las muestras.

Dentro del presente estudio, para la reconstrucción paleohidrológica, sólo se tomarán en cuenta el COT y  $\text{CaCO}_3$ , ya que este último y el CIT representan de igual forma el contenido de carbono inorgánico en las muestras del núcleo sedimentario GF del paleolago Babícora.

#### **VI.3.1 Carbono Orgánico Total (COT)**

El contenido de Carbono Orgánico Total (COT) refleja la productividad orgánica en los medios lacustres (Meyers y Teranes, 2001), y en el paleolago Babícora varía de 0 a 5.3 % a lo largo del perfil. Las máximas concentraciones se presentan en la parte inferior de la unidad "B", en los sedimentos de la unidad "C" y en la parte superior de la unidad "D". Los sedimentos de las unidades "A" y "E", compuestos principalmente por limos y arcillas limosas, tienen bajas concentraciones de COT, siendo la unidad basal ("E") la de menores concentraciones en el perfil (Fig. 17).

La unidad "E" (79-66.3 ka cal AP) presenta concentraciones entre 0.2-1.7 % donde el comportamiento general tiende a disminuir con la profundidad. Los valores más bajos coinciden con sedimentos arcillo-limosos (921 cm) y los más altos con limos (781 cm).

La unidad "D" (66.3-58.9 ka cal AP) exhibe concentraciones de COT entre 1.1 y 5.3 %. El valor más bajo es dado por un horizonte de arenas finas a 761 cm, mientras el mayor y mal alto valor del perfil se presenta en sedimentos limosos a 651 cm. Destaca la gran variabilidad entre 681 y 631 cm, donde las altas concentraciones preceden a las bajas, esto coincide con la presencia de horizontes arcillo-limosos y limosos dentro de un horizonte de arena limosa.

La unidad "C" (58.9-47.3 ka cal AP) presenta valores de COT entre 1.5 y 3.2 % con un comportamiento en general estable sin grandes variaciones. La menor concentración es dada por arenas finas a 451 cm mientras que la mayor se presenta a 631 cm en un estrato de intercalaciones milimétricas de arena limosa y limos. Llama la atención la marcada disminución del COT dentro de un estrato arcillo-limoso entre 457 y 505 cm.

La unidad "B" (47.3-39.0 ka cal AP) tiene valores entre 0.7 y 3.6 %. Tanto la menor concentración (381 cm) como la mayor (431 cm) se presentan dentro de un estrato areno-limoso influido por grietas de desecación. Esta unidad exhibe variabilidad marcada hacia la base (431-411 cm) donde existe un horizonte de gravas finas, microorganismos y grietas de desecación.

La unidad "A" (39.0-33.9 ka cal AP) en general exhibe bajas concentraciones que van de 0.6 a 1.5 % en arcillas limosas (351cm) y limos en intercalación con arenas finas (341 cm), respectivamente. Cabe mencionar que el máximo citado es seguido por un horizonte con gravas finas que al parecer afectan de alguna forma el contenido de COT.

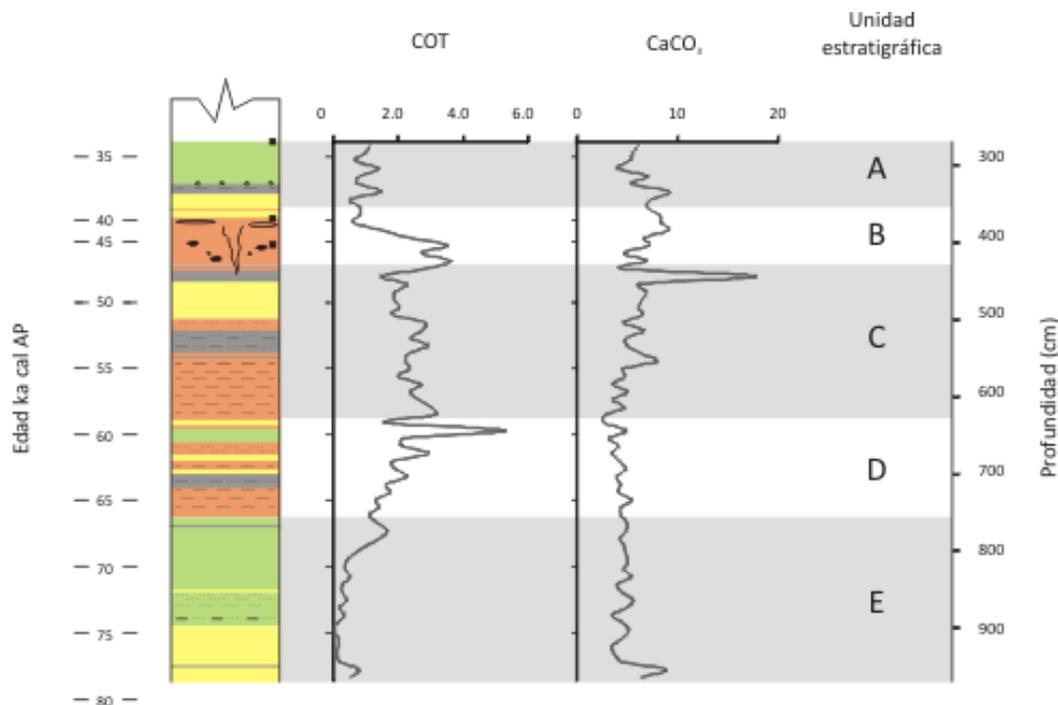


Figura 17. Variación estratigráfica del COT y  $\text{CaCO}_3$  a lo largo del perfil sedimentario GF con respecto a la profundidad y edades calendáricas AP.

### **VI.3.2 Carbono inorgánico total (CaCO<sub>3</sub>)**

La cantidad de carbono inorgánico se refiere a la porción de calcita (CaCO<sub>3</sub>) en el sedimento debido a que es el único mineral carbonatado en la cuenca (Sánchez-Córdova, 2012). La concentración de calcita se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$\text{CaCO}_3 (\%) = \text{CIT} (\%) \times 8.33$$

Es importante mencionar, que el carbonato de calcio es útil dentro del presente estudio porque indica la presencia de valvas de ostrácodos y/o la cantidad de calcita autigénica precipitada, lo que permite obtener una aproximación del grado de salinidad y evaporación que existió en la cuenca del paleolago (Eugster y Hardie, 1978; Hardie *et al.*, 1978; Chávez-Lara *et al.*, 2011).

La relación de la textura de los sedimentos con la cantidad de carbonato de calcio no es clara, las mayores concentraciones se relacionan con sedimentos ricos en arenas finas mientras que los menores con arcillas limosas y limos, sin embargo, esto puede variar.

Las concentraciones de CaCO<sub>3</sub> en el perfil fluctúan entre 2.8 % (641 cm) y 17.8 % (451 cm) con escasa variabilidad, la cual es cercana a la media (5.5 %). La parte superior del perfil ("C", "B", "A"), presenta las mayores concentraciones de carbonato, mientras que en la base ("E", "D") se presentan las menores sin gran fluctuación; es decir, la cantidad de CaCO<sub>3</sub> disminuye con la profundidad (Fig. 17). Es importante señalar que de acuerdo a los estudios realizados por Chávez-Lara *et al.* (2011) en los sedimentos del paleolago Babícora, la contribución por parte de las valvas de ostrácodos al CaCO<sub>3</sub> total en los sedimentos es considerable y disminuye en relación a la muy alta o muy baja salinidad del cuerpo de agua.

La unidad "E" (79-66.3 ka cal AP) presenta concentraciones de CaCO<sub>3</sub> que fluctúan de 3.5 % (931 cm) a 8.9 % (961 cm) y tanto máximo como mínimo son dados por estratos de arcilla limosa. Los horizontes de mayores concentraciones en ésta unidad reflejan variaciones abruptas en la tendencia general de la misma.

La unidad "D" (66.3-58.9 ka cal AP) presenta concentraciones entre 2.76 % (641 cm) y 5.46 % (741 cm), la intercalación entre materiales sedimentarios no supone gran cambio en el patrón general de la unidad. Sin embargo, el menor valor se presenta en arcillas limosas y el mayor en limos y arenas limosas en intercalación

Cabe mencionar que las unidades superficiales comprenden cambios notables en la cantidad de carbono inorgánico.

La unidad "C" (58.9-47.3 ka cal AP) exhibe concentraciones entre 2.9 y 17.8 %. La más baja se presenta en un estrato de intercalaciones milimétricas de arena limosa y limo (631 cm) y la concentración más alta es dada por un paquete de arena fina (451 cm). Esta cantidad de  $\text{CaCO}_3$  es la más alta del perfil sedimentario y representa un incremento abrupto en la tendencia general del perfil, posiblemente en consecuencia de un evento de máxima salinidad. Además, es seguida de una baja concentración a 441 cm en arenas limosas (4.5 %). Así mismo, destaca un máximo situado a 561 cm de profundidad con un valor de 8.0 % que coincide con la deposición de arenas limosas intercaladas con limos. La presencia de arcillas limosas entre 505 y 457 cm no supone gran cambio en el patrón general de sedimentación de la unidad, pero coincide con valores bajos.

Las concentraciones de la unidad "B" (47.3-39.0 ka cal AP) van de 4.7 a 9.2 % y tienden a disminuir con la profundidad. El valor más bajo es dado por un horizonte de arena gruesa a 421 cm y el máximo se presenta a 341 cm en un estrato areno limoso con grietas de desecación. Los estratos lenticulares de esta unidad disminuyen la cantidad de  $\text{CaCO}_3$  en el perfil (381 cm).

La unidad "A" (39.0-33.9 ka cal AP) presenta concentraciones que van de 4.1 a 9.3 %. El valor más bajo es dado por limos (311 cm) y el más alto por un estrato de limo y arena fina en intercalación (341 cm). La ocurrencia de un horizonte con gravas finas (331 cm) supone una disminución evidente en  $\text{CaCO}_3$  dentro de la unidad.

#### VI.4 Susceptibilidad Magnética ( $\chi$ )

La susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) en un perfil sedimentario ( $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ) es una medida de la concentración de minerales magnéticos resultantes de la deposición de minerales detríticos a la cuenca (Thompson y Oldfield, 1986; Blanchet *et al.*, 2007). Si bien existen minerales autigénicos que pueden aportar una señal magnética importante (ej. siderita), se ha demostrado que los minerales magnéticos depositados en el paleolago Babícora tienen un origen alogénico pluvial o eólico (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1997).

Los valores de susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) a lo largo del perfil van de 2.0 a 18.5  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  y en conjunto presentan una media de 5.34  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ . Al realizar una comparación de las variaciones de éste índice con la estratigrafía, se observa una clara relación con respecto a la textura de los sedimentos. Los valores altos son dados por estratos ricos en arena fina y los valores bajos se relacionan con estratos de arcilla limosa. Sin embargo, existen fluctuaciones marcadas en texturas intermedias (limos arcillosos, limos arenosos), en horizontes con estructuras sedimentarias y en profundidades donde se depositaron microorganismos o gravas (Fig. 18).

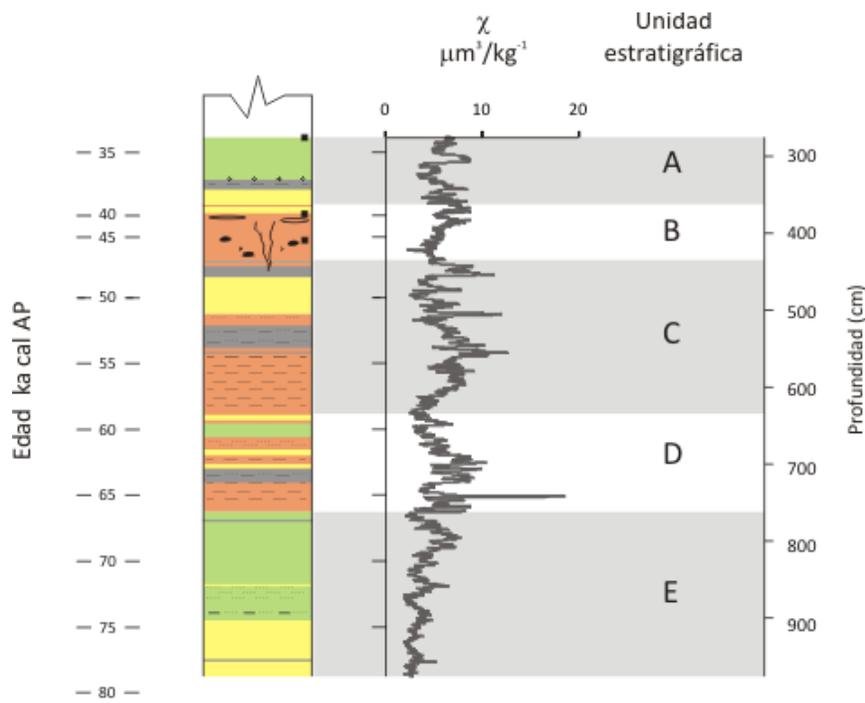


Figura 18. Variación de la susceptibilidad magnética en el perfil estratigráfico de Babícora.

La unidad "E" (79-66.3 ka cal AP) exhibe valores que fluctúan entre  $2.0 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  (973 cm) y  $8.1 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  (762 cm), lo cual en general no representa grandes variaciones en comparación con sedimentos de otras unidades. Los valores más bajos de la unidad se relacionan con estratos arcillo-limosos ( $875 \text{ cm}-2.1 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ) y los mayores ( $797\text{cm}-7.8 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ,  $762 \text{ cm}-8.1 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ) tienen relación con limos en la parte superficial de la unidad. En esta unidad se presentan las concentraciones más bajas de minerales magnéticos sin gran variabilidad, lo que a su vez coincide con los mínimos de COT mencionados previamente (Fig. 17).

La unidad "D" (66.3-58.9 ka cal AP) está constituida por intercalaciones de sedimentos de diferente granulometría y presenta un amplio rango de susceptibilidad magnética. Los valores fluctúan entre  $3.0 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  (653 cm) y  $18.5 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  (743 cm) en limos y arena limosa, respectivamente. Sin embargo, la relación de este indicador con la textura de los sedimentos no es clara ya que existen valores altos en estratos de arena fina intercalados con arena limosa (718 cm) y valores bajos en arenas limosas (736 cm).

La unidad "C" (58.9-47.3 ka cal AP) presenta valores entre  $2.5 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  (481 cm) y  $12.6 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  (556 cm). Los más bajos suelen ser dados por estratos de arcilla limosa (481 cm) e intercalaciones de limos y arenas finas ( $634-2.6 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ) mientras que los más altos se relacionan con estratos de arena fina ( $455 \text{ cm}-11.2 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ;  $556 \text{ cm}-12.6 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ). La parte inferior de la unidad presenta valores que disminuyen con la profundidad, esto coincide con la deposición de intercalaciones milimétricas de arena limosa y limo ( $624 \text{ cm}-3.4 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ).

La unidad "B" (47.3-39.0 ka cal AP) presenta valores entre  $2.4 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  (423 cm) y  $8.8 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  (384 cm) que están influidos de gran manera por la presencia de estructuras sedimentarias, microorganismos y/o gravas finas. Los valores bajos se presentan en la parte basal de la unidad en respuesta a la deposición de microorganismos carbonatados en un estrato de arena limosa ( $423 \text{ cm}-2.4 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ). Los mayores valores se concentran en la parte superficial, con variabilidad muy marcada, y se relacionan a la existencia de grietas de desecación y lentes horizontales de arena limosa ( $384 \text{ cm}-8.8 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ).

Los valores de susceptibilidad de la unidad "A" (39.0-33.9 ka cal AP) van de  $3.4 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  (325 cm) a  $8.8 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  en (308 cm) y exhiben gran variabilidad. Los valores más bajos resultan de limos en la parte superficial de la secuencia sedimentaria (325 cm) mientras que los más altos coinciden con un estrato de arena fina (308 cm). La existencia de gravas a 331 cm no refleja una fluctuación evidente.

### VI.5 Análisis Estadístico

Se llevó a cabo un análisis estadístico con el propósito de determinar la asociación entre variables geoquímicas y magnéticas, para así inferir las condiciones paleoambientales que afectaron la cuenca del paleolago Babícora. El análisis exploratorio de datos permitió determinar el valor mínimo, el valor máximo, la media aritmética, la desviación estándar y así realizar análisis multivariados (Tabla 5).

La estadística multivariada consistió en análisis de correlación y de agrupaciones (*cluster*) para 70 muestras que abarcaron la totalidad del perfil (muestreo cada 10 cm) y 30 variables geoquímicas que comprendieron elementos mayores, menores y traza, pérdida por calcinación (PxC), susceptibilidad magnética ( $\chi$ ), Índice de Alteración Química (IAQ), Índice de Alteración de Plagioclasas (IAP), Carbono Orgánico Total (COT) y carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) (Tabla 2).

Las variables fueron estandarizadas para obtener una distribución *Gaussiana* mediante la siguiente ecuación de transformación:

$$Z = [(x-\mu)/\sigma]$$

Donde "x" es el valor, " $\mu$ " es el promedio y " $\sigma$ " es la desviación estándar de la variable.

Después de la estandarización los valores presentan una media de 0 y una desviación estándar de 1 (Davis, 1987; Swanson *et al.*, 2001) (Tabla 5).

Mediante las variables normalizadas se construyó una matriz de correlación lineal con un nivel significativo del 95 % donde los valores cercanos a 1 reflejan una estrecha correlación entre variables y los valores cercanos a -1 indican escasa correlación (Tabla 6).

Con base en los coeficientes de correlación entre variables, se construyeron diagramas que las agrupan conforme a sus similitudes (*cluster*), lo cual es útil para determinar asociaciones entre elementos. Estos diagramas se efectuaron determinando la asociación total (*complete linkage*) y midiendo la distancia en “1 Pearson’s” (Fig. 19).

Los resultados sugieren tres agrupaciones principales de variables. El Grupo I está representado por Zr, Rb, K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub>. El Grupo II está representado por tres subgrupos, el primero presenta Cr, V, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ni, Zn, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, el segundo está formado por Co, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Rb, Cu, TiO<sub>2</sub> y el tercer subgrupo por Nb, Y, Th, IAQ, IAP. Por su parte, el Grupo III queda representado por MnO, Sr, CaO, CaCO<sub>3</sub>, PxC, COT, Ba, Na<sub>2</sub>O y la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ).

A su vez, las asociaciones sugieren que los tres grupos identificados se relacionan con diferentes procesos de depositación.

Los Grupos I y II se relacionan con elementos detríticos de diferentes materiales parentales. El Grupo I presenta elementos de rocas félsicas (riolitas, ignimbritas). Como el Zr se concentra en la fracción arena limosa y puede ser transportado por el viento (Roy *et al.*, 2006), entonces el Grupo I se asocia a la actividad eólica en la cuenca. El Grupo II exhibe elementos de afinidad intermedia a máfica. Debido a que los elementos de este grupo tienen una correlación positiva con IAQ y este índice se relaciona a la transformación de los feldespatos a arcillas (Fedo *et al.*, 1995), por lo tanto, estos elementos se presentan dentro de la fracción arcillo-limosa. Adicionalmente, el TiO<sub>2</sub> presente en este grupo, ha sido validado como indicador de actividad pluvial (Roy *et al.*, 2012a) por lo tanto podemos inferir que los elementos del Grupo II tienen origen en un ambiente de alto intemperismo químico (>húmedo) y alto aporte pluvial.

Dentro del Grupo III se encuentra el COT que, en un ambiente lacustre, suele relacionarse a la productividad orgánica del cuerpo de agua y de los alrededores (Meyers y Teranes, 2001). Este grupo presenta elementos resultantes del aumento de salinidad, evaporación y deposición de carbonato de calcio y valvas de ostrácodos (Ca, Sr, CaCO<sub>3</sub>) en los lagos (Eugster y Hardie, 1978; Chávez-Lara *et al.*, 2012). De esta forma, el Grupo III se relaciona con la productividad orgánica en un medio relativamente seco de alta salinidad.

Tabla 5. Estadística descriptiva de las variables estandarizadas de los sedimentos del perfil estratigráfico GF del Paleolago Babícara.

Variable	# de Muestras	Valores sin normalizar				Valores normalizados			
		Media	Mínimo	Máximo	Desv Std	Media	Mínimo	Máximo	Desv Std
χ	70	5.3	2.3	9.3	1.6	0	-1.9	2.5	1
IAQ	70	64.9	48.9	80.1	5.6	0	-2.9	2.7	1
IAP	70	70.6	48.5	94.3	8.0	0	-2.7	2.9	1
COT	70	1.6	0.1	5.3	1.1	0	-1.4	3.5	1
CaCO <sub>3</sub>	70	5.5	2.8	17.8	2.1	0	-1.3	5.8	1
SiO <sub>2</sub>	70	56.6	51.3	61.8	2.1	0	-2.5	2.4	1
TiO <sub>2</sub>	70	0.8	0.6	1.1	0.1	0	-2.5	2.6	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	70	14.9	10.8	16.7	1.0	0	-4.0	1.8	1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	70	5.9	4.1	8.0	0.9	0	-2.1	2.3	1
MnO	70	0.1	0.0	0.3	0.0	0	-1.6	4.2	1
MgO	70	1.6	0.7	2.4	0.4	0	-2.7	2.4	1
CaO	70	4.0	1.5	12.4	1.5	0	-1.7	5.8	1
Na <sub>2</sub> O	70	2.4	1.3	3.9	0.5	0	-2.2	3.1	1
K <sub>2</sub> O	70	2.9	2.4	3.4	0.2	0	-2.4	2.1	1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	70	0.3	0.1	0.9	0.1	0	-1.0	5.0	1
PxC	70	10.6	7.5	14.1	1.5	0	-2.0	2.2	1
Rb	70	113.5	77.0	134.0	9.8	0	-3.7	2.1	1
Sr	70	295.0	174.0	663.0	80.4	0	-1.5	4.6	1
Ba	70	585.1	369.0	997.0	131.5	0	-1.6	3.1	1
Y	70	40.3	34.0	46.0	2.4	0	-2.6	2.4	1
Zr	70	240.9	203.0	286.0	16.7	0	-2.3	2.7	1
Nb	70	13.7	11.0	17.0	1.4	0	-1.9	2.4	1
V	70	114.7	47.0	488.0	52.6	0	-1.3	7.1	1
Cr	70	41.1	25.0	79.0	8.4	0	-1.9	4.5	1
Co	70	16.0	12.0	21.0	2.0	0	-2.1	2.5	1
Ni	70	25.9	21.0	34.0	3.1	0	-1.6	2.6	1
Cu	70	31.1	17.0	47.0	6.2	0	-2.3	2.6	1
Zn	70	101.4	45.0	123.0	13.3	0	-4.2	1.6	1
Th	70	12.3	8.0	18.0	1.9	0	-2.2	3.0	1
Pb	70	16.9	11.0	21.0	2.2	0	-2.8	1.9	1

Tabla 6. Correlación entre variables geoquímicas en un valor significativo del 95 % (<0.05).

	$\chi$	IAQ	IAP	COT	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PxC	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	b	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb						
$\chi$	1.00																																			
IAQ	<b>-0.53</b>	1.00																																		
IAP	<b>-0.51</b>	<b>1.00</b>	1.00																																	
COT	0.29	-0.24	-0.24	1.00																																
CaCO <sub>3</sub>	0.29	-0.20	0.18	-0.04	1.00																															
SiO <sub>2</sub>	0.26	<b>-0.04</b>	<b>0.02</b>	0.08	-0.32	1.00																														
TiO <sub>2</sub>	-0.29	0.10	0.09	<b>-0.41</b>	<b>-0.48</b>	-0.17	1.00																													
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>-0.61</b>	<b>0.63</b>	<b>0.60</b>	<b>-0.44</b>	<b>-0.65</b>	-0.12	<b>0.70</b>	1.00																												
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>-0.56</b>	<b>0.58</b>	<b>0.53</b>	-0.48	-0.22	<b>-0.61</b>	<b>0.53</b>	<b>0.76</b>	1.00																											
MnO	0.27	-0.34	-0.37	0.01	<b>0.52</b>	<b>-0.65</b>	-0.04	-0.32	0.14	1.00																										
MgO	-0.47	<b>0.55</b>	0.50	-0.49	-0.20	<b>-0.51</b>	0.36	<b>0.66</b>	<b>0.86</b>	0.02	1.00																									
CaO	0.30	<b>-0.62</b>	<b>-0.63</b>	-0.10	<b>0.78</b>	-0.48	-0.13	<b>-0.56</b>	-0.17	<b>0.72</b>	-0.21	1.00																								
Na <sub>2</sub> O	<b>0.64</b>	-0.32	-0.29	0.42	0.30	0.46	<b>-0.63</b>	<b>-0.72</b>	<b>-0.71</b>	-0.13	-0.48	0.02	1.00																							
K <sub>2</sub> O	0.08	-0.20	-0.14	-0.04	-0.41	<b>0.59</b>	0.42	0.19	-0.31	-0.41	-0.42	-0.24	-0.09	1.00																						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.14	0.15	0.11	-0.31	0.09	<b>-0.53</b>	0.31	0.22	0.48	0.49	0.45	0.25	-0.37	-0.35	1.00																					
PxC	0.00	0.01	-0.02	<b>0.62</b>	0.26	<b>-0.51</b>	-0.49	-0.35	-0.05	0.32	-0.01	0.12	0.19	<b>-0.57</b>	-0.01	1.00																				
Rb	0.03	0.16	0.20	<b>0.42</b>	<b>-0.56</b>	<b>0.74</b>	-0.13	0.11	-0.41	<b>-0.64</b>	-0.40	<b>-0.72</b>	0.31	<b>0.49</b>	<b>-0.46</b>	-0.13	1.00																			
Sr	<b>0.52</b>	<b>-0.64</b>	<b>-0.64</b>	0.04	<b>0.76</b>	-0.30	-0.24	<b>-0.69</b>	-0.34	<b>0.66</b>	-0.30	<b>0.89</b>	0.29	-0.23	0.20	0.13	<b>-0.54</b>	1.00																		
Ba	<b>0.56</b>	-0.36	-0.33	0.18	0.23	0.35	-0.33	<b>-0.52</b>	<b>-0.60</b>	-0.04	-0.43	0.17	<b>0.54</b>	0.17	-0.17	-0.01	0.15	0.38	1.00																	
Y	-0.04	0.31	0.31	0.33	-0.26	0.30	-0.33	0.06	-0.13	-0.35	-0.05	<b>-0.51</b>	0.29	-0.06	-0.15	0.15	<b>0.65</b>	-0.36	0.04	1.00																
Zr	0.44	<b>-0.48</b>	<b>-0.44</b>	0.33	0.01	<b>0.55</b>	-0.07	-0.42	<b>-0.65</b>	-0.11	<b>-0.70</b>	0.08	0.42	0.47	-0.32	-0.24	0.42	0.25	0.16	0.12	1.00															
Nb	0.15	0.13	0.15	0.36	-0.07	0.35	-0.30	-0.14	-0.25	-0.33	-0.17	-0.32	0.44	-0.04	-0.25	0.09	<b>0.50</b>	-0.09	0.10	<b>0.55</b>	0.40	1.00														
V	<b>-0.50</b>	0.46	0.44	-0.43	-0.24	-0.07	0.34	<b>0.54</b>	0.48	-0.18	0.42	-0.27	-0.49	0.01	0.10	-0.28	-0.03	-0.36	-0.36	0.16	-0.21	-0.04	1.00													
Cr	-0.24	0.27	0.26	-0.06	-0.26	-0.10	0.24	0.24	0.29	-0.14	0.37	-0.29	-0.15	-0.13	0.09	0.08	-0.09	-0.22	-0.23	0.00	-0.15	-0.06	0.38	1.00												
Co	-0.17	-0.04	-0.08	-0.30	-0.10	-0.24	0.34	0.23	0.26	0.16	0.27	0.14	-0.33	-0.05	0.39	-0.17	-0.16	0.02	-0.04	0.17	-0.24	-0.30	0.18	0.04	1.00											
Ni	<b>-0.56</b>	0.34	0.30	-0.38	-0.38	-0.45	<b>0.63</b>	<b>0.70</b>	<b>0.75</b>	0.04	<b>0.63</b>	-0.16	-0.72	-0.06	0.46	-0.13	-0.21	-0.34	<b>-0.51</b>	0.02	-0.42	-0.25	<b>0.54</b>	0.30	<b>0.60</b>	1.00										
Cu	<b>-0.55</b>	0.19	0.18	-0.27	<b>-0.64</b>	-0.03	<b>0.72</b>	<b>0.72</b>	0.41	-0.20	0.21	-0.31	<b>-0.76</b>	0.45	0.11	-0.39	0.15	<b>-0.50</b>	-0.36	-0.07	-0.13	-0.31	<b>0.51</b>	0.15	0.35	<b>0.65</b>	1.00									
Zn	<b>-0.65</b>	<b>0.73</b>	<b>0.68</b>	-0.27	<b>-0.55</b>	-0.24	0.37	<b>0.83</b>	<b>0.77</b>	-0.29	<b>0.78</b>	<b>-0.61</b>	<b>-0.52</b>	-0.24	0.29	0.00	0.09	<b>-0.72</b>	<b>-0.53</b>	0.29	<b>-0.59</b>	-0.03	0.48	0.28	0.30	<b>0.70</b>	0.46	1.00								
Th	-0.25	0.46	0.47	0.18	-0.42	0.25	0.08	0.39	0.14	-0.44	0.06	<b>-0.60</b>	-0.08	0.17	-0.19	-0.08	<b>0.49</b>	<b>-0.60</b>	-0.17	0.41	0.04	0.28	0.35	0.14	-0.17	0.13	0.26	0.41	1.00							
Pb	-0.26	0.28	0.29	-0.21	-0.47	0.23	<b>0.53</b>	<b>0.52</b>	0.20	-0.27	0.15	-0.38	-0.35	0.45	0.12	-0.45	0.32	-0.43	-0.07	0.08	-0.03	-0.05	0.19	-0.02	0.22	0.33	0.55	0.36	0.24	1.00						

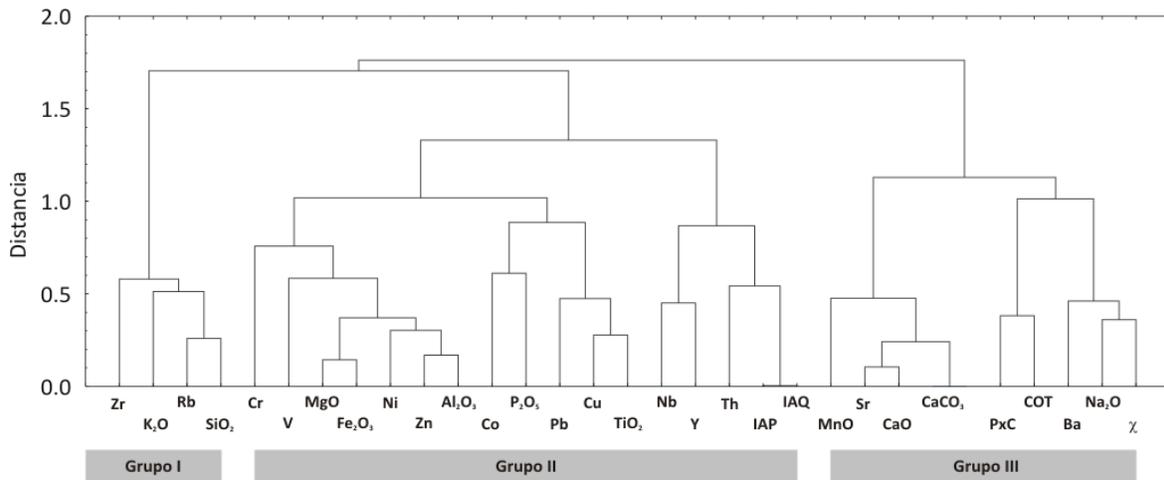


Figura 19. Diagrama de asociaciones entre variables geoquímicas y grupos principales.

Por otra parte, la correlación entre variables geoquímicas es un medio para determinar la asociación de ciertos elementos con los procesos paleoambientales que operaron en la cuenca del paleolago Babícora. La correlación negativa de Zr y  $\text{SiO}_2$  con IAQ, IAP,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$  hace concluir que estos elementos tienen orígenes diferentes. Como se mencionó, los primeros derivan de la actividad eólica y los segundos de procesos pluviales.

La susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) guarda una baja relación positiva con Sr,  $\text{CaCO}_3$ , Zr y  $\text{SiO}_2$  lo que sugiere que la entrada de minerales magnéticos a la cuenca se debió principalmente a la actividad eólica en un periodo donde el lago presentaba alta salinidad. Las bajas correlaciones positivas entre estos indicadores son el producto de la deposición de minerales magnéticos posteriormente a la precipitación de carbonatos.

El Carbono Orgánico Total (COT) tiene correlación negativa con  $\text{TiO}_2$ , Cu,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , IAQ y IAP lo cual sugiere un desfase de la productividad orgánica con respecto a los indicadores de humedad. Esto puede ser consecuencia de la oxidación de la materia orgánica por la mayor entrada de agua lo que modificó las condiciones reductoras del lago. Otra posible explicación es que la mayor entrada de detríticos con respecto a una cantidad estable de material orgánico pudo traducirse en un efecto de dilución durante las mediciones en porcentaje de COT en el sedimento total.

## VI.6 Geoquímica

Los análisis de Fluorescencia de Rayos X (70 muestras) permitieron obtener las concentraciones de los óxidos de 10 elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) y 14 elementos trazas (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) (Fig. 19).

Las máximas concentraciones de elementos mayores son dadas por el  $\text{SiO}_2$  (62-50 %) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17-11 %) mientras que las máximas de elementos traza por el Ba (997-369 ppm), Sr (663-174 ppm) y Zr (286-203 ppm). Los resultados de FRX, una vez analizados, permitieron diferenciar los elementos de acuerdo a tres grupos principales, que con base en los elementos que los componen, es posible inferir las condiciones que actuaron en la deposición de tales grupos.

El primer grupo conformado por  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Cu, Cr, V, Ni, Zn, Co y Pb exhibe elementos presentes en sedimentos muy finos (arcillas). Como estos elementos tienen una correlación positiva con los indicativos de intemperismo (AIQ y IAP) y el titanio (Ti) ha sido validado como indicativo del aporte detrítico pluvial en los lagos (Sosa-Nájera *et al.*, 2010; Roy *et al.*, 2012a), por lo tanto el primer grupo se asocia al incremento de humedad y aporte detrítico pluvial en la cuenca de Babícora. El segundo grupo compuesto por  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Zr, Rb, Ba, Y, Nb y Th presenta en general componentes que guardan correlación negativa con las variables características de un medio húmedo (IAQ, IAP,  $\text{TiO}_2$ ), así mismo, contiene elementos como el zirconio (Zr) que suele ser transportado por el viento (Roy *et al.*, 2006). De esta forma, el segundo grupo se relaciona con elementos depositados por la actividad eólica en un régimen seco. El tercer grupo compuesto de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  y Sr se asocia con minerales autigénicos o biogénicos en la cuenca ya que estos elementos precipitan junto al carbonato en una cuenca endorreica (Eugster y Hardie, 1978; Cohen, 2003) (Fig. 20 y 21).

De manera general, el comportamiento de estos distintos grupos de elementos a lo largo del perfil varía de la siguiente forma.

Los indicadores de aporte detrítico pluvial en la cuenca (primer grupo) tienden a aumentar con la profundidad. En general, las unidades estratigráficas “E”, “D” y “C” marcan máximos evidentes a 741 cm, en un estrato de limo en intercalación con arenas finas, y a 641 cm en un estrato de arcillas limosas. Además, existen diversos incrementos que se manifiestan en los distintos indicadores elementales. Las unidades superficiales (“B” y “A”) se caracterizan por disminución en este grupo de elementos que alcanzan un mínimo a 431 cm dentro de un estrato de arenas limosas y coinciden con la presencia de grietas de desecación. Cabe señalar un máximo claro dentro de un periodo de bajas concentraciones a 371 cm que es dado por arcillas limosas.

El grupo de elementos depositados mediante actividad eólica (segundo grupo), presenta amplias variaciones a lo largo del perfil. Sin embargo, puede apreciarse una disminución generalizada de las concentraciones al incrementar la profundidad. Llama la atención tres máximos evidentes dentro de la unidad “C” a 581, 561 y 541 cm que son precedidos de mínimos y coinciden con la depositación de arenas limosas intercaladas con limos. Esto queda manifiesto en la variación de la concentración de Zr. La presencia de marcas de desecación en la unidad “B” (385-448 cm) refleja incrementos generales de la actividad eólica en la cuenca.

El comportamiento de los elementos asociados a la precipitación química de sedimentos autigénicos (tercer grupo) es en general uniforme con máximos claros a 961 cm en un estrato de arcillas limosas y a 451 cm en un estrato de arena fina. Así mismo, existen dos máximos en la superficie del perfil (unidad “B” y “A”) dados por un estrato de limos intercalados con arenas finas a 341 cm y arenas finas a 391 cm lo que coincide con la presencia de grietas de desecación. Las profundidades en que este grupo de elementos presentan su menor concentración son 941 y 441 cm, en estratos de arcilla limosa y arenas limosas, respectivamente. Existe un máximo claro de manganeso (Mn) a 701 cm, donde las concentraciones de Ca y Sr no reflejan una variación abrupta, esto puede ser explicado por los procesos de reducción del  $Mn^{4+}$  a  $Mn^{2+}$  en un medio relativamente anóxico que permitió la deposición de carbonato con Mn, Fe y Mg en su estructura.

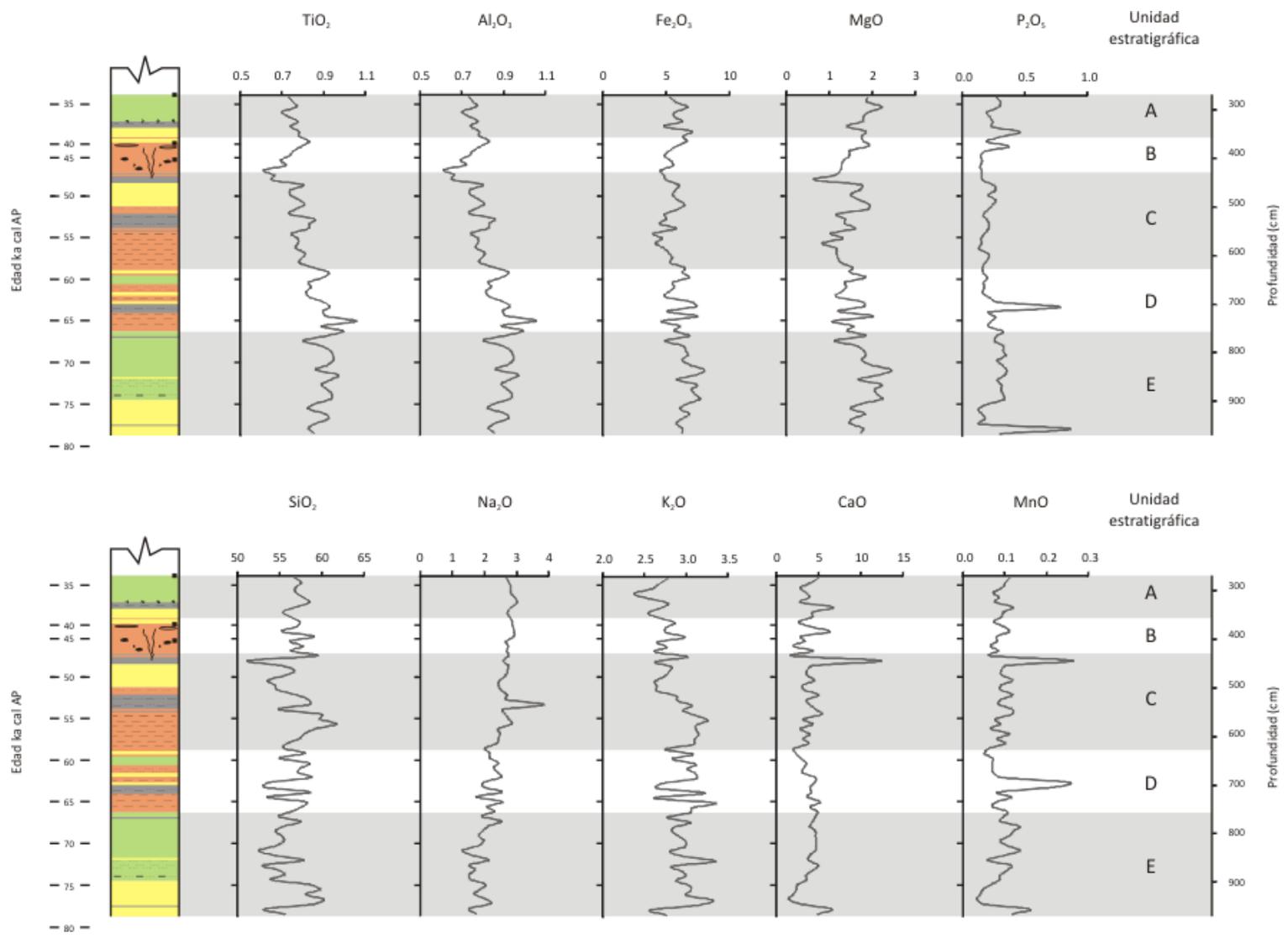


Figura 20. Variación de las concentraciones de los óxidos de elementos mayores (en %) a lo largo del perfil sedimentario de Babicora y las unidades estratigráficas, determinados mediante FRX a intervalos de 10 cm.

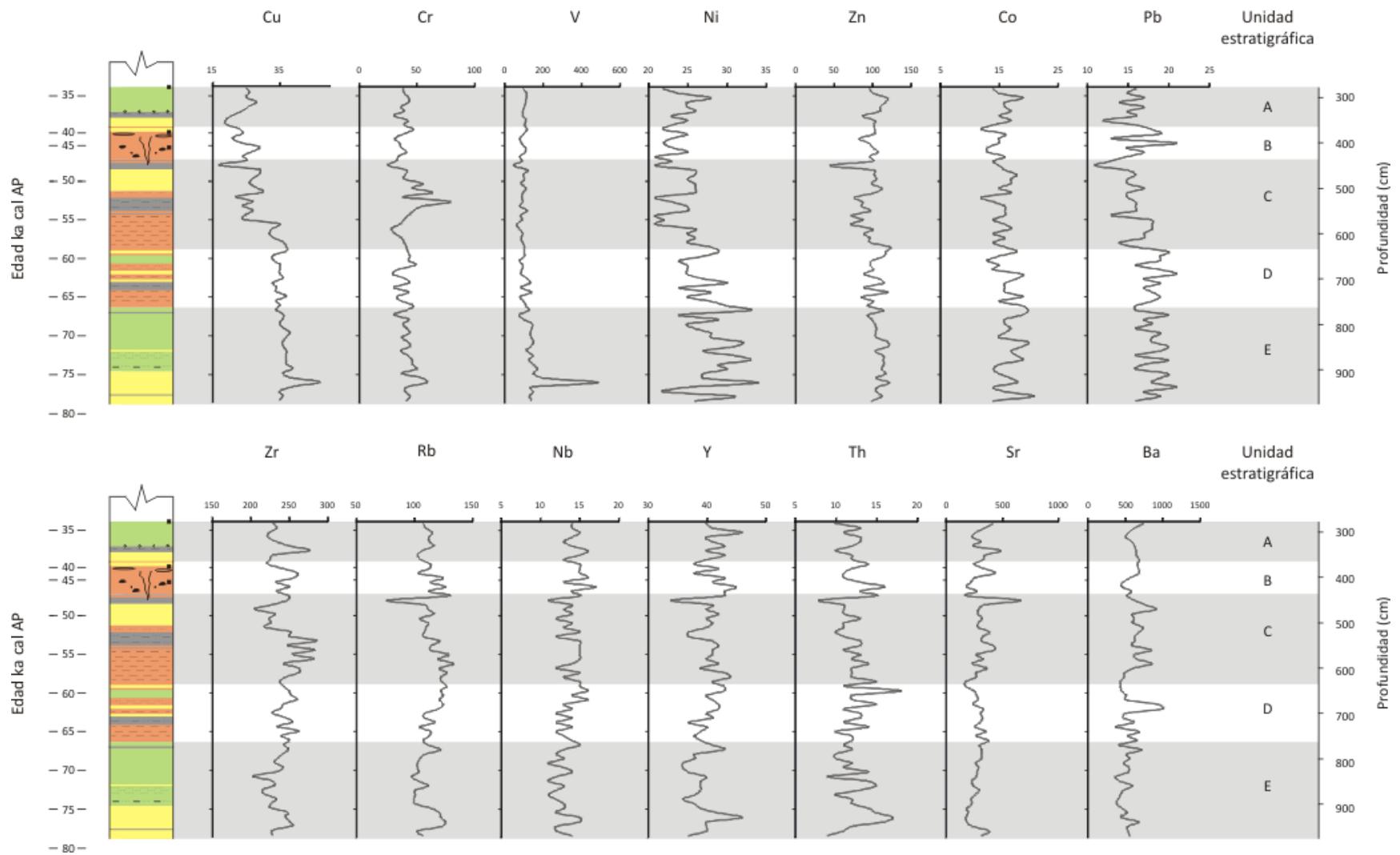


Figura 21. Variación de las concentraciones de los elementos trazas a lo largo del perfil sedimentario y unidades estratigráficas (en ppm).

Por otra parte, los análisis de FRX permitieron establecer índices y relaciones para determinar implicaciones de procedencia, de paleohidrología y paleoclimatología, tales como: diagramas ternarios, índices de intemperismo químico y relaciones elementales.

### **VI.6.1 Diagramas Ternarios de Procedencia e Índices de Intemperismo Químico (IAQ y IAP)**

Las proporciones molares de  $Al_2O_3$  (A),  $CaO^* + Na_2O$  (CN) y  $K_2O$  (K) en los sedimentos fueron graficadas en diagramas ternarios A-CN-K (Nesbitt y Young, 1984, 1989) con el propósito de determinar la procedencia de los sedimentos además de la tendencia del intemperismo de los silicatos depositados en la cuenca. Donde  $CaO^*$  es la proporción de calcio en los silicatos y se obtiene restando su porción relacionada a los carbonatos y fosfatos mediante:

$$CaO^* = CaO - CO_2 \cdot 10/3 P_2O_5 \text{ (Fedo et al., 1995).}$$

Una estimación del grado de la alteración de los sedimentos siliciclásticos se puede obtener mediante el Índice de Alteración Química ( $IAQ = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$ ).

Dependiendo de la abundancia de minerales secundarios (arcillas) con respecto a los primarios (silicatos) los valores de IAQ varían entre 50 y 100 (Fedo et al., 1995). Los valores iguales o inferiores a 50 representan rocas o minerales frescos sin ninguna alteración. Los valores comprendidos entre 50 y 60 indican bajo intemperismo; valores entre 60 y 80 pueden establecer minerales o rocas con intemperismo químico moderado y los valores superiores a 80 son interpretados como producto del intemperismo químico intenso (Fedo et al., 1995).

Los sedimentos del paleolago Babícora, dentro del diagrama ternario, exhiben un arreglo lineal que se desplaza de forma paralela y cercana al eje A-CN, esto indica que los sedimentos no alterados (indicadores de las rocas fuente) están enriquecidos en

plagioclasas cálcico-sódicas y empobrecidos en feldespato potásico. La posible fuente sedimentaria es en general uniforme y apunta a rocas de composición intermedia.

Las muestras con bajo intemperismo químico (IAQ = 50-60) presentan proporciones molares ligeramente más altas de  $Al_2O_3$  en comparación con  $CaO^* + Na_2O$ , lo que indica que los sedimentos tienen bajas cantidades de fases de aluminio (minerales arcillosos). La mayor parte de los sedimentos exhiben intemperismo moderado (IAQ = 60-80) y se agrupan cercanos al eje A. Solo una muestra de sedimento presenta intemperismo químico intenso y se ubica cercana al eje A, lo que indica que gran proporción de la misma ha sido transformada a minerales arcillosos. De la misma forma, solo una muestra de sedimentos no exhibe intemperismo aparente, y se ubica cercana al grupo de rocas félsicas (Fig. 22).

Por su parte, los valores de IAQ para las tobas riolíticas (49-52) y andesitas traquiandesitas (44-48) sugieren que la cuenca ha sufrido bajo o nulo intemperismo.

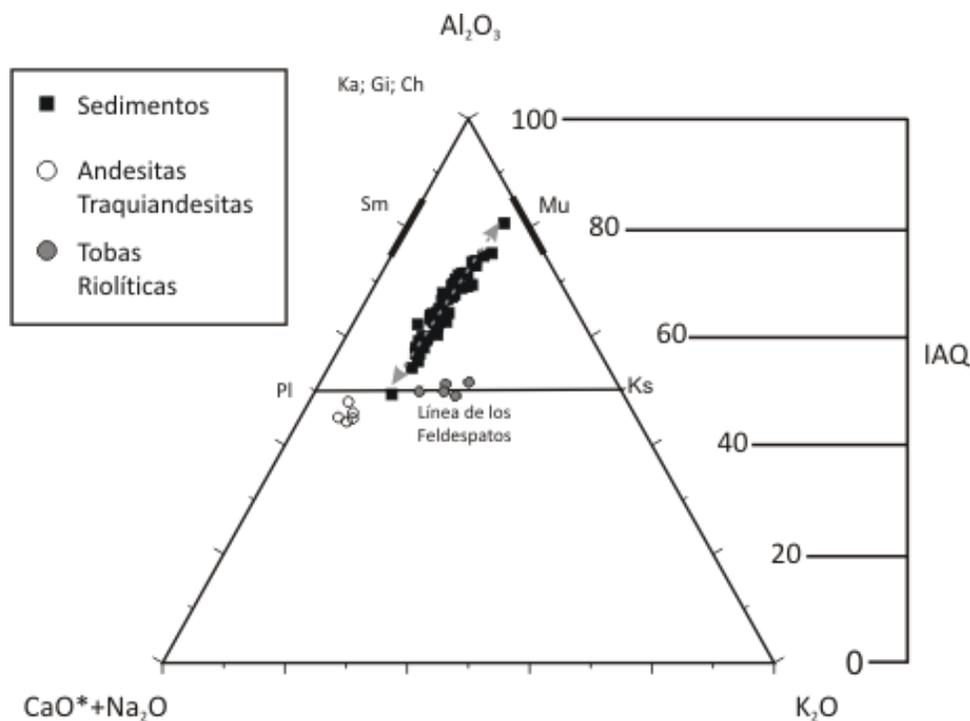


Figura 22. Diagrama ternario de procedencia y alteración química de los sedimentos. La línea punteada muestra la tendencia general de las muestras de sedimento con respecto al intemperismo químico (IAQ).

Al graficar las proporciones de  $Al_2O_3$ ,  $CaO^*+Na_2O$  y  $K_2O$  de las rocas que rodean al paleolago Babícora (Sánchez-Córdova, 2012) con respecto a los sedimentos, la línea de tendencia no indica un sólo tipo de rocas como fuente principal. Al parecer tanto rocas intermedias (andesitas-traquiandesitas) como félsicas (tobas riolíticas) aportan sedimentos a la cuenca más o menos en la misma proporción.

Por otra parte, en base a las concentraciones molares de  $Al_2O_3$ ,  $CaO^*$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  y  $P_2O_5$ , se calculó el índice de intemperismo de Plagioclasas (IAP).

El Índice de Alteración de Plagioclasas ( $IAP = ((Al_2O_3 - K_2O)/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)) \times 100$ ) proporciona un número indicativo de la proporción de arcillas con respecto a la cantidad de plagioclasas en el sedimento, por lo cual está estrechamente relacionado con la intensidad del intemperismo al cual fueron sometidos (Nesbitt y Young, 1982). Dicho de otra forma, indica la proporción de plagioclasas que fueron transformadas a arcillas.

Los valores de IAP iguales o inferiores a 50 representan rocas o minerales frescos sin ninguna alteración. Los valores comprendidos entre 50 y 60 indican bajo intemperismo; valores entre 60 y 80 pueden establecer minerales o rocas con intemperismo químico moderado; y valores superiores a 80 son interpretados como producto del intemperismo químico intenso de plagioclasas (Fedo *et al.*, 1995).

Las variaciones de IAQ y IAP en el perfil son paralelas, es decir, aumentan y disminuyen en la misma proporción ( $R^2 = 1$ ). Este comportamiento se relaciona directamente con la estratigrafía del perfil, ya que los mayores valores se presentan dentro de las unidades estratigráficas con abundantes arcillas limosas y los menores en estratos de arena fina. De esta forma, el perfil sedimentario presenta valores entre 49 y 80 para IAQ y 49 y 94 para IAP con una media de 65 y 71, respectivamente. Los valores de intemperismo muestran alta variabilidad entre 281 y 761 cm de profundidad, aumentando gradualmente hacia la base del perfil (>761 cm) lo que coincide con la deposición de material arcilloso. Consecuentemente, los valores promedio de alteración (IAQ = 65; IAP = 71) indican bajo intemperismo químico durante la mayor parte del tiempo de deposición de los sedimentos (Fig. 23).

La unidad "E" (79-66.3 ka cal AP) presenta valores de alteración que tienden a aumentar con la profundidad, lo que coincide con la presencia de arcillas limosas hacia la base. Los valores de IAQ fluctúan entre 60 y 75 lo cual indica intemperismo intermedio de los feldespatos. Por su parte, los valores de IAP van de 63 a 87 e indican un rango amplio de intemperismo de plagioclasas que va desde moderado a intenso. Por otra parte, los valores bajos tanto de IAQ como IAP son dados por un estrato de limos (781 cm), mientras que valores altos son dados por arcillas limosas (941 cm).

La unidad "D" (66.3-58.9 ka cal AP) presenta variabilidad muy marcada debido a la intercalación de textura fina. Los valores para IAQ varían entre 57 y 71, es decir, los feldespatos en los sedimentos tienen un intemperismo de bajo a moderado. Los valores de IAP van de 59 a 79 y reflejan intemperismo bajo a moderado de plagioclasas. Los valores más bajos de la unidad para ambos índices son dados por arenas limosas intercaladas con limos (691 cm) y los mayores coinciden con estratos de limo (651 cm); sin embargo, la variabilidad no permite generalizar comportamientos.

La unidad "C" (58.9-47.3 ka cal AP) exhibe fluctuaciones muy marcadas en respuesta a la intercalación de arena fina con arena limosa. Los valores de IAQ van de 49 a 73 e indican que el intemperismo actuó en un rango amplio, depositándose minerales escasamente alterados (frescos) y también moderadamente alterados. De la misma forma, los valores de IAP, presentan un rango muy amplio de intemperismo con valores entre 49 a 82, lo que indica que los sedimentos sufrieron intemperismo de muy bajo a muy intenso. Los valores más bajos de la unidad se presentan en estratos de arena fina (451, 541 cm) y los más altos en arcillas limosas (501, 471 cm).

La unidad "B" (47.3-39.0 ka cal AP) debe su marcada variabilidad a los componentes anómalos que presenta (grietas de desecación, estratos lenticulares, ostrácodos y arena gruesa). Los valores para IAQ van de 59 a 80 e indican un intemperismo de bajo a intenso, los valores de IAP van de 62 a 94 y reflejan sedimentos alterados de forma moderada a intensa. Los valores más bajos son influidos por las grietas de desecación rellenas de arena limosa (391 cm) y los más altos por un estrato arcillo limoso (371 cm) presente

inmediatamente después de los estratos lenticulares. Los horizontes de ostrácodos y arena gruesa (406-427 cm) reflejan estabilidad del ambiente sedimentario donde el intemperismo fue moderado.

La unidad "A" (39.0-33.9 ka cal AP) presenta valores de IAQ entre 58 y 70 lo que refleja un ambiente con intemperismo químico de bajo a moderado al igual que los de IAP, que son ligeramente más altos (60-76). Los valores más bajos dentro de la unidad son dados por sedimentos limo arenosos (341 cm) y los mayores por un estrato de limo (301 cm).

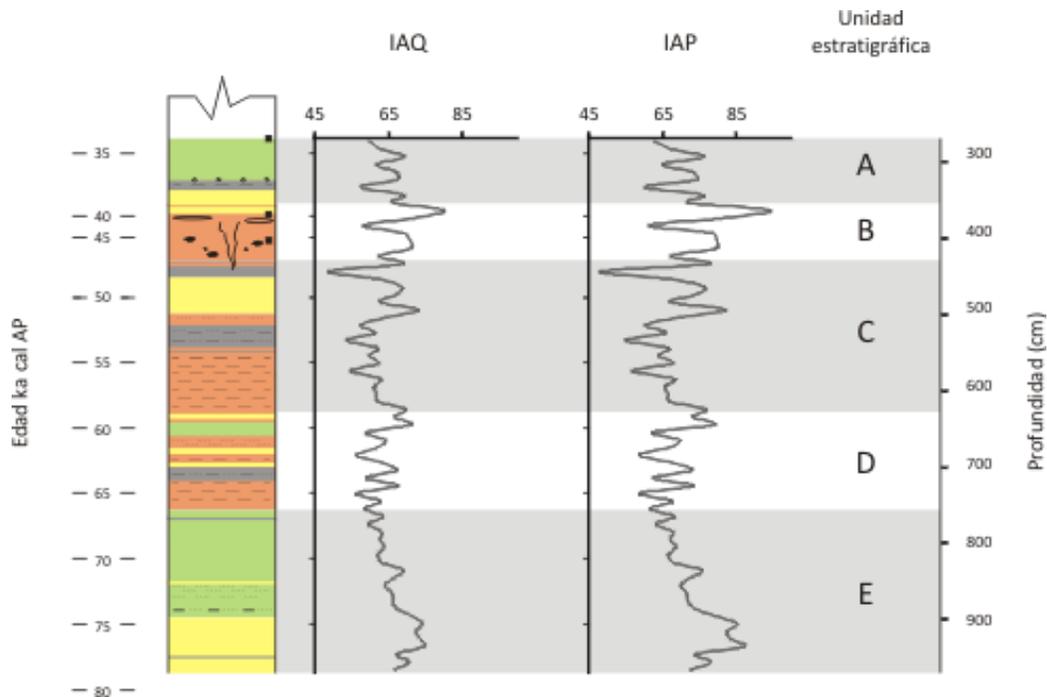


Figura 23. Variación del Índice de Alteración Química (IAQ) y del Índice de Alteración de Plagioclasas (IAP) con respecto a la edad y profundidad del perfil sedimentario de Babícora.

### **VI.6.2 Relaciones Elementales**

A partir del tratamiento estadístico de las concentraciones de los elementos mayores y trazas, además del análisis de los mismos desde un punto de vista geoquímico, se pueden establecer ciertas relaciones entre elementos. Esto tiene el fin de establecer *proxies* de diversas condiciones paleohidrológicas.

En los ambientes sedimentarios, el titanio (Ti) está asociado con minerales ferromagnesianos ej. biotita, piroxenos y anfíboles, mientras que el silicio (Si) se relaciona con los minerales silicatados (ej. cuarzo y feldespatos) (Nesbitt, 1979). Por su parte, el zirconio (Zr), está presente en los zircones (Taylor y McLennan, 1985). Como la concentración absoluta de estas hidrosales se diluye debido a la alta abundancia de calcita y minerales arcillosos, las relaciones de estos elementos con respecto al Aluminio ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) (componente de las arcillas) pueden ser usadas como indicativos de procedencia. De esta forma, la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  explica el incremento del aporte de rocas félsicas; el  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  indica incrementos en los componentes máficos del sistema y refleja los cambios de procedencia entre rocas félsicas a máficas (Andersson *et al.*, 2004). La relación  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$  indica la abundancia de zircón con respecto a los feldespatos. Como el zircón se concentra en la fracción areno limosa, y puede ser transportado por procesos eólicos, entonces una relación entre estos elementos puede considerarse como un *proxy* de actividad eólica (Pye y Krinsley, 1986; Haug *et al.*, 2003; Roy *et al.*, 2006). Las similitudes de  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 10^{-4}$  y  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  a lo largo del perfil de Babícora indican que ambos índices reflejan el transporte de sedimentos por la acción del viento.

Dentro del presente estudio, el cobre (Cu) representa los componentes detríticos de origen pluvial en el sedimento (correlación positiva con  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) mientras que el estroncio (Sr) representa la fracción carbonatada de los sedimentos (correlación positiva con  $\text{CaCO}_3$ ), por lo tanto podemos considerar la relación Sr/Cu como un *proxy* de abundancia de los carbonatos con respecto a los componentes detríticos, en respuesta a variaciones de salinidad.

La relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  varía a lo largo del perfil entre 4.8 y 3.2, con los menores valores dados por limos (301 cm) y los mayores por estratos de arena fina (451 cm). La relación  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 10^{-4}$  presenta valores entre 12.4 y 23.0 y de manera general, los valores más bajos son dados por horizontes de limo o arcillo limosos (841 cm) y los más altos coinciden con estratos de arena fina (451 cm). La relación  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  presenta escasa variabilidad con respecto profundidad, indicando muy ligeras variaciones de fuente parental sedimentaria; sus valores van de 0.05 (441 cm) a 0.07 (741 cm) dados por arena limosa y

estratos de limo y arena-limosa en intercalaciones milimétricas, respectivamente. La variación de Sr/Cu a través del perfil comprende valores entre 3.8 (931 cm) y 39.0 (451 cm), reflejando condiciones fluctuantes de salinidad en la cuenca, debido al amplio rango de valores que exhibe. Este *proxy* no guarda una relación clara con la textura de los sedimentos, los menores valores son dados por estratos arcillo-limosos, así como limos y arenas limosas mientras que los mayores son dados por arenas finas (Fig. 24).

La unidad "E" (79-66.3 ka cal AP) presenta valores de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 3.2 y 4.0 en estratos de limo (841 y 781 cm). El índice  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 10^{-4}$  fluctúa entre 14.0 y 17.3 en estratos de limos (851 y 781 cm). Para  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  los valores van de 0.053 a 0.065 y son dados por limos (851 cm) y arenas limosas (761 cm). En esta unidad los valores de Sr/Cu fluctúan entre 3.8 y 10.8 y se presentan en estratos arcillo-limosos (931 y 961 cm, respectivamente).

La unidad "D" (66.3-58.9 ka cal AP) presenta variaciones de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  de 3.4 a 4.1, valores dados por limos y arenas limosas intercaladas (731 y 691 cm, respectivamente). El índice  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 10^{-4}$  varía entre 14.7 y 17.9 en estratos de limos y arenas limosas intercaladas (731 y 741 cm). Los valores para  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  varían de 0.055 a 0.072 y se presentan en limos con arenas limosas en intercalación (681 y 741 cm). Para el índice Sr/Cu los valores van de 4.7 a 10.9 en arcillas limosas (641 cm) y arenas limosas (761 cm).

La unidad "C" (58.9-47.3 ka cal AP) presenta las fluctuaciones más evidentes del perfil. Los valores de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  van de 3.5 a 4.8 como reflejo de un estrato de arena limosa en intercalación con limos (631 cm) y arenas finas (451 cm). Llama la atención la gran variabilidad de este indicador a lo largo de la unidad, que presenta otro máximo a 581 cm en arenas limosas intercaladas con limos. Los valores de  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 10^{-4}$  varían entre 14.3 y 23.0 y tienen estrecha relación con la textura. El valor más bajo se presenta en un estrato de arcilla limosa (471 cm) y el más alto dentro de un estrato de arena fina (451 cm). Cabe mencionar, que la variación de este índice es muy marcada entre 631 y 511 cm donde algunos de los mayores valores de la unidad (541, 561, 581 cm) son precedidos por algunos mínimos (551, 571, 591 cm). Los valores de  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  fluctúan entre 0.046 y

0.064 dados por estratos de arena limosa (441 cm) y arena fina (541 cm), respectivamente, con tendencia de aumento a mayor profundidad. Así mismo, la relación Sr/Cu presenta valores entre 7.1 y 39.0. El valor más bajo es dado por un estrato de arena limosa (591 cm) y el más alto, de la unidad y del perfil, por un estrato de arena fina (451 cm) precedido por valores que aumentan entre 621 y 461 cm.

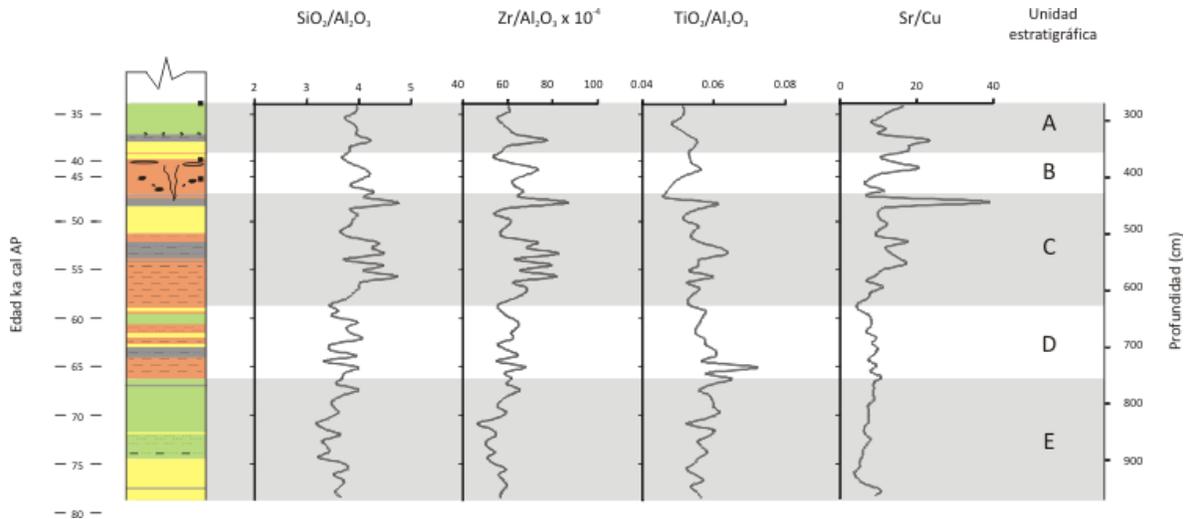


Figura 24. Variación de  $Zr/Al_2O_3 \times 10^{-4}$ ,  $TiO_2/Al_2O_3$ , Sr/Cu con respecto a la profundidad y edad del perfil GF.

La unidad "B" (47.3-39.0 ka cal AP) presenta valores de  $SiO_2/Al_2O_3$  que van de 3.7 a 4.2 en estratos de arcilla limosa (371 cm) y arena limosa (401 cm). Los valores de  $Zr/Al_2O_3 \times 10^{-4}$  van de 14.3 a 19.4 dados por arcillas limosas (371 cm) y arenas limosas (391 cm), respectivamente. Los valores para  $TiO_2/Al_2O_3$  varían de 0.047 a 0.056 y se presentan en arenas limosas a 421 y 391 cm. Por su parte, la relación de Sr/Cu fluctúan entre 6.7 a 20.7 en arenas limosas a 421 cm y 391 cm, respectivamente. En esta unidad los valores menores y mayores, para los diferentes índices, a menudo se presentan en las mismas profundidades y coinciden con la existencia de grietas de desecación (448-385 cm) y sedimentos enriquecidos en ostrácodos (427-406 cm).

La unidad "A" (39.0-33.9 ka cal AP) presenta valores de 3.7 a 4.2 ( $SiO_2/Al_2O_3$ ), de 14.7 a 20.5 ( $Zr/Al_2O_3 \times 10^{-4}$ ), de 0.048 y 0.055 ( $TiO_2/Al_2O_3$ ) y de 8.3 a 20.1 (Sr/Cu). Los valores más bajos para los tres índices son dados por limos (301-311 cm) y los más altos por arenas finas en intercalación con limos (341 cm).

La tabla 7 resume las concentraciones de las distintas variables geoquímicas con implicaciones paleohidrológicas. Resaltan las concentraciones presentes a 451 cm de profundidad, donde algunas variables presentan valores máximos ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 10^{-4}$ ,  $\text{Sr}/\text{Cu}$ ), otras mínimos (IAQ, IAP) y en general, todas presentan una fluctuación importante. Otros eventos relevantes tuvieron lugar a 341, 371, 411, 651 y 941 cm.

Tabla 7. Variación de los indicativos paleoambientales a lo largo del perfil. Los valores mayores y menores de cada *proxy* resaltan en recuadros grises y los valores importantes resaltan en negritas.

Unidad estratigráfica	Profundidad (cm)	ka cal AP	IAQ	IAP	COT %	$\text{CaCO}_3$ %	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Sr}/\text{Cu}$
A	281	34.2	59.9	63.2	1.2	6.2	<b>4.0</b>	16.0	0.051	16.7
	291	34.8	63.1	67.5	1.0	5.6	3.9	16.0	0.052	13.1
	301	35.4	69.6	76.4	0.7	5.3	<b>3.7</b>	14.7	0.051	10.7
	311	35.9	61.9	65.2	1.4	4.1	3.9	15.2	0.048	8.3
	321	36.5	67.4	73.4	0.9	7.0	4.0	16.0	0.051	11.9
	331	37.1	67.6	74.4	0.8	5.5	4.0	16.9	0.053	10.3
	341	37.7	57.8	60.3	1.5	<b>9.3</b>	<b>4.2</b>	<b>20.5</b>	<b>0.055</b>	<b>23.1</b>
	351	38.3	69.3	76.3	0.6	7.5	3.9	15.9	0.055	18.3
	361	38.9	66.4	72.2	0.8	7.0	3.8	15.2	0.053	17.7
B	371	39.4	<b>80.1</b>	<b>94.3</b>	0.9	8.2	<b>3.7</b>	<b>14.3</b>	0.053	<b>10.8</b>
	381	40.7	<b>72.7</b>	<b>82.1</b>	0.6	8.4	3.8	16.3	0.054	14.2
	391	42.5	58.5	61.5	1.4	<b>9.2</b>	4.1	<b>19.4</b>	<b>0.056</b>	<b>20.7</b>
	401	44.3	69.5	78.6	2.3	6.8	<b>4.2</b>	18.3	0.053	11.1
	411	45.8	<b>71.1</b>	<b>79.9</b>	<b>3.5</b>	7.2	4.0	16.6	0.050	7.8
	421	46.4	<b>71.2</b>	<b>79.7</b>	2.7	4.7	3.8	16.6	0.048	6.7
	431	47.0	62.6	67.3	<b>3.6</b>	6.9	4.3	17.8	0.047	11.5
C	441	47.5	69.0	77.6	2.9	4.5	4.1	17.2	<b>0.046</b>	<b>7.1</b>
	451	48.1	<b>48.9</b>	<b>48.5</b>	1.5	<b>17.8</b>	<b>4.8</b>	<b>23.0</b>	0.061	<b>39.0</b>
	461	48.7	62.7	67.3	2.3	6.2	3.9	15.8	0.056	11.8
	471	49.3	68.8	76.6	1.9	<b>6.9</b>	<b>4.0</b>	<b>14.3</b>	<b>0.052</b>	10.0
	481	49.9	67.5	74.3	1.9	6.5	3.9	16.1	0.052	10.5
	491	50.5	62.9	67.3	2.1	6.1	3.8	16.0	0.056	12.3
	501	51.0	<b>73.2</b>	<b>82.3</b>	1.8	6.6	<b>3.7</b>	15.2	0.054	10.3
	511	51.6	64.7	69.8	2.9	<b>4.7</b>	<b>3.8</b>	15.2	0.054	9.6
	521	52.2	57.6	60.5	2.8	6.7	4.4	19.3	0.057	<b>17.6</b>
	531	52.8	61.4	65.9	2.4	5.0	4.3	<b>18.2</b>	0.062	12.1
	541	53.4	53.9	55.3	<b>2.9</b>	5.1	<b>4.5</b>	<b>21.8</b>	<b>0.064</b>	13.3
	551	54.0	62.2	66.8	2.4	6.4	3.7	<b>16.8</b>	0.056	15.4
	561	54.5	59.9	64.1	2.2	<b>8.0</b>	<b>4.5</b>	<b>21.1</b>	0.056	<b>17.2</b>
	571	55.1	62.5	67.9	2.4	4.7	4.1	<b>17.4</b>	0.053	11.3
	581	55.7	55.0	57.0	2.0	4.8	<b>4.7</b>	<b>21.7</b>	0.060	9.4
	591	56.3	63.0	68.3	2.7	3.6	4.1	<b>16.6</b>	0.053	7.1
	601	56.9	61.4	66.1	2.4	5.0	4.0	18.1	0.056	11.3
611	57.5	61.9	66.6	2.7	3.6	3.9	17.9	0.054	8.2	
621	58.0	62.3	67.1	3.0	4.8	3.8	16.5	0.053	7.4	
631	58.6	70.0	77.0	3.2	2.9	<b>3.5</b>	14.8	<b>0.053</b>	4.8	
D	641	59.2	66.9	73.4	1.6	<b>2.8</b>	<b>3.6</b>	15.1	0.058	<b>4.7</b>
	651	59.8	<b>71.2</b>	<b>79.4</b>	<b>5.3</b>	5.0	3.5	15.8	0.057	7.6
	661	60.4	59.1	62.5	2.2	3.3	4.0	17.1	0.056	8.2
	671	61.0	64.4	69.9	2.1	4.1	3.8	17.1	0.055	8.1
	681	61.5	62.1	66.9	<b>3.0</b>	3.6	3.9	16.3	0.055	6.9
	691	62.1	56.5	58.9	1.8	4.3	<b>4.1</b>	16.5	0.057	9.5
	701	62.7	63.6	67.9	1.9	4.9	3.5	14.7	0.058	8.5
	711	63.3	67.3	73.1	2.3	4.0	3.5	15.9	0.060	<b>9.9</b>
	721	63.9	59.0	62.5	1.7	4.4	3.9	17.1	0.060	8.9
	731	64.5	67.8	73.5	1.8	4.2	<b>3.3</b>	<b>14.7</b>	0.057	7.5
	741	65.1	56.4	58.9	1.4	<b>5.5</b>	<b>4.0</b>	17.9	<b>0.072</b>	<b>9.5</b>
751	65.6	63.0	67.8	1.4	4.5	3.7	15.6	0.058	7.9	
761	66.2	58.8	61.8	1.1	4.5	3.7	16.4	0.065	<b>10.9</b>	

Unidad estratigráfica	Profundidad (cm)	ka cal AP	IAQ	IAP	COT %	CaCO <sub>3</sub> %	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Zr/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sr/Cu
E	771	66.8	63.7	68.3	1.4	5.1	3.6	15.8	0.060	8.9
	781	67.4	59.7	63.4	1.7	4.9	<b>4.0</b>	17.3	0.056	8.9
	791	68.0	63.3	68.0	1.5	4.3	3.7	16.1	0.059	8.7
	801	68.6	63.0	67.3	1.0	4.8	3.5	15.1	0.060	9.0
	811	69.1	64.0	68.9	0.7	4.9	3.5	14.7	0.060	7.4
	821	69.7	62.4	66.8	0.4	5.1	3.6	15.7	0.062	7.6
	831	70.3	63.3	67.9	0.4	4.7	3.4	14.7	0.058	7.5
	841	70.9	69.3	75.9	0.5	5.5	<b>3.2</b>	<b>12.4</b>	<b>0.053</b>	7.5
	851	71.5	66.7	72.8	0.3	4.0	3.4	14.0	0.060	6.4
	861	72.1	64.2	70.1	0.3	4.5	3.7	14.6	0.059	6.5
	871	72.6	66.2	71.7	0.5	<b>5.6</b>	<b>3.3</b>	13.5	0.056	<b>8.0</b>
	881	73.2	66.3	72.1	0.2	4.9	3.4	13.5	0.057	6.9
	891	73.8	67.3	73.8	0.4	3.6	3.4	14.4	0.058	6.1
	901	74.4	71.5	79.3	<b>0.2</b>	4.7	3.2	13.6	0.056	5.9
	911	75.0	74.3	85.2	<b>0.1</b>	5.2	3.7	14.2	0.054	5.2
	921	75.6	72.6	82.6	<b>0.2</b>	4.5	3.8	15.7	<b>0.052</b>	5.2
	931	76.1	73.7	83.5	<b>0.2</b>	3.5	3.5	14.9	0.055	<b>3.8</b>
	941	76.7	<b>74.9</b>	<b>87.3</b>	<b>0.2</b>	3.8	3.7	15.4	0.057	4.7
951	77.3	67.4	74.3	0.2	4.5	3.7	15.8	0.054	6.7	
961	77.9	70.8	78.2	0.8	<b>8.9</b>	3.5	15.2	0.055	<b>10.8</b>	
971	78.5	66.8	72.9	0.6	6.5	3.7	15.0	0.056	9.1	

### VI.7 Geoquímica de Alta Resolución (Fluorescencia de Rayos X)

Debido al intervalo de medición (1 cm) realizado por Fluorescencia de Rayos X con el equipo Niton XL3t, los resultados comprenden un registro continuo, que no tiene omisión de información por intervalos de muestreo. Por esta razón, los sedimentos del paleolago Babícora conforman un registro de alta resolución que en los trabajos anteriores no fue logrado (ver antecedentes).

En comparación con los datos obtenidos por FRX convencional, las mediciones del equipo Niton XL3t subestiman las concentraciones de algunos elementos (Ti) mientras que sobrestiman las de otros elementos (Fe, Sr y Ca). Por esta razón, los resultados fueron corregidos con ecuaciones de regresión lineal (Fig. 25).

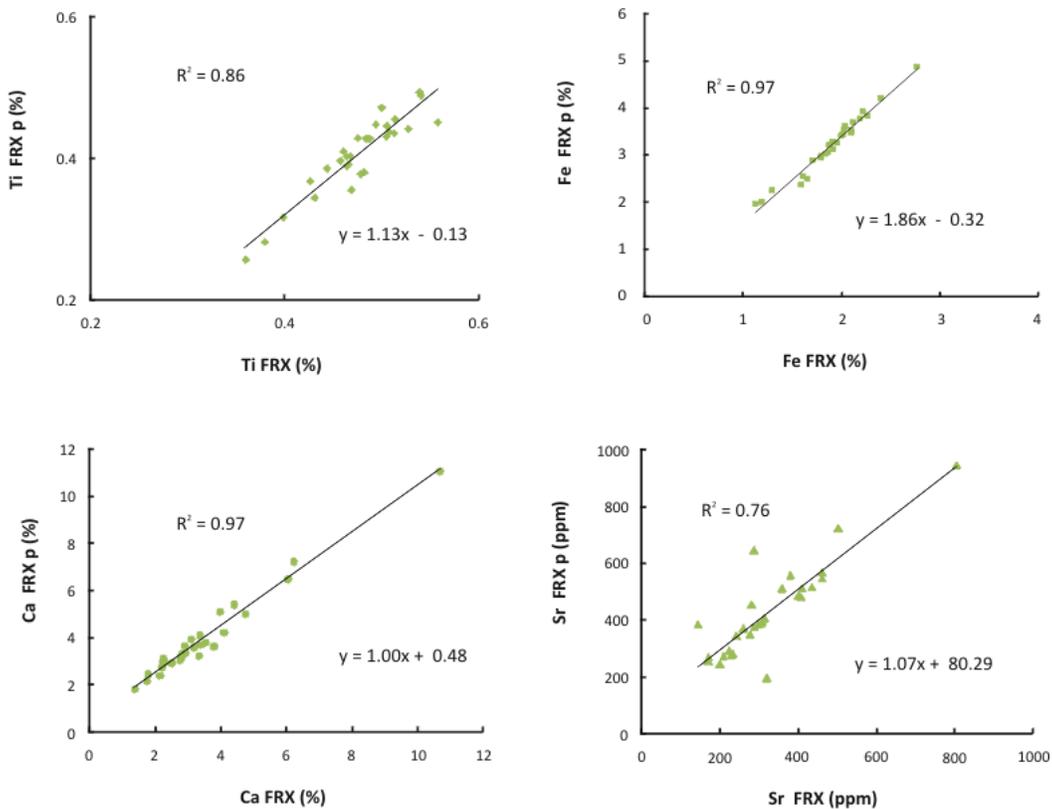


Figura 25. Correlación entre los resultados de Fluorescencia de Rayos X (convencional) vs FRX Niton XL3t para Ti, Fe, Ca y Sr con ecuaciones de ajuste.

El resultado de las correcciones a los datos del equipo Niton XL3t conforma un registro continuo y por lo tanto, de alta resolución para titanio (Ti), calcio (Ca), estroncio (Sr) y hierro (Fe), con el cual se pueden conocer algunas condiciones paleohidrológicas que actuaron en la cuenca tales como: aporte detrítico, salinidad y evaporación (Fig. 26).

Las concentraciones de Ti y Fe se asocian directamente con el flujo de material alogénico de composición básica en la cuenca. Debido a que estos elementos contribuyen de manera importante a la intensidad de la señal magnética de los sedimentos, se relacionan con la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ). Sin embargo, la correlación de  $\text{TiO}_2$  ( $R^2 = -0.3$ ) y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $R^2 = -0.56$ ) con  $\chi$  es en general negativa. Una explicación posible es que la señal magnética sea dada por minerales paramagnéticos como la biotita y los anfíboles que contienen menor cantidad de hierro y titanio en su estructura. Otra explicación es que el intemperismo de los minerales magnéticos en contacto con el agua (ej. magnetita, hematita) deriva en una señal magnética débil para los sedimentos intemperizados y en una señal fuerte para los sedimentos con bajo intemperismo (regularmente transportados por el viento).

Las correlaciones positivas del  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  con  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , IAQ y IAP apuntan a que su deposición es producto de un medio húmedo. Así mismo, la correlación negativa con Zr,  $\text{SiO}_2$  y  $\chi$  los descarta de un origen eólico (Tabla 6).

En recientes estudios el Ti ha sido validado como *proxy* de descarga paleopluvial en el Pleistoceno-Holoceno (Metcalf *et al.*, 2010; Sosa-Nájera *et al.*, 2010), debido a que es más estable en los sistemas lacustres que el Fe, que suele ser móvil durante el intemperismo de los minerales máficos (Mason y Moore, 1982). Por estas razones, dentro del presente estudio el Ti es interpretado y utilizado como un *proxy* de la descarga detrítica pluvial, mientras que el Fe refleja aporte pluvial, pero también la intensidad del intemperismo, que no necesariamente se relaciona con la entrada de agua por medios pluviales a la cuenca, de aquí la correlación positiva del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  con IAQ y IAP ( $R^2=0.6$ ).

Las concentraciones de Ca y Sr se relacionan directamente con la deposición de minerales autigénicos y organismos carbonatados (Roy *et al.*, 2006; Chávez-Lara *et al.*, 2012). La correlación de CaO y Sr con  $\text{CaCO}_3$  es positiva ( $R^2 = 0.8$ ) mientras que con IAQ, IAP y  $\text{TiO}_2$  es negativa, lo que los descarta de un origen alogénico. Por esta razón, se considera que, tanto Ca como Sr son el reflejo de la deposición de carbonatos y se pueden utilizar como *proxies* de alta resolución para identificar las variaciones de salinidad en el paleolago Babícora.

Las concentraciones de titanio (Ti) a lo largo del perfil varían entre 0.41 y 0.15 % y tienen una media de 0.28 %, donde las mayores concentraciones se presentan hacia la base del perfil (855 cm) entre las litounidades “E” y “D”, mientras que las menores se sitúan en la parte superficial (582 cm) entre las unidades “C”, “B” y “A”. Es decir, las concentraciones se incrementan con la profundidad. La relación del Ti con la textura del sedimento no es clara, los valores máximos no son dados por una textura única al igual que los mínimos, sin embargo, en estratos donde existen horizontes esporádicos de arena fina (“E”, “D” y “A”), los valores tienden a disminuir ligeramente.

Los periodos más representativos de mayor entrada de Ti a la cuenca tuvieron lugar entre 79 y 59.3 ka cal AP, donde a 855 cm (71.7 ka cal AP) se presentó su mayor concentración. En general los valores superan la media del perfil (0.28 %) y representan un periodo de gran humedad en la cuenca. Por su parte, los periodos de menor entrada de Ti tuvieron lugar entre 59.3 y 39.7 ka cal AP, donde los valores generalmente son inferiores a la media y se presenta el valor mínimo del perfil a 582 cm (55.8 ka cal AP), lo que indica condiciones secas. La parte superficial del perfil comprende un lapso entre 39.7 y 36.9 ka cal AP donde los valores son superiores a la media y dan paso a concentraciones inferiores hasta 33.9 ka cal AP (Fig. 26).

La abundancia de hierro (Fe) en el perfil sedimentario varía entre 3.30 % (615 cm) y 0.63 % (519 cm) con una media de 1.26 %. Las mayores concentraciones se presentan en la base del perfil, en la unidad estratigráfica “E” y “D”, y las menores en “C” y “B” donde existe cierta estabilidad de valores cercanos a la media. La unidad “A” representa incrementos

graduales al disminuir la profundidad. La relación del Fe con la textura de los sedimentos es difusa, no se observa una relación directa, las mayores concentraciones, al igual que las menores, se observan en texturas similares, sin embargo, en estratos de limo y arcilla limosa los valores tienden a ser mayores (unidad "E").

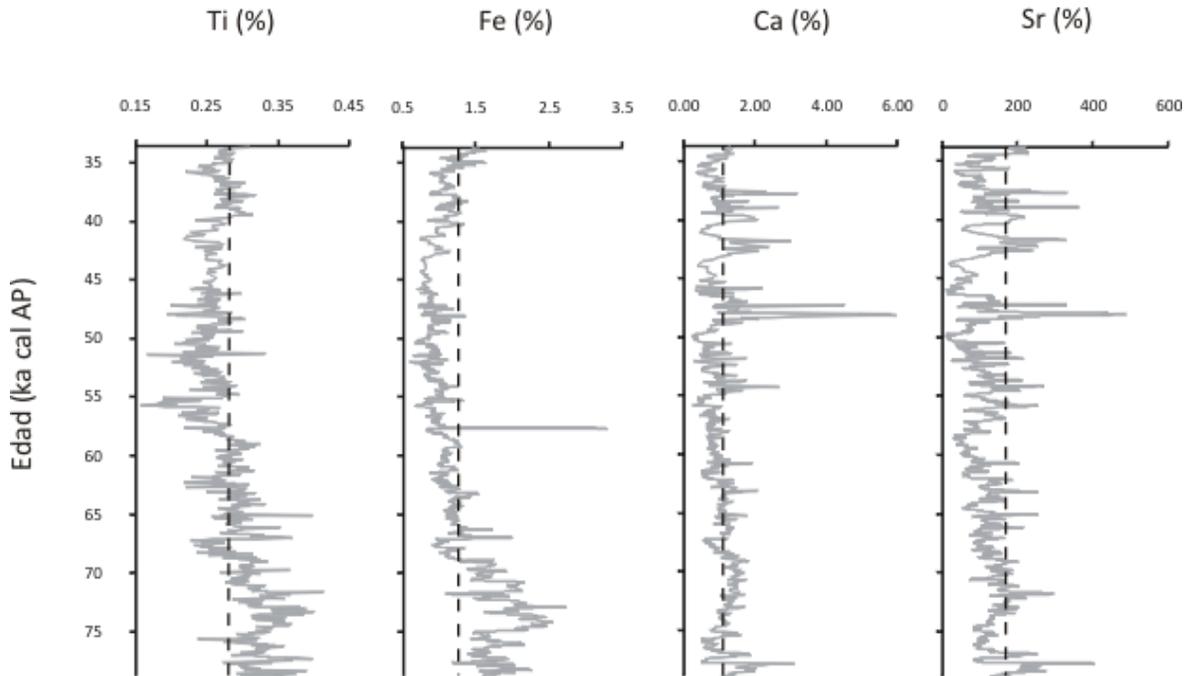


Figura 26. Variación de Ti, Fe, Ca y Sr en el perfil sedimentario con respecto a las edades calibradas antes del presente. La línea punteada representa el valor promedio de cada variable.

Los periodos de mayor entrada de Fe a la cuenca se produjeron entre 79 y 66.3 ka cal AP, donde las concentraciones suelen ser superiores a la media del perfil (1.26 %) y existe un máximo a 876 cm (72.9 ka cal AP). El periodo de menor entrada de Fe a la cuenca se produjo entre 66.3 y 36.1 ka cal AP donde la mayor parte de los valores son inferiores a la media y se presenta el más bajo del perfil a 519 cm (52.1 ka cal AP). Así mismo, dentro de este lapso, el perfil exhibe el mayor valor de Fe a 615 cm (57.7 ka cal AP) conformando una anomalía dentro de un periodo seco en la cuenca.

Las concentraciones de estroncio (Sr) en el perfil de Babícora varían entre 489.2 ppm (451 cm) y 14.3 ppm (416 cm) con marcadas fluctuaciones por unidad estratigráfica y una media de 123.7 ppm. Los máximos de concentración suelen coincidir con estratos de

---

arena fina, sin embargo, pueden presentarse en arenas limosas. Los mínimos a menudo son dados por limos además de arenas limosas.

Las concentraciones de calcio (Ca) en el perfil varían entre 6.0 % (451 cm) y 0.23 % (482 cm) con gran fluctuación en la parte superficial de la secuencia, y una media de 1.09 %. La relación de la textura con el contenido de Ca no es clara, los máximos son dados por estratos de arena fina o arena limosa mientras que los mínimos por arcillas limosas, limos o arenas limosas.

La variación de estos dos elementos en el perfil (Sr y Ca) es similar, cuando uno aumenta el otro lo hace también, es decir, tienen correlación positiva. Es común observar periodos de concentraciones altas que son seguidos por concentraciones bajas. La mayor parte de los valores son cercanos a la media para cada elemento, sin embargo, las fluctuaciones más evidentes se presentan hacia la superficie entre 364 y 451 cm, en las unidades "C", "B" y "A" donde se presentan las mayores concentraciones en el perfil a 48.1 ka cal AP (451 cm). Así mismo, existen concentraciones importantes que superan la media a 555, 709, 857 y 958 cm exhibiendo incrementos en la precipitación de calcita en respuesta al incremento en salinidad del cuerpo de agua. Algunas concentraciones inferiores a la media se presentan a 421, 487 y 955 cm reflejando periodos donde la salinidad de la salmuera disminuyó inhibiendo la precipitación de minerales autigénicos.

---

## CAPÍTULO VII

### DISCUSIÓN

#### VII.1 Sedimentología

Los sedimentos depositados en la cuenca del lago Babícora están conformados por texturas finas que van de arcillas limosas a arenas finas de color gris a verde oscuro. Estas diferencias indican ligeros cambios en la energía de depositación del medio, además de procesos sedimentológicos variables. Los sedimentos sugieren dos mecanismos de depositación principales con base en su asociación con los *proxies* climáticos. El primero un medio húmedo en el que se depositaron grandes cantidades de arcillas además de limos con altos valores de Intemperismo Químico (IAQ, IAP). El segundo se relaciona a un medio eólico en el que se depositaron arenas finas con alto contenido de SiO<sub>2</sub>, Zr y minerales ferromagnéticos ( $\chi$ ). Por otra parte, existen sedimentos y estructuras sedimentarias características de ciertas condiciones de depositación (texturas gruesas, marcas de desecación, estratos lenticulares). Los sedimentos de color café oscuro a verde oscuro representan cantidades variables de material orgánico que reflejan la productividad, tanto en los alrededores del lago como en el propio cuerpo de agua (Meyers y Teranes, 2001).

Algunas de las características más representativas de los depósitos lacustres son los sedimentos laminados y/o finamente intercalados, que pueden diagnosticar varios procesos sedimentológicos como las tormentas, estacionalidad, anoxia, sedimentación pulsada, evaporación, etc., (Hardie *et al.*, 1978; Smoot, 1991; Kirby *et al.*, 2006). El perfil estudiado no está exento de estas características estratigráficas y presenta sedimentos laminados o en intercalación, compuestos por materiales arenoso-limosos observables principalmente entre 762 y 436 cm (Unidades "D" y "C") (Fig. 15). De acuerdo a las características de los sedimentos lacustres de Babícora, las laminaciones e intercalaciones pueden ser atribuidas a procesos estacionales en un lago relativamente profundo, lo que es apoyado por las altas concentraciones de COT que pueden reflejar baja oxigenación

---

debido a un ambiente de baja energía. Esta sedimentación ha sido observada en el lago Baldwin en el sur de California (Kirby *et al.*, 2006) y es coherente con un lago Babícora 19 m más profundo que en la actualidad, posiblemente monomítico (Metcalfe *et al.*, 2002; Palacios-Fest *et al.*, 2002).

Así mismo, los sedimentos intercalados pueden representar cambios en los regímenes depositacionales en la cuenca del lago, entre periodos húmedos y secos que depositaron materiales arcillo-limosos y arenosos, respectivamente, en respuesta a cambios climáticos que afectaron la zona a lo largo del tiempo. Estas características quedan manifiestas en los sedimentos de la unidad "C" que representan variaciones en la humedad y en la actividad eólica de la cuenca.

Las marcas de desecación existentes entre 385 y 448 cm indican un periodo seco en el cual el lago sufrió procesos de deflación y, por lo tanto, remoción de material sedimentario. A su vez, estas estructuras sedimentarias proveen evidencia de un posible hiatus depositacional y proporcionan un indicio de los cambios climáticos observados en el pasado, ya que subsecuente a este periodo seco se depositaron sedimentos lenticulares en un régimen deposicional totalmente distinto, posiblemente húmedo de aguas tranquilas.

Por otra parte, a lo largo del perfil de Babícora existen algunas texturas sedimentarias relativamente anómalas al patrón seguido por los materiales depositados. La presencia horizontes de arena fina a media (858-880 cm), arena gruesa (421 cm) y clastos de tamaño de grava (330-332 cm) representan lapsos de un régimen depositacional de mayor energía en un medio pluvial.

## VII.2 Procedencia Sedimentaria

Con base en los diagramas ternarios A-CN-K y el índice geoquímico  $TiO_2/Al_2O_3$  se puede determinar de manera general la procedencia de los sedimentos y sus variaciones a lo largo del tiempo. Así mismo, permiten establecer cambios de fuente por los procesos eólicos o pluviales (Fig. 22 y 24).

La disposición de los elementos insolubles del sedimento en el diagrama ternario A-CN-K sugiere que tanto andesitas-traquiandesitas como tobas riolíticas operaron como fuente sedimentaria (Fig. 22). La disposición semiparalela de las muestras respecto al eje A-CN supone mínimas variaciones de procedencia con respecto a las rocas de la cuenca (Sánchez-Córdova, 2012). Aunque el diagrama ternario no permite establecer una procedencia única, sí permite establecer que fue uniforme. Los sedimentos con baja o nula alteración se agrupan más cercanos a rocas félsicas, lo que indica que las tobas riolíticas pudieron contribuir en mayor proporción como fuente sedimentaria. Sin embargo, esto puede ser explicado por la ubicación del sitio de extracción del núcleo sedimentario al centro-este del paleolago, es decir, cercano a los afloramientos de tobas riolíticas, que por la erosión del arroyo El Jaral pudieron aportar mayor cantidad de sedimento en comparación con las andesitas traquiandesitas, que si bien existen en esta área, sus afloramientos son de menores proporciones (ver Fig. 5 y 9).

El diagrama A-CN-K permite inferir que a lo largo del tiempo la fuente sedimentaria fue uniforme, con sedimentos provenientes tanto de andesitas-traquiandesitas como de tobas riolíticas. Esta aseveración es apoyada por el índice  $TiO_2/Al_2O_3$  que hace referencia a la abundancia de componentes máficos en un sistema sedimentario (Andersson *et al.*, 2004). Las variaciones este *proxy* no demuestran cambios evidentes de procedencia y los valores resultantes son muy bajos, al igual que sus concentraciones (0.05-0.07). Sin embargo, sus ligeras fluctuaciones reflejan que los sedimentos en la cuenca tienen proporciones similares de minerales máficos y félsicos, y a su vez los procesos geomorfológicos de la cuenca (pluviales o eólicos) no tuvieron injerencia significativa en la selección de una u otra fuente sedimentaria.

### VII.3 Modelo Cronológico

El modelo cronológico planteado para la secuencia estudiada del perfil GF de Babícora (267-976 cm) hace uso de tasas de sedimentación interpoladas para obtener edades a profundidades inferiores a 409 cm (0.017 y 0.005 cm/año) y utiliza tasas extrapoladas (0.017 cm/año) para las edades de los sedimentos depositados en la parte basal (>409 cm). De esta forma, el perfil sedimentario comprende edades aproximadas entre 34,000 años cal AP (276 cm) y 79,000 años cal AP (976 cm) (Fig. 16).

Para validar este modelo de edad se compara con el estudio realizado por Sánchez-Córdova (2012) en los sedimentos de la parte superficial de la secuencia sedimentaria GF (0-276 cm). Además, se hace una comparación del registro de titanio (Ti) con las condiciones paleohidrológicas reportadas por Metcalfe *et al.* (2002) para el paleolago Babícora.

De acuerdo a Sánchez-Córdova (2012) la tasa de sedimentación entre 3,915 y 1,325 años cal AP fue de 0.008 cm/año y entre 20,962 y 3,915 años cal AP la fue de 0.003 cm/año (Tabla 3). Estas bajas tasas son asociadas a marcas de desecación y posibles hiatus sedimentarios. Por otra parte, la tasa de sedimentación entre 33,718 y 20,962 años cal AP es de 0.014 cm/año y representa un incremento significativo en la entrada de sedimentos a la cuenca de Babícora, debido al mayor aporte detrítico pluvial (IAQ, TiO<sub>2</sub>) y salinidad en general uniforme aunque con algunas fluctuaciones (Sr/Rb, CO<sub>3</sub>).

Para Sánchez-Córdova (2012) los periodos secos en la cuenca de Babícora presentaron bajas tasas de sedimentación mientras que los periodos húmedos tuvieron una tasa mayor. En el presente estudio el periodo más seco del perfil (ca. 45-40 ka cal AP) exhibe una tasa de sedimentación de 0.006 cm/año mientras que el periodo húmedo una tasa de 0.017 cm/año (inicio de la secuencia). De acuerdo a las condiciones hidrológicas, ambos trabajos presentan tasas similares, lo cual permite validar e inferir que las edades de los sedimentos depositados a profundidades mayores a 409 cm (bajo condiciones húmedas) pueden ser estimadas al extrapolar la tasa de sedimentación existente entre 375 y 273 cm (0.017 cm/año).

Metcalfe *et al.* (2002) hacen uso de fechamientos por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) y por uranio-torio (U-Th) para estimar las edades de un núcleo sedimentario, ubicado al norte del lago Babícora. A partir de dos fechamientos por U-Th (61.3 y 54.6 ka) los autores indican que la secuencia lacustre comprende ca. 65 ka, lo que constituye uno de los registros más extensos en la cuenca. Ellos reconstruyen el nivel lacustre de Babícora a partir de la abundancia de diatomeas planctónicas, mientras que la vegetación es reconstruida a partir del polen. El *proxy* de actividad pluvial en la cuenca (Ti) (en este trabajo) es coherente con las interpretaciones de la paleovegetación, los niveles lacustres y los cambios evidentes de estos patrones. Alrededor de los 57 ka cal AP, los indicadores micropaleontológicos y el Ti señalan un cambio evidente en las condiciones paleohidrológicas (Fig. 27). Previo a los 57 ka cal AP los *proxies* indican gran descarga pluvial en la cuenca que permitió el aumento del nivel lacustre y la disminución de salinidad (*Stephanodiscus niagarae* > 80 %). En este lapso la vegetación circundante se componía de bosques abiertos de pino-encino con algunos juníferos y piceas. Estas condiciones cambiaron después de los 57 ka cal AP cuando el aporte pluvial disminuyó, el lago se volvió somero, la salinidad aumentó y los *juníferos* desaparecieron. Alrededor de los 40 ka cal AP y hasta los 37 ka cal AP, el aporte pluvial aumentó al igual que el nivel lacustre. Cabe mencionar que los desfases entre los niveles lacustres (diatomeas) y la escorrentía (Ti) pueden deberse a las diferencias del intervalo de muestreo. Mientras el presente estudio se basa en un muestreo de alta resolución (1 cm) el de Metcalfe *et al.* (2002) es de baja resolución (40 muestras medidas).

Las similares tasas de sedimentación en diferentes lapsos hidrológicos entre el presente estudio y el de Sánchez-Córdova (2012) permiten utilizar la tasa extrapolada de 0.017 cm/año para conocer la edad de los sedimentos de la parte basal del perfil (>409 cm). La coherencia entre el comportamiento del Ti respecto a los niveles lacustres y los cambios de vegetación reportados por Metcalfe *et al.* (2002) validan el modelo cronológico estimado en el presente estudio y permiten inferir una edad tentativa de la base del perfil GF de ca. 79 ka cal AP, es decir el estudio abarca gran parte del último periodo glacial.

#### **VII.4 Reconstrucción paleohidrológica y Paleoclimática del paleolago Babícora para el Pleistoceno Tardío**

La depositación de sedimentos en la cuenca del lago Babícora se realizó bajo distintas condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas a lo largo de toda la secuencia. En general, se puede observar que la cuenca estuvo sometida a condiciones húmedas hacia la base del perfil (79 ka cal AP) y gradualmente se volvieron más secas en la superficie de la secuencia (34 ka cal AP) (Fig. 27 y 28). Sin embargo, de acuerdo a las variaciones de los distintos *proxies* climáticos, el perfil puede dividirse en 5 distintas zonas geoquímicas que coinciden con las distintas unidades estratigráficas, en las cuales las condiciones paleoambientales fueron diferentes entre sí.

##### *Zona Geoquímica 5 (79,000-67,000 años cal AP)*

Los sedimentos depositados en esta zona (ca. 79 y 67 ka cal AP; Unidad "E") fueron producto de un ambiente húmedo con gran aporte detrítico pluvial ( $\text{TiO}_2$ ), intemperismo moderado (IAQ y IAP), salinidad de baja a moderada y poca actividad eólica (Zr), lo que explica la abundancia de limos y arcillas (>humedad) sobre las arenas finas (sequía). El intemperismo moderado contrasta con la gran actividad pluvial existente. Sin embargo, esto puede deberse a un ambiente de alta energía estacional que no permitió la interacción permanente del agua con la roca, esto es apoyado por el horizonte de arenas fina a media depositado entre ca. 72 y 73 ka cal AP que indica cambios en la energía del ambiente sedimentario. Por otra parte, la constante entrada de agua disminuyó la salinidad del lago e impidió la precipitación de abundantes minerales autigénicos, por esto se infiere que el  $\text{CaCO}_3$ , y las concentraciones relativamente altas de Sr (ca. 67 ka cal AP), tienen un origen biogénico (ostrácodos). Las bajas concentraciones de minerales magnéticos ( $\chi$ ),  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  son coherentes con un ambiente húmedo donde la actividad eólica fue baja. Así mismo, las bajas concentraciones de Carbono Orgánico Total (COT) son producto del gran aporte detrítico pluvial que oxigenó el agua e impidió la preservación de material orgánico, o al efecto de dilución por entrada de detríticos. Cabe

resaltar que de acuerdo a la correlación de los diferentes *proxies* geoquímicos, este fue el periodo más húmedo registrado en la cuenca del paleolago.

#### Zona Geoquímica 4 (67,000-59,000 años cal AP)

Los sedimentos depositados en esta zona (ca. 67 a 59 ka cal AP; Unidad “D”) reflejan un intemperismo químico moderado (IAQ y IAP) y una disminución gradual en el aporte detrítico pluvial ( $\text{TiO}_2$ ) en comparación con el periodo anterior. Además, presenta incrementos en  $\chi$ ,  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$  y productividad orgánica (COT). Las variaciones de los *proxies* geoquímicos señalan condiciones más estables en que la disminución de  $\text{TiO}_2$  (<fluctuación) marca menor aporte pluvial (aunque fue muy alto). Por otra parte, la depositación de arena fina en conjunción con limos y arcillas limosas, indican un ambiente paleohidrológico más seco en comparación con la parte basal del núcleo. De esta forma, el paleolago experimentó mayor actividad eólica e incrementos de salinidad en un ambiente muy húmedo, por lo que el carbonato tiene origen biogénico. El incremento en la productividad orgánica (COT) resultó de la disminución en el aporte pluvial (<Ti) que permitió la preservación de material orgánico a causa de un menor efecto de dilución por entrada de detríticos. Así mismo, el aumento de COT señala un posible ambiente de baja oxigenación que permitió su preservación en respuesta a una posible estratificación, de aquí la correlación positiva de los carbonatos con el manganeso (ver resultados).

#### Zona Geoquímica 3 (59,000-46,000 años cal AP)

Los sedimentos depositados en esta zona (ca. 59 y 46 ka cal AP; Unidad “C”) se caracterizan por una disminución generalizada del aporte detrítico pluvial ( $\text{TiO}_2$ ), un intemperismo de muy bajo a moderado (IAQ y IAP), intensa actividad eólica ( $\chi$ ,  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ), alta productividad orgánica (COT) además de un incremento significativo en la salinidad y deposición de carbonatos ( $\text{Sr}/\text{Cu}$ ,  $\text{CaCO}_3$ , Ca, Sr), que de acuerdo a la correlación con los otros *proxies* tuvieron un origen tanto autigénico como biogénico. De esta forma, el lago experimentó menor aporte pluvial y el amplio rango de intemperismo indica gran variabilidad paleohidrológica.

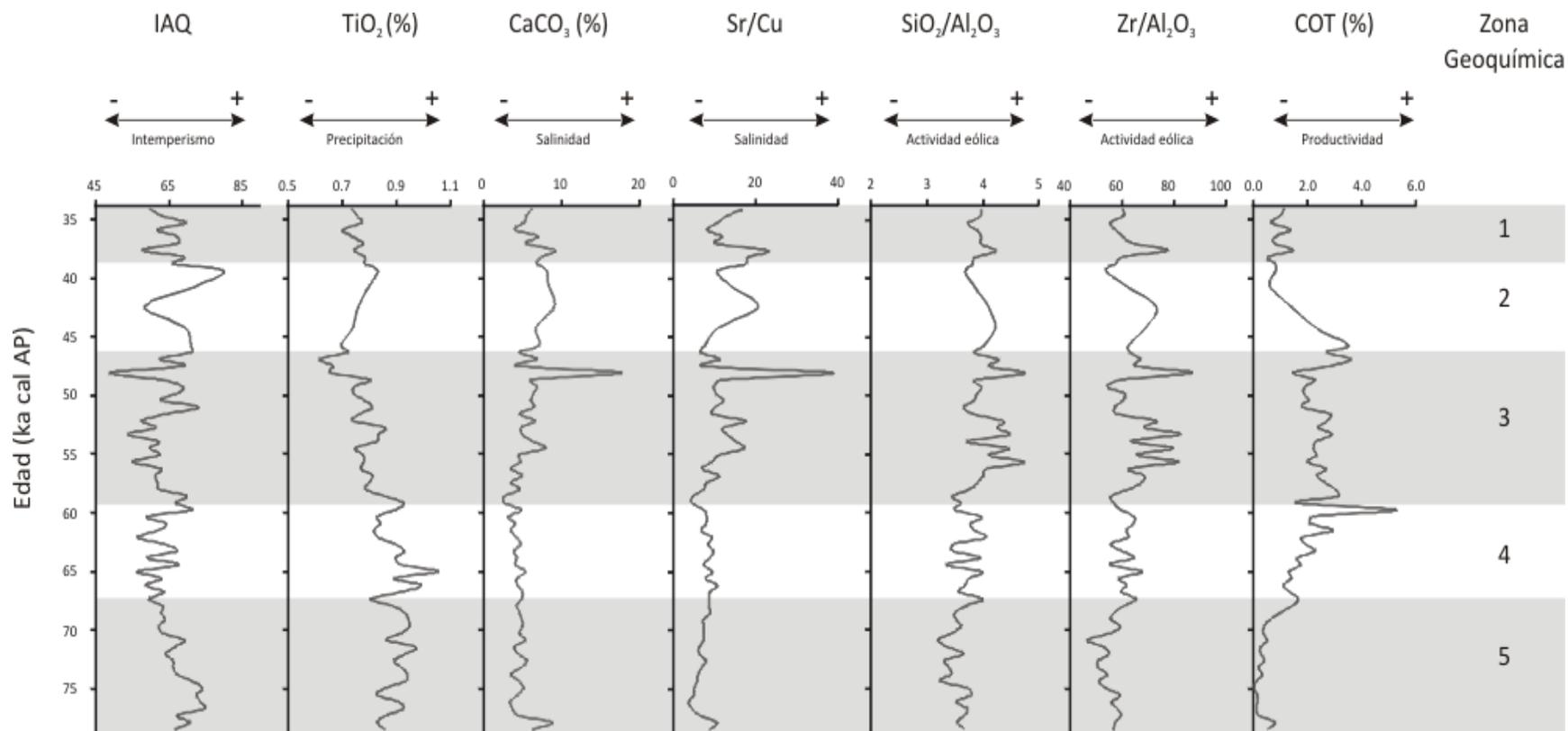


Figura 27. Distribución de algunos *proxies* paleoclimáticos con respecto a la edad del perfil estratigráfico GF de Babícora. Las secciones grises representan los periodos de reconstrucción paleoclimática.

A su vez, la menor humedad en la cuenca permitió el incremento de la actividad eólica ( $\chi$ ), salinidad y depositación de carbonatos, indicadores de un periodo en general seco (ej. 451 cm, 48 ka cal AP). La gran preservación de material orgánico (COT) es indicativo de que el cuerpo de agua fue permanente, de otra forma la preservación no sería posible, además señala la baja oxigenación del cuerpo de agua o la disminución de efecto de dilución por entrada de detríticos. El incremento de la abundancia de materia orgánica, que empieza en la Zona Geoquímica 4, coincide con la presencia de sedimentos finamente intercalados que apoyan la teoría de un medio de depositación de baja energía y/o de baja oxigenación.

#### Zona Geoquímica 2 (46,000-39,000 años cal AP)

Los sedimentos depositados en esta zona (ca. 46 y 40 ka cal AP; Unidad "B") se caracterizan por un bajo aporte detrítico pluvial ( $\text{TiO}_2$ ), intemperismo químico de muy bajo a intenso (IAQ y IAP), alta actividad eólica ( $>\chi$ ,  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ), disminución en la productividad orgánica (COT) y salinidad variable ( $\text{Sr}/\text{Cu}$ ,  $\text{CaCO}_3$ , Ca, Sr) con lapsos de una salmuera concentrada (ca. 42 ka cal AP) y otros de una salmuera diluida (ca. 44 y 40 ka cal AP) donde los carbonatos tuvieron un origen autigénico y biogénico (ostrácodos entre 427-406 cm; 47-45 ka cal AP). Los indicadores de humedad ( $\text{TiO}_2$ , IAQ y IAP) tienden a aumentar hacia edades recientes y representan condiciones climáticas fluctuantes. Al parecer las condiciones hidrológicas generales durante este periodo fueron secas con un máximo evidente alrededor de 42 ka cal AP que ocurrió en un lapso en que el lago fue permanente, esto con base en la presencia de COT. La existencia de grietas de desecación en los sedimentos coincide con una baja tasa de acumulación (0.006 cm/año) lo que señala un posible hiatus sedimentario y una importante remoción de material sedimentario debido a una muy alta actividad eólica. Por otra parte, el intemperismo químico (IAQ) presenta un amplio rango de afectación lo que refleja gran variabilidad hidrológica, con un lapso húmedo al final del periodo que coincide con el incremento del aporte detrítico pluvial ( $\text{TiO}_2$ ) y con la existencia de estratos lenticulares (ca. 41-39 ka cal AP).

### Zona Geoquímica 1 (39,000-34,000 años cal AP)

Los sedimentos depositados en esta zona (ca. 39 a 34 ka cal AP; Unidad “A”) se caracterizan por una disminución gradual del aporte detrítico pluvial ( $\text{TiO}_2$ ) que, sin embargo, es mayor al de la Zona Geoquímica 2. Así mismo, presentan un intemperismo químico (IAQ, IAP) de bajo a moderado, salinidad variable ( $\text{CaCO}_3$ , Sr, Ca y Sr/Cu), intensa actividad eólica ( $\chi$ ,  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) y baja productividad orgánica (COT) (superior a la de la Zona Geoquímica 5). Estas características apuntan a que después del periodo húmedo que se registró alrededor de los 39 ka cal AP el lago fue sometido a un aporte pluvial relativamente uniforme ( $\text{TiO}_2$ ) que permitió la permanencia de un cuerpo lacustre de baja salinidad en la cuenca. Así mismo, esto indica una continua entrada de agua o bajas temperaturas que fueron impedimentos para la precipitación de grandes cantidades de carbonato. Las bajas concentraciones de COT y el intemperismo moderado de los sedimentos coinciden con la hipótesis de un lago permanente. Si bien las condiciones hidrológicas fueron relativamente estables, existió un periodo seco alrededor de los 38 ka cal AP representado por la presencia de arenas finas, donde la actividad eólica experimentó un máximo al igual que la salinidad y la depositación de carbonatos.

### **VII.5 Comparación con registros paleoclimáticos regionales**

Algunos autores han realizado estudios referentes al paleoclima de Babícora (Urrutia-Fucugauchi et al., 1997; Ortega-Ramírez et al., 1995, 1998; Metcalfe et al., 1997, 2002; Palacios-Fest et al., 2002; Roy et al., 2012a; Sánchez-Córdova, 2012; Chávez-Lara, 2011; Chávez-Lara et al., 2012). Sin embargo, solo dos trabajos reconstruyen las condiciones paleoambientales del lago para el periodo que abarca el registro geoquímico planteado en este trabajo (Metcalfe et al., 2002; Chávez-Lara et al., 2012). Por esta razón, la comparación paleohidrológica durante el Pleistoceno Tardío se realiza con los estudios mencionados pero también con registros de Norteamérica que comprenden edades similares a las planteadas. A continuación se presenta una comparación de los periodos

comprendidos por las zonas geoquímicas de este estudio con registros locales y regionales.

#### Zona Geoquímica 5 (79,000-67,000 años cal AP)

Las condiciones reconstruidas en el paleolago Babícora señalan el máximo nivel y la mayor extensión del cuerpo lacustre durante este periodo, esto con base en el gran aporte pluvial. En el sur de California se han estudiado registros de alrededor de 100,000 años, por lo que pueden compararse con el registro de este trabajo. Bradbury (1997) señala que las asociaciones faunísticas (ej. *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira construens*) que experimentó el lago Owens ca. 95-72 ka AP indican condiciones secas en un ambiente con balance hídrico negativo. A su vez, estas condiciones son observadas por Li *et al.* (1996) en el *Death Valley*, con base en las características mineralógicas y sedimentarias, entre 100 y 60 ka. Esto es opuesto a lo observado en el paleolago Babícora y permiten establecer patrones climáticos diferentes entre el suroeste de EUA y el noroeste de México durante este periodo.

#### Zona Geoquímica 4 (67,000-59,000 años cal AP)

En Babícora los sedimentos depositados en este periodo reflejan un lapso muy húmedo que gradualmente se volvió seco, con incrementos en la actividad eólica. Metcalfe *et al.* (2002) con base en la presencia de diatomeas de agua dulce (*Stephanodiscus niagarae*) y granos de polen rotos (*pinos y juníperos*), señalan que aproximadamente entre 65 y 57 ka cal AP el lago Babícora fue 19 m más profundo que en la actualidad y la energía del medio fue alta debido a la gran entrada de agua. Las características señaladas son coherentes con las condiciones reportadas en este trabajo, sin embargo el máximo nivel lacustre, de acuerdo a los *proxies* expuestos previamente, no se presentó en este periodo sino que fue previo al mismo, entre 67 y 79 ka cal AP. El régimen de alta energía reportado por los autores puede ser consecuencia de una marcada estacionalidad, en el cual la época lluviosa presentó gran energía y el resto del año presentó baja energía por una posible estratificación del lago, de aquí el incremento gradual en COT en la cuenca durante este periodo. Esto es apoyado por las observaciones de Kirby *et al.* (2006) en el lago Baldwin

(California) que fue afectado por los máximos y los mínimos de insolación invernal y de verano.

Las condiciones paleohidrológicas para las dos zonas geoquímicas mencionadas (5 y 4), depositadas entre 79 y 60 ka cal AP, son correlacionables con lo reportado por Chávez-Lara *et al.* (2012) que con base en la asociación faunística de ostrácodos indican que entre ca. 79 y 57 ka cal AP el lago Babícora fue profundo, relativamente cálido (32-13 °C) y presentó baja salinidad (*Candona patzcuaro*).

#### Zona Geoquímica 3 (59,000-46,000 años cal AP)

La reconstrucción paleoclimática indica que el paleolago Babícora fue sometido a una disminución en el aporte pluvial en un periodo de gran variabilidad climática donde la salinidad aumentó. Metcalfe *et al.* (2002) reportan fluctuaciones en los niveles del lago Babícora entre 57 y 38 ka cal AP, con base en la abundancia de *Fragilaria construens*, *Cyclotella meneghini* y polen *Chenopodiaceae* que indican un lago somero químicamente concentrado con posibles lapsos de desecación seguidos por lapsos húmedos. Chávez-Lara *et al.* (2012) mediante la asociaciones de *Limnocythere platyforma*, *Cypridopsis vidua* y *Limnocythere ceriotuberosa* indican que de 57 a 49 ka cal AP la salinidad fluctuó entre 100 y 1,000 ppm y la temperatura del agua osciló entre 4 y 15 °C. Estas condiciones son coherentes con lo reportado en el presente estudio donde la salinidad aumentó y las altas concentraciones de COT además del intemperismo químico moderado indican que el lago fue permanente aunque con gran variabilidad.

#### Zona Geoquímica 2 (46,000-39,000 años cal AP)

Este periodo se caracteriza por máximos de salinidad al igual que gran actividad eólica que representan un periodo de remoción de material del lecho del lago (hiatus sedimentario). En este lapso existieron condiciones húmedas que interrumpieron las condiciones en general secas (ca. 39 ka cal AP) lo que indica que se presentaron condiciones hidrológicas muy variables. Chávez-Lara *et al.* (2012) señalan que entre 49 y 29 ka cal AP en el paleolago Babícora se presentaron las condiciones óptimas para la existencia de

ostrácodos, la temperatura del agua fue variable (5-32 °C) al igual que la salinidad (100-100,000 ppm) y que alrededor de 49 y 43 ka cal AP el lago fue diluido. Estas condiciones paleoambientales fluctuantes son coherentes con la interpretación expuesta en este trabajo. Así mismo, de acuerdo a la máxima abundancia de ostrácodos de esta zona, podemos inferir que la depositación de carbonato, si bien tuvo un origen autigénico, también tuvo gran aporte biogénico.

Por otra parte, Kirby *et al.* (2006) señalan que el lago Baldwin (California) sufrió al menos dos lapsos de sequía con alta precipitación de carbonatos (salinidad) y alta susceptibilidad magnética (actividad eólica) entre 52 y 40 ka cal AP. Roy *et al.* (2012b) indican que el paleolago San Felipe (Baja California) sufrió sequías entre 48 y 40 ka cal AP. De esta forma, el hiatus encontrado entre ca. 45 y 40 ka cal AP puede ser reflejo de al menos un lapso seco con gran actividad eólica que afectó la región en este periodo.

#### Zona Geoquímica 1 (39,000-34,000 años cal AP)

La reconstrucción paleoclimática indica que el paleolago Babícora experimentó condiciones relativamente húmedas en un ambiente posiblemente frío, con aporte pluvial continuo (aunque bajo), y baja salinidad, que en conjunto permitieron la permanencia del lago durante este periodo. Sin embargo, alrededor de los 38 ka cal AP el lago experimentó condiciones secas representadas por la alta actividad eólica. Estas condiciones son coherentes con lo reportado por Roy *et al.* (2010, 2012b) en la cuenca del paleolago San Felipe (Baja California) que experimentó condiciones húmedas con alta productividad orgánica entre 37 y 29 ka cal AP. Metcalfe *et al.* (2002), con base en la presencia de *Stephanodiscus*, señalan que entre 38 y 29 ka cal AP el lago Babícora fue profundo y se restablecieron las condiciones de baja salinidad.

## VII.6 Registro de alta resolución y comparación con registros globales

La comparación entre diferentes variables geoquímicas permite realizar una reconstrucción paleohidrológica y paleoclimática. En el caso del paleolago Babícora la densidad de medición de  $\chi$  (0.5 cm), Ca, Sr y Ti (1 cm) constituyen un registro de alta resolución (ca. 30-177 años), con el cual pueden hacerse comparaciones de las condiciones prevalecientes a través del tiempo con otros registros de resolución similar a diferentes latitudes. En este caso, los registros de los núcleos de hielo de Groenlandia (NGRIP Project members, 2004) (Fig. 28). Cabe mencionar que se decidió no utilizar el hierro (Fe) dentro de esta comparación ya que, si bien se asocia a un medio húmedo, el titanio (Ti) refleja de mejor forma la depositación de material detrítico de origen pluvial (ver resultados).

### **VII.6.1 Comparación con el registro de los núcleos de hielo de Groenlandia e implicaciones climáticas**

El registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de los núcleos de hielo de Groenlandia conforma un registro de muy alta resolución que se ubica en el hemisferio norte. Debido a las afectaciones que desencadenó la expansión o contracción del manto Laurentino en Norteamérica durante el Pleistoceno, la comparación del registro de alta resolución de Groenlandia con el de Babícora permitirá conocer la influencia de los cambios de temperatura en altas latitudes con respecto a los cambios ambientales en la región del presente estudio.

De acuerdo a la bibliografía, los análisis geoquímicos y los análisis estadísticos, la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) es un *proxy* de la actividad eólica. El calcio (Ca) y estroncio (Sr) se relacionan a la precipitación de  $\text{CaCO}_3$ , y son *proxies* de salinidad (Eugster y Hardie, 1978). La asociación de  $\chi$  con el Ca y Sr, apunta a que estos componentes se depositaron bajo un ambiente seco. Por otra parte, el Ti, elemento insoluble dentro de los procesos de intemperismo, se asocia al transporte de sedimentos detríticos con origen pluvial (Roy *et al.*, 2012a) y por lo tanto es proporcional a la escorrentía en la cuenca.

La comparación del registro  $\delta^{18}\text{O}$  de los núcleos de hielo de Groenlandia (*proxy* de temperatura) con respecto a la susceptibilidad magnética en la cuenca (actividad eólica) indica diversos periodos en que las menores temperaturas de Groenlandia son comparables al incremento de la actividad eólica en la cuenca de Babícora (ej. 69-67, 66-61, 55-52, 48, 42-41, 38 ka cal AP). Así mismo, las máximas concentraciones de los minerales magnéticos tuvieron lugar en periodos de bajo intemperismo químico (IAQ, IAP>60) lo que indica que la entrada de sedimentos detríticos eólicos ocurrió bajo condiciones secas; muestra de esto se dio ca. 42 ka cal AP, donde la tasa de sedimentación fue muy baja debido a procesos de remoción de material que generaron un posible hiatus depositacional, que a su vez coincide con un periodo frío en Groenlandia (Fig.28).

Los *proxies* de salinidad y depositación de carbonatos (Ca y Sr), al igual que la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ), presentan una relación inversa con las temperaturas de Groenlandia. Cuando las temperaturas en el casquete polar son bajas, la salinidad en el paleolago Babícora aumenta (ej. 74-70, 68-65, 42-41 ka cal AP) y cuando las temperaturas son mayores la salinidad disminuye (ej. 52-49, 44, 35 ka cal AP). Si bien existen periodos donde estas relaciones no son completamente claras, esto puede ser explicado por las variables que condicionan la salinidad en un cuerpo lacustre (balance hídrico), por ejemplo, en un ambiente frío con baja entrada de agua la salinidad no será tan alta debido a la baja evaporación existente.

El titanio (Ti), *proxy* del aporte detrítico por medios pluviales a la cuenca de Babícora, presenta máximas concentraciones (mayores a la media) cuando la actividad eólica y la salinidad son bajas, esto indica que la mayor deposición de Ti tiene lugar durante periodos húmedos. Así mismo, estos periodos de mayor aporte pluvial coinciden con lapsos de mayores temperaturas en Groenlandia. Por ejemplo, ca. 79-68 ka cal AP se presenta el mayor aporte de material detrítico pluvial de la secuencia, y la disminución del Ti coincide con una tendencia hacia menores temperaturas en el casquete polar.

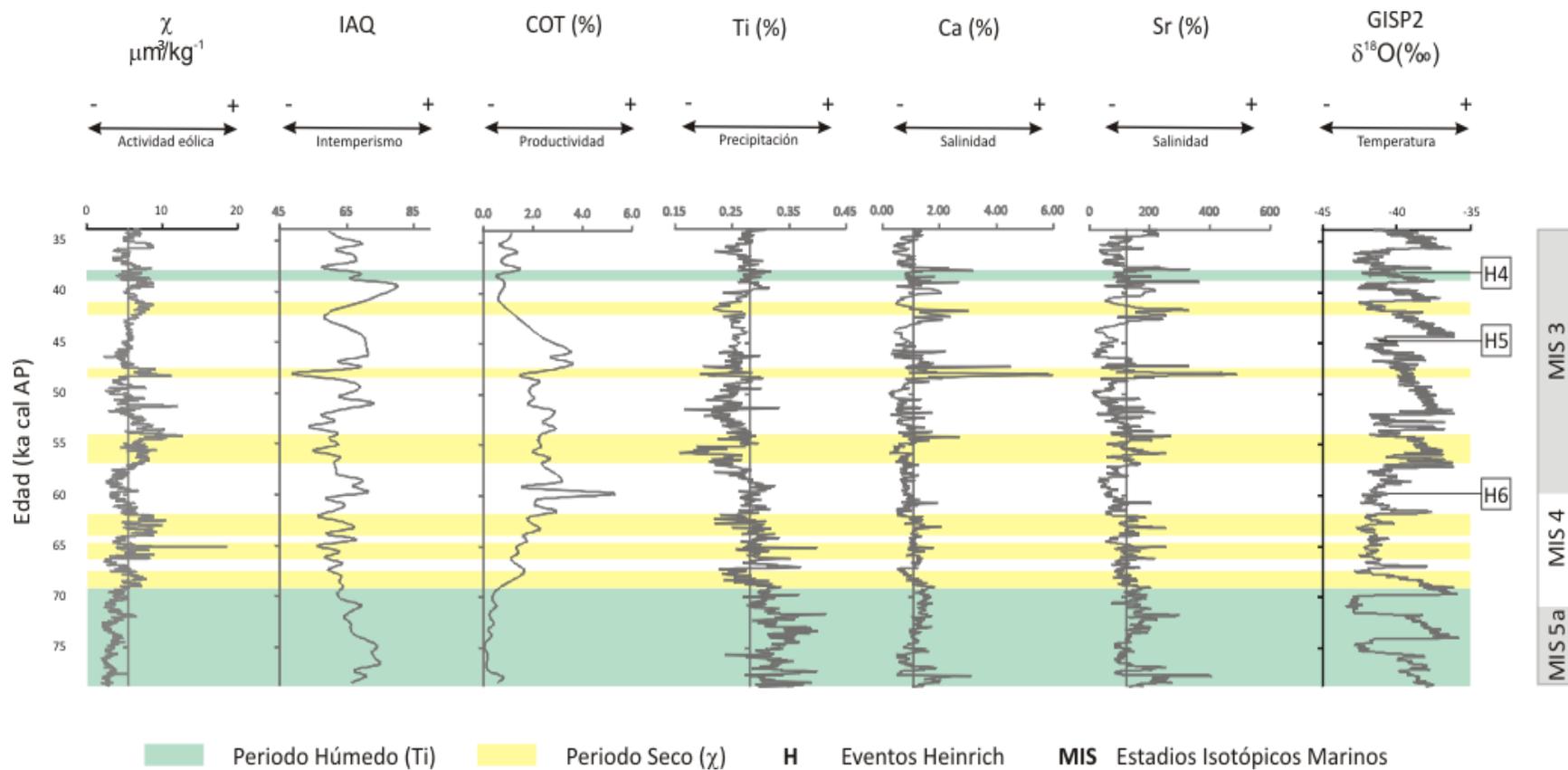


Figura 28. Comparación entre los proxies paleohidrológicos de alta resolución, IAQ y COT utilizados en el registro de Babícora con respecto al registro de  $\delta^{18}\text{O}$  de los núcleos de hielo de Groenlandia. Se presentan los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) y los eventos Heinrich (H) que abarcan temporalmente.

En diversos registros paleoclimáticos del suroeste de EUA y norte de México los mayores niveles lacustres y las condiciones húmedas que prevalecieron durante el Pleistoceno y Holoceno son atribuidas a la migración de los sistemas de tormentas del oeste durante periodos de expansión del manto de hielo Laurentino (< temperaturas), lo que incrementó las lluvias invernales en la región (ej. Metcalfe *et al.*, 2002; Enzel *et al.*, 2003; Castiglia *et al.*, 2006; Kirby *et al.*, 2006; Wagner *et al.*, 2010).

En el registro de Babícora la evidencia geoquímica apunta a que los mecanismos que llevaron humedad a la región fueron distintos a las tormentas invernales. Esto es interpretado a partir de la relación inversa de  $\chi$ , Ca y Sr, y la relación positiva de Ti con las temperaturas de Groenlandia que permiten establecer que la mayor parte de la humedad que llegó a Babícora tuvo lugar en intervalos cálidos del polo, lo que a su vez apunta a que la precipitación resultó de las lluvias de verano, sin excluir a las lluvias de invierno (que son una fuente de humedad importante en la región que abarca el Monzón Mexicano) como fuente importante de humedad (Gochis *et al.*, 2006) (Fig. 28). Estas aseveraciones son coherentes con lo reportado por Roy *et al.* (2012b) que observaron el transporte de sedimentos inalterados (indicativo de sequías) al paleolago San Felipe (desierto de Sonora) durante un régimen de lluvias invernales en el suroeste de EUA. Así mismo, los periodos de transporte eólico en Babícora son comparables con lo reportado por Blanchet *et al.* (2007) en el sur de Baja California que indican que la mayor entrada de material detrítico eólico ocurrió en lapsos de baja insolación del hemisferio norte (23 °N).

Chávez-Lara *et al.* (2012) y Metcalfe *et al.* (2002), con base en la presencia de *Candona patzcuaro* y *Stephanodiscus niagarae*, infieren condiciones relativamente cálidas (>13 °C) en el paleolago Babícora con agua dulce de baja salinidad (>100 ppm) en lapsos donde el presente estudio refleja condiciones húmedas y un lago profundo (ej. 79-57 ka cal AP). Estas evidencias indican que los lapsos húmedos del paleolago Babícora ocurrieron en un ambiente cálido y a su vez fortalece la interpretación de las lluvias de verano como fuente principal de humedad en la región durante el Pleistoceno Tardío. Estas conclusiones, a su vez, son apoyadas por las observaciones de Kirby *et al.* (2006) que indican que los

periodos de mayores temperaturas del Noratlántico corresponden con lapsos húmedos en la costa suroeste de Norteamérica y los altos niveles en el lago Baldwin (California), al que asocian su máxima extensión ca. 65 ka cal AP debido a los mínimos de insolación en invierno y máximos en verano que incrementaron las lluvias en ambos periodos. La interpretación de este estudio es coherente con los diferentes intervalos de lluvias de verano imperantes durante el Pleistoceno Tardío en Arizona (EUA) reportadas por Holmgren *et al.* (2003, 2006).

### **VII.6.2 Influencia de los Estadíos Isotópicos Marinos (MIS) y los eventos de escala milenaria (Heinrich) en Babícora**

Tomando en cuenta las limitaciones del modelo de edad hacia la base de la secuencia GF en el paleolago Babícora (>409 cm), los sedimentos cubren un rango entre 79 y 34 ka cal AP y pueden ser comparados con eventos climáticos globales que afectaron la región de Norteamérica. Los Estadíos Isotópicos Marinos (MIS por sus siglas en inglés) son intervalos medidos en los sedimentos oceánicos, en los cuales las temperaturas del mar reflejan variaciones entre periodos fríos (números pares) y periodos cálidos (números impares). Temporalmente el registro estudiado puede compararse con tres estadíos isotópicos distintos, que son: una parte del MIS 5a (inicio ca. 84 ka), la totalidad del MIS 4 (inicio ca. 74 ka) y una porción del MIS 3 (inicio ca. 60 ka) (Aitken y Stokes, 1997) (Fig. 28).

Los sedimentos del paleolago Babícora depositados entre 79 y 74 ka cal AP coinciden temporalmente con el Estadío Isotópico Marino 5a (MIS 5a). Durante este periodo los indicadores geoquímicos señalan que el lago alcanzó su máximo nivel a lo largo de toda la secuencia sedimentaria. El MIS 5a se caracteriza por incrementos en las temperaturas oceánicas y globales (Shackleton, 1969) lo que es coherente con el periodo de mayor humedad en Babícora, donde el lago alcanzó su máximo nivel. Esto a su vez coincide con los periodos de mayor aporte pluvial en la cuenca, que ocurrieron durante épocas cálidas. Las condiciones húmedas del lago Babícora en este periodo difieren con lo

reportado por Bradbury (1997) para el lago Owens (California), donde el MIS 5 se manifestó en climas áridos y un balance hídrico negativo. Esta discrepancia indica que el suroeste de EUA y el noroeste de México no presentaron condiciones climáticas homólogas a lo largo del Pleistoceno Tardío.

Las condiciones del paleolago Babícora entre 74 y 60 ka cal AP son comparables temporalmente con el Estadío Isotópico Marino 4 (MIS 4). Los *proxies* geoquímicos indican una somerización gradual del cuerpo lacustre debido a las condiciones ambientales cada vez más secas. Estas inferencias son comparables con el periodo frío que representa el MIS 4, en el cual las bajas temperaturas globales permitieron el crecimiento de los glaciares polares y continentales de forma breve (Shackleton y Opdyke, 1973). Los *proxies* apuntan a que la respuesta del paleolago Babícora a la disminución de temperatura global fue gradual y no lineal. Cheshire *et al.* (2005) indica que durante el MIS 4 las condiciones que experimentó la cuenca de Guaymas en el golfo de California implicaron alto aporte detrítico además de una disminución en la productividad.

Los sedimentos depositados entre 60 y 34 ka cal AP corresponden temporalmente al Estadío Isotópico Marino 3 (MIS 3). Los distintos *proxies* geoquímicos apuntan a que el paleolago Babícora experimentó condiciones secas con algunos lapsos húmedos (ej. 37 ka cal AP). El intemperismo fue menor que en la base de la secuencia pero siguió siendo moderado lo que indica que, si bien este fue un periodo seco, el lago fue permanente. El MIS 3 es un periodo de grandes fluctuaciones de temperaturas y gran variabilidad a escala milenaria (Huber *et al.*, 2006). Estas condiciones son coherentes con lo reportado en Babícora. Posiblemente las amplias fluctuaciones de temperatura disminuyeron de forma general el aporte de humedad a la cuenca, impidiendo el establecimiento de un régimen hidrológico claro (lluvias de verano) debido a una marcada estacionalidad. Esto a su vez explica que las mayores concentraciones de COT se presenten en este periodo, donde el aporte pluvial fue bajo y existió un lago permanente que permitió la preservación de material orgánico por condiciones de baja oxidación o por la disminución del efecto de dilución por entrada de detríticos. Heusser (1998) indica que en el sur de California el

periodo del MIS 3 se manifestó en condiciones frías y en una disminución de la precipitación, mientras que Cheshire *et al.*, (2005) indican que en este periodo existió una disminución del aporte detrítico a la cuenca de Guaymas en el golfo de California. De esta forma, las fluctuaciones del MIS 3 parecen haber disminuido la precipitación general en Norteamérica.

Por otra parte, de acuerdo a las limitaciones del modelo cronológico para la parte basal del núcleo (edades extrapoladas) no es posible indicar las condiciones precisas que ocurrieron durante los desprendimientos de icebergs en el Noratlántico, característicos de los eventos Heinrich. Temporalmente en la cuenca de Babícora estos eventos milenarios se manifestaron en incrementos en la productividad orgánica (COT) (60, 45 y 38 ka cal AP), y el periodo comprendido entre el H6 y H5 (60-45 ka cal AP) exhibe las máximas concentraciones de COT en el perfil (Fig. 28). Sin embargo, el registro de este *proxy* es de baja resolución (10 cm) con lo cual cada muestra fue depositada entre cada 584 y 1,765 años. De la misma forma, los registros de alta resolución (Ti, Ca, Sr) no muestran variaciones significativas durante los eventos Heinrich por lo que no es posible inferir con precisión las condiciones que gobernaron la cuenca en eventos que duraron en promedio 495 años (Hemming, 2004).

La comparación de las condiciones paleohidrológicas de Babícora con las temperaturas registradas mediante los MIS, indican que el área de estudio es susceptible a los cambios de las temperaturas oceánicas y globales a lo largo del Pleistoceno, así mismo, refuerzan la teoría de que las lluvias que imperaron en la región ocurrieron durante verano (época cálida del año). Por otra parte, no es posible identificar con precisión eventos de poca duración como los eventos Heinrich. Es posible inferir que las condiciones existentes entre el H6 y H5 coinciden con el periodo de máxima productividad orgánica, sin embargo, no es posible precisar el papel que jugaron los eventos mencionados en el incremento abrupto del COT.

### VII.7 Modelo paleohidrológico de Babícora durante el Pleistoceno Tardío

Los diferentes *proxies* indican que las lluvias dominantes en la región de Babícora durante el Pleistoceno Tardío ocurrieron en el verano, al igual que en la actualidad, donde el paleolago recibe alrededor del 70 % de su precipitación anual entre junio y septiembre. De acuerdo a la semejanza entre las épocas lluviosas actuales y en el Pleistoceno Tardío podemos inferir que la fuente de humedad en el pasado probablemente fue similar a la actual. Es decir, dominaron las lluvias del Monzón Mexicano procedentes del Pacífico y en menor proporción las lluvias del golfo de México. Sin embargo, mediante los *proxies* utilizados no podemos establecer con precisión el origen de las mismas.

Por otra parte, si tomamos en cuenta que el titanio (Ti) refleja las variaciones del aporte pluvial y que está condicionado por las lluvias de verano (Roy et al., 2012a). Entonces podemos tomar las fluctuaciones de este *proxy* como una evidencia del fortalecimiento o debilitamiento de estas lluvias en la región a través del tiempo (Fig 27 y 28).

La Zona Geoquímica 5 (79-67 ka cal AP) representa el periodo de mayor fortalecimiento de las lluvias de verano en la región, lo que propició un muy alto aporte pluvial en la cuenca y que el paleolago alcanzara su máximo nivel. Hacia los 67 ka cal AP las condiciones cambiaron repentinamente y se volvieron más secas, esto representa un posible periodo de enfriamiento en que las lluvias de verano se debilitaron y por lo tanto disminuyó el aporte pluvial.

La Zona Geoquímica 4 (67-59 ka cal AP) representa una disminución del aporte pluvial a la cuenca con respecto de la zona geoquímica 5. Durante este periodo el Ti disminuyó aunque presentó menores fluctuaciones, por lo que podemos asumir que las lluvias de verano se debilitaron ligeramente, sin embargo, el aporte pluvial permaneció alto.

Las zonas Geoquímicas 3 y 2 (59-39 ka cal AP) se caracterizan por una disminución generalizada del aporte pluvial a la cuenca (<Ti) con lo que las lluvias de verano presentaron un gran debilitamiento. Este periodo coincide temporalmente con el inicio del MIS 3 caracterizado por amplias variaciones de temperatura que impidieron que las

lluvias de verano aportaran mayor humedad debido a una posible marcada estacionalidad.

La Zona Geoquímica 1 (39-34 ka cal AP) se caracteriza por aumentos de las concentraciones de Ti lo cual indica que las condiciones húmedas en la cuenca se restablecieron debido al fortalecimiento de las lluvias de verano.

---

---

## CAPÍTULO VIII

### CONCLUSIONES

El presente trabajo conforma uno de los registros climáticos más extensos en el noroeste de México y suroeste de EUA. Los *proxies* expuestos indican diferentes condiciones paleohidrológicas a lo largo del Pleistoceno Tardío en la región.

- La procedencia sedimentaria fue uniforme a lo largo del tiempo, independientemente del régimen hidrológico, apuntando a rocas de composición intermedia (tobas riolíticas y andesitas-traquiandesitas) como la fuente predominante.
- Zona Geoquímica 5 (ca. 79 y 67 ka cal AP): la cuenca del paleolago Babícora fue sometida a alto aporte pluvial y baja actividad eólica en un ambiente de alta energía. Durante este periodo el paleolago exhibió su máximo nivel, en un ambiente cálido, y se presentaron las condiciones más húmedas del registro sedimentario debido a la intensificación de las lluvias de verano.
- Zona Geoquímica 4 (ca. 67 y 60 ka cal AP): el paleolago presentó un régimen húmedo, aunque más seco que en la base del perfil. El aporte pluvial disminuyó gradualmente con lo que el lago disminuyó su extensión debido al debilitamiento de las lluvias de verano con respecto a la Zona Geoquímica 5.
- Zona Geoquímica 3 (ca. 60 y 46 ka cal AP): las condiciones en Babícora fueron más secas que en los periodos anteriores y el paleolago, aunque fue permanente, disminuyó su extensión. Este periodo coincide con el debilitamiento de las lluvias de verano por las fluctuaciones de temperatura en la región que incrementaron la actividad eólica y la salinidad del paleolago y marcan un periodo de gran variabilidad climática.
- Zona Geoquímica 2 (ca. 46 y 39 ka cal AP): la cuenca del paleolago fue sometida al periodo más seco de la secuencia estudiada, pero también a condiciones hidrológicas variables. Las características cronológicas y estratigráficas de los sedimentos indican periodos de deflación y al menos un periodo seco que pudo

originar un hiatus depositacional representado por las marcas de desecación del perfil. También, se identificó un periodo húmedo ca. 39 ka cal AP representado por intemperismo químico intenso y estratos lenticulares depositados durante un fortalecimiento de las lluvias de verano.

- Zona Geoquímica 1 (ca. 39 y 34 ka cal AP): se establecieron condiciones relativamente húmedas en un ambiente frío con aporte pluvial continuo a la cuenca que no permitió incrementos considerables en la salinidad. Así mismo, alrededor de 38 ka cal AP las condiciones fueron secas con incrementos en la actividad eólica.
- El periodo de mayor productividad orgánica (COT) (60-46 ka cal AP) coincide con un periodo de bajo aporte pluvial. Esto refleja posiblemente un ambiente de baja energía con baja oxigenación y/o la disminución del efecto de dilución por la menor entrada de detríticos durante el periodo.
- Los lapsos secos en el paleolago Babícora (>actividad eólica y salinidad) corresponden con periodos estadiales en Groenlandia y los lapsos húmedos (>actividad pluvial e intemperismo) corresponden con periodos interestadiales. Esto apunta a que la región donde se ubica el paleolago fue susceptible a las variaciones extensionales del casquete Laurentino durante el último periodo glacial debido a la migración al sur de la Zona de Convergencia Intertropical y las celdas subtropicales de alta y baja presión. Además, contrasta con las condiciones húmedas que se presentaron en el suroeste de EUA durante lapsos similares y sugiere diferentes condiciones climáticas entre el suroeste de EUA y noroeste de México durante el Pleistoceno Tardío.
- La correlación entre los *proxies* de Babícora con los registros de  $\delta^{18}\text{O}$  indica que durante el Pleistoceno Tardío la mayor parte de las lluvias que afectaron la región donde se ubica el lago ocurrieron durante verano, posiblemente por el Monzón Norteamericano. Sin embargo, esto no excluye las lluvias invernales, que incrementaron los niveles lacustres en el suroeste de EUA, en el mismo periodo, como fuente importante de humedad en la zona de estudio.

- En Babícora los sedimentos y *proxies* que corresponden temporalmente a los Estadíos Isotópicos Marinos (MIS) no presentan una respuesta inmediata respecto al incremento de las temperaturas globales, sin embargo, indican que la región es susceptible a estos cambios y que presenta una respuesta gradual. Durante el MIS 5a se presentó el máximo aporte pluvial, en el MIS 4 existió una disminución gradual de la humedad y en el MIS 3 se presentó gran fluctuación paleohidrológica en la cuenca del paleolago.
- Las condiciones existentes en el periodo intermedio entre el H6 y H5 corresponden a máximos de productividad orgánica. Sin embargo, no es posible determinar el efecto de los eventos Heinrich en la depositación de material orgánico, ya que es difícil indicar las condiciones precisas que existieron durante estos eventos milenarios a partir del registro de COT.

---

---

**BIBLIOGRAFÍA**

- Aitken, M.J., Stokes, S., 1997. *Climatostratigraphy*. En *Chronometric dating in archaeology*. Plenum press, New York, 1-25 pp
- Andersson, P.O.D., Worden, R.H., Hodgson, D.M., Flint, S., 2004. Provenance evolution and chemostratigraphy of a Paleozoic submarine fan-complex: Tanqua Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology* 21, 555-577.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C. , Merrifield, M.A., Winant, 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 96, 16,877-16, 896.
- Barbour, M.G., 1988. *Californian upland forests and woodlands*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Barron, J.A., Bukry, D., Bischoff, J.L., 2004. High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years. *Marine Micropaleontology* 50, 185-207.
- Barry, R.G., Chorley, R J., 2003. *Atmosphere, Weather and Climate*. Routledge, 8va Ed. New York.
- Bartlein, P.J., Anderson, K.H., Anderson, P.M., Edwards, M.E., Mock, C.J., Thompson, R.S., Webb, R.S., Webb, T., Whitlock, C., 1998. Paleoclimate simulations for North America over the past 21,000 years: features of the simulated climate and comparisons with paleoenvironmental data. *Quaternary Science Reviews* 17 (6-7), 549-585.
- Benson, L., Lund, S., Negrini, R., Linsley, B., Zic, M., 2003. Response of North American Great Basin lakes to Dansgaard-Oeschger oscillations. *Quaternary Science Review* 22, 2,239-2,251.
- Betancourt, J.L., Rylander, K.A., Peñalba, M.C., McVickar, J.L., 2001. Late Quaternary vegetation history of Rough Canyon, central New Mexico, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165, 71-95.
- Beuning, K.R.M., Talbot, M.R., Kelts, K., 1997. A revised 30,000-year paleoclimatic and paleohydrologic history of Lake Albert, East Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136:259-279.
- Blanchet, C.L., Thouveny, N., Vidal, L., Leduc, G., Tachikawa, K., Bard, E., Beaufort, L., 2007. Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. *Quaternary Science Reviews* 26, 3,118-3,133.
- Bond, G.C., Lotti, R., 1995. Icebergs discharges into the north Atlantic on millennial time scales during the last glaciations. *Science* 267, 1,005-1,010.
- Bowen, D.Q., 2009. Pleistocene Climates. En *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Springer New York. pp. 798-803.
- Bradbury, J.P., 1989. Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca Mexico. *Quaternary Science Reviews* 8, 75-100.

- Bradbury, J.P., 1997. A diatom record of climate and hidrology for the past 200 ka from Owens Lake, California with comparison to other Grat Basin records. *Quaternary Science Review* 16, 203-219.
- Bradley, R.S., 1999. *Paleoclimatology; Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego.
- Bryson, R.A., Lowry, W.P., 1955. The synoptic climatology of the Arizona summer precipitation singularity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 36, 329-339.
- Bryson, R.A., Lahey, J.F., 1958. *The March of the Seasons*. Meteorological Department, University of Wisconsin, 41pp.
- Caballero, M.M., 1997. The last glacial máximo in the basin of Mexico: the diatom record between 30,000 and 15,000 years BP from Lake Chalco. *Quaternary International* 43/44, 125-136.
- Caballero, M.M., Ortega Guerrero, B., 1998. Lake levels since about 40,000 years ago at Chalco Lake, near Mexico City. *Quaternary Research* 50, 90-106.
- Caballero M.M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., Macias, J. L., 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology* 22, 399-411.
- Caballero, M., Peñalba, M.C., Martínez, M., Ortega-Guerrero, B., Vázquez, L., 2005. A Holocene record from a former coastal lagoon in Bahía Kino, Gulf of California, Mexico. *The Holocene* 15,8, 1236-1244.
- Carleton, A.M., Carpenter, D.A., Weser, P.J., 1990. Mechanism of interannual variability of the southwest United States summer rainfall maximum. *Journal of Climate*, 3, 999-1,015.
- Castiglia, P.J. y Fawcett, P.J., 2006. Large Holocene lakes and climate change in the Chihuahuann Desert. *Geology*, Vol. 34, num. 2, 113-116.
- Chávez-Lara, C.M., 2011. *Paleoecología de Ostrácodos en los últimos 45 cal ka AP., procedentes de los sedimentos del paleolago Babícora, Desierto de Chihuahua México*. Tesis de Licenciatura, UNAM.
- Chávez-Lara, C. M., Roy, P. D., Caballero, M. M., Carreño, A. L., Lakshumanan, C., 2012. Lacustrine ostracodes from the Chihuahuan Desert of Mexico and inferred Late Quaternary paleoecological conditions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, En edición.
- Cheshire, H., Thurow, J., Nederbragt, A., 2005. Late Quaternary climatic change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science* 20, 457-469.
- Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology: The history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, New York.
- COHMAP members, 1988. Climatic change of the past 18,000 years: Observations and model simulations. *Science* 241, 1,043-1,052.

- Consejo de Recursos Minerales (COREMI), 1994. Monografía Geológico-Minera del Estado de Chihuahua. COREMI, México.
- Davis, O.K., Anderson, R. S., 1987. Pollen in packrat (*Neotoma*) middens: pollen transport and the relationship of pollen to vegetation. *Palynology* 11, 185-198.
- Dean, W.E., 2006. The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology* 232, 87-98.
- Douglas, M.W., Maddox, R.A., Howard, K., Reyes, S., 1993. The Mexican Monsoon. *Journal of Climate* 6, 1,665-1,677.
- Emiliani, C.J., 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology* 63, 538-578.
- Enzel, Y., Wells, S.G., Lancaster, N., 2003. Late Pleistocene lakes along the Mojave river, southwest California. In: Enzel, Y., Wells, S.G., Lancaster, N. (Eds.), *Paleoenvironments and paleohydrology of the Mojave and southern Great Basin deserts*. Geological Society of America Special Paper 368, pp. 61-77.
- Eugster, H.P., Hardie, L.A., 1978. Saline lakes. In: Lerman, A. (Ed.), *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. Springer, Berlin.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921-924.
- García, E., 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 246p.
- Gochis, D.J., Brito-Catillo, L., Shuttleworth, W.J., 2006. Hydroclimatology of the North American Monsoon region in Northwestern Mexico. *Journal of Hydrology* 316, 53-70.
- Goldich, S.S., 1938. A Study in Rock Weathering. *Journal of Geology* 46, 17-58.
- Hales Jr., J.E., 1974. Southwestern United States summer monsoon source-Gulf of Mexico or Pacific Ocean. *Journal of Applied Meteorology* 12, 331-342.
- Hardie, L.A., Smoot, J.P., Eugster, H.P., 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: Matter, A., Tucker, M. (Eds.), *Modern and ancient lake sediments*. International Association of Sedimentologists, Special publication 2, pp. 7-41.
- Haug, G.H., Gunter, D., Peterson, L.C., Sigman, D.M., Hughen, K.A., Aeschlimann, B., 2003. Climate and the collapse of Maya civilization. *Science* 299, 1,731-1,735.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142-152.
- Hemming, S.R., 2004. Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Review of Geophysics* 42, RG1005.

- Hemming, S.R., 2009. Heinrich events. En *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*. Springer New York, pp. 409-413.
- Heusser, L., 1998. Direct correlation of millennial-scale changes in western North America vegetation and climate with changes in the California current system over the past ~60 kyr. *Paleoceanography* 13(3), 252-262.
- Higgins, R.W., Yao, Y., Wang, X.L., 1997. Influence of the North American Monsoon System on the U.S Summer precipitation regime. *Journal of Climate* 10, 2,600-2,622.
- Holmgren, C.A., Peñalba, M.C., Rylander, K.A., Betancourt, J.L., 2003. A 16,000 <sup>14</sup>C yr BP packrat midden series from the USA-Mexico Borderlands. *Quaternary Research* 60, 319-329.
- Holmgren, C.A., Betancourt, J.L., Rylander, K.A., 2006. A 36,000-yr vegetation history from the Peloncillo Mountains, southeastern Arizona, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240, 405-422.
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T.F., Johnsen, S., Landais, A., Jouzel, J., 2006. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH<sub>4</sub>. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 504-519.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1990. Estudio Hidrológico de la Alta Babícora, Chihuahua, anexo cartas. INEGI, México, D.F, 143.
- Katz, B. J., 1990. Controls on distribution of lacustrine source rocks through time and space. In Katz, B.J. (ed.), *Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogues*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 50:61-76.
- Kirby, M.E., Lund, S.P., Bird, B.W., 2006. Mid-Wisconsin sediment record from Baldwin Lake reveals hemispheric climate dynamics (Southern CA, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 267-283.
- Kronberg, B.I., Nesbitt, H.W., Lam, W.W., 1986. Upper Pleistocene Amazon deep-sea fan muds reflect intense chemical weathering of their mountainous source lands. *Chemical Geology* 54, 283-294.
- Li, J., Lowenstein, T.K., Brown, C.B., Ku, T.L., Luo, S., 1996. A 100 ka record of water tables and paleoclimates from salt cores Death Valley, California. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123, 179-203.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Late Pleistocene and Holocene Paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research* 40, 332-342.
- Lozano-García M.S., Ortega Guerrero, B., 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico: Correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Paleobotany and Palinology* 99, 77-93.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Sosa-Nájera, S., 2002. Mid to Late Wisconsin pollen record of San Felipe Basin, Baja California. *Quaternary Research* 58, 84-92.

- Maslin, M.A., y Shackleton, N.J., 1995. Surface water temperatures, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation, and climatic rebounds. *Paleoceanography* 10, 527-544.
- Mason, B., Moore, C.B., 1982. *Principles of Geochemistry*. Wiley, New York.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.
- McAuliffe, J.R., Van Devender, T.R., 1998. A 22,000 year record of vegetation change in the north-central Sonoran Desert. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141, 253-275.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic evolution of western Mexico. *Geological Society of America. Special paper* 180, 113-123.
- Menking, K.M., Anderson, R.Y., 2003. Contribution of La Niña and El Niño to middle Holocene drought and late Holocene moisture in the American Southwest. *Geology* 31(11), 937-940.
- Metcalfe, S.E., Bimpson, A., Courtice, A.J., O'Hara, S.L., Taylor, D.M., 1997. Climate change at the monsoon/westerly boundary in northern Mexico. *Journal of Paleolimnology* 17, 155-171.
- Metcalfe, S.E., O'Hara, S.L., Caballero, M., Davies, S.J., 2000. Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico-A review. *Quaternary Science Review* 19: 699-721.
- Metcalfe, S., Say, A., Black, S., McCulloch, R., O'Hara, S., 2002. Wet conditions during the Last Glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta babicora Basin, Mexico. *Quaternary Research* 57, 91-101.
- Metcalfe, S., Jones, M.D., Davies, S.J., Noren, A., Mackenzie, A., 2010. Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna Juanacatlán México. *The Holocene* 20, 1,195-1,206.
- Meyer, E.R., 1972. Late Quaternary paleoecology of the Cuatro Ciénegas basin, Coahuila Mexico. *Ecology* 54, 982-995.
- Meyers, P.A., Teranes, J.L., 2001, Sediment organic matter. In: Last, W.M., Smol, J.P., (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments, vol 2: Physical and Geochemical Techniques*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, pp. 239-269.
- Murillo de Nava, J.M., Gorsline, D.S., Goodfriend, G.A., Vlasov, V.K., Cruz-Orozco, R., 1999. Evidence of Holocene climatic changes from aeolian deposits in Baja California sur, Mexico. *Quaternary International* 56, 141-154.
- Negrini, R.M., 2002. Pluvial lake sizes in the northwestern Great Basin throughout the Quaternary period. In: Hershler, R., Madsen, D.B., Currey, D.R. (Eds.), *Great Basin Aquatics Systems History*. Smithsonian Contribution to the Earth Sciences. Smithsonian Press, Washington DC, pp. 11-52.

- Nesbitt, H.W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279, 206-210.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1523-1534.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology* 97, 129-147.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. En: *Lakes*. Wiley-Blackwell. 2ª Ed. Reino Unido. 419 p, 151-162.
- Northern Greenland Ice Core project members, (NGRIP project) 2004. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147-151.
- Ortega-Guerrero, B., Newton, A.J., 1998. Geochemical characterization of late Pleistocene and Holocene tephra layers from the Basin of Mexico, central Mexico. *Quaternary International* 50, 90-106.
- Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Lozano-Garcia, S., De la O Villanueva, M., 1999. Palaeoenvironmental record of the last 70,000 yr un San Felipe Basin, Sonora desert Mexico: preliminary results. *Geofísica Internacional* 38, 153-163.
- Ortega-Ramírez, J., 1995. Los paleoambientes Holocénicos de la Laguna de Babicora, Chihuahua, México. *Geofísica Internacional* 34, 107-116.
- Ortega-Ramirez, J., Valiente Banuet, A., Urrutia Fucugauchi, J., Mortera Gutierrez, C., Alvarado Valdez, G., 1998. Paleoclimatic changes during the Late Pleistocene-Holocene in Laguna Babicora, near Chihuahua Desert, Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, 1,168-1,179.
- Ortega-Rosas, C.I; Guiot, J., Peñalba, M.C., Ortiz-Acosta, M.E., 2008. Biomization and quantitative climate reconstructions techniques in northwestern Mexico-With an application to four Holocene pollen sequences. *Global and Planetary Change* 61, 242-266.
- PAGES, 2009. Science Plan and Implementation Strategy. IGBP Report No. 57. IGBP Secretariat, Stockholm. 67pp.
- Palacios-Fest, M., Carreño, A.L., Ortega-Ramirez, J.R., Alvarado-Valdez, G., 2002. A paleoenvironmental reconstruction of Laguna Babicora, Chihuahua, Mexico based on ostracode paleoecology and trace element shell chemistry. *Journal of Paleolimnology* 27, 185-206.
- Parker, S. S., Hawes, J. T., Colucci, S. J., Hayden, B. P., 1989. Climatology of 500-mb cyclones and anticyclones, 1950-1985. *Monthly Weather Review* 117, 558-570.

- Pérez-Cruz, L., 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso basin, gulf of California, Mexico. *Quaternary research* 65, 401-410.
- Pérez-Cruz, L., Villagrán de la Cruz, G.E., Gómez-Lizárraga, L.E., 2009. Radiolarios en los sedimentos marinos del Cuaternario Tardío del golfo de California-Paleoceanografía y Paleoclimatología. *Monografías del Instituto de Geofísica, UNAM* 15, 66pp.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore, T.C., Shackleton, N.J., Prell, W., Hays, J., and Boden, G., 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Mar. Geol.*, 56, 119–36.
- Polyak, V.J., Rasmussen, J.B.T., Asmerom, Y., 2004. Prolonged wet period in the southwestern United States through the Younger Dryas. *Geology* 32(1), 5-8.
- Poore, R.Z., Pavich, M.J., Grissino-Mayer, H.D., 2005. Record of the North American southwest monsoon from Gulf of Mexico sediment cores. *Geology* 33, 3, 209-212.
- Pye, K., Krinsley, D.H., 1986. Diagenetic carbonate and evaporite minerals in Rotliegend aeolian sandstones of the southern North Sea: their nature and relationship to secondary porosity. *Clay Mineralogy* 21, 443-457.
- Raiz, E., 1959. Landforms of Mexico. Mapa con texto, escala 1:3,000,000. Cambridge Mass.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Burr, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1, 111-1,150.
- Reyes, S., Douglas, M.W., Maddox, R.A., 1993. El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP). *Atmósfera* 7, 117-137.
- Roy, P.D., Smykatz-Kloss, W., Sinha, R., 2006. Late Holocene geochemical history inferred from Sambhar and Didwana playa sediments, Thar Desert: comparison and synthesis. *Quaternary International* 144(1), 84-98.
- Roy, P.D., Smykatz-Kloss, W., 2007. REE geochemistry of the recent playa sediments from the Thar desert, India: an implication to playa sediment provenance. *Chemie der Erde-Geochemistry* 67, 55-68.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Ortega, B., Lozano, S., Pi, T., Israde, I., Morton, O., 2010. Geochemical record of Late Quaternary paleoclimate from lacustrine sediments of paleo-lake San Felipe, western Sonora Desert, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 586-596.
- Roy P.D., Jonathan, M.P., Perez-Cruz, L.L., Sánchez-Cordoba, M.M., Quiroz-Jiménez, J.D., Romero-Martin, F., 2012a. A millennial scale Late Pleistocene-Holocene palaeoclimatic register from western Chihuahua Desert, México. *Boreas* 10.1111/j.1502-3885.2012.00266.x.

- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, S., Morton, O., Lozano, R., Jonathan, M.P., Sánchez, J.L., Macías, M.C., 2012b. Provenance of sediments deposited at paleolake San Felipe, western Sonora Desert: Implications to regimes of summer and Winter precipitation during las 50 cal kyr BP. *Journal of Arid Environments*. doi:10.1016/j.jaridenv.2012.01.008.
- Ruddiman, W.F., 2007. *Earth's Climate: Past and Future*. 2ª Ed. W.H. Freeman. 465 p.
- Sánchez-Córdova, M.M., 2012. Registro paleoclimático de los últimos 34,000 años cal. A.P., en la Laguna Babícora, desierto de Chihuahua (México). Tesis de Maestría, UNAM.
- Shackleton, N.J., 1969. Oxygen Isotopes, Ice Volume and Sea Level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183-190.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen Isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope temperatures and ice volumes on a 10<sup>5</sup> year and 10<sup>6</sup> year scale. *Quaternary Research* 3, 39-55.
- Schmidt, R.H. Jr., 1979. A climatic delineation of the "Real" Chihuahuan Desert. *Journal of Arid Environments* 2, 243-250.
- Schmidt, R.H. Jr., 1983. Climate and the Chihuahuan desert. In E. Campos-Lopez & R. J. Anderson (eds) *Natural Resources and Development in Arid Regions*. Westview Press, Boulder: 35-52.
- Schmidt, R.H. Jr., 1986. Chihuahuan climate. In J. C. Barlow, A. M. Powell & B. N. Timmerman (eds) *Second Symposium on Resources of the Chihuahuan Desert Region U.S. and Mexico*. Chihuahuan Desert Research Institute: 40-63.
- Servicio Geológico Mexicano, 1998. Carta Geológico-Minera Buenaventura, Chihuahua, escala 1:250,000. H13-7.
- Servicio Meteorológico Nacional. Estación Meteorológica 8008 Babícora, Gomez Farías, Chihuahua México. Periodo de 1957-1987.
- Smoot, J.P., 1991. Sedimentary facies and depositional environments of early Mesozoic Newark Supergroup basins, eastern North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 84, 369-423.
- Smykatz-Kloss, W., Smykatz-Kloss, B., Naguib, N., Zoeller, L., 2004. The reconstruction of paleoclimatological changes from mineralogical and geochemical compositions of loess and alluvial loess profiles. In: Smykatz-Kloss, W., Felix-Henningsen, P. (Eds.), *Palaeoecology of Quaternary Drylands*. Springer, pp. 101-119.
- Sosa-Nájera, S., Lozano-García, S., Roy, P.D., Caballero, M., 2010. Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso de Santa María del Oro, 62, 3: 437-451.
- Stensrud, D.J., Gall, R.L., Mullen, S.L., Howard, K.W., 1995. Model climatology of the Mexican monsoon. *Journal of Climate*, 8, 1,775-1,794.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended <sup>14</sup>C data base and revised Calib 3.0 <sup>14</sup>C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.

- 
- 
- Swanson, S.K., Bahr, J.M., Schwar, M.T, Potter, K.W., 2001. Two-way cluster analysis of geochemical data to constrain spring waters. *Chemical Geology* 179, 73-91.
- Tang, M., Reiter, E.R., 1984. Plateau Monsoons of the Northern Hemisphere: A comparison between North America and Tibet. *Monthly Weather Review*, 112, 617-637.
- Taylor, S.R., McLennan, S.H., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, London.
- Thomson, R., Oldfield, F., 1986. *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin, London.
- Urrutia Fucugauchi, J., Ortega Ramirez, J., Cruz Gatica, R., 1997. Rock magnetic study of late Pleistocene-Holocene sediments from the Babicora lacustrine basin, Chihuahua northern Mexico. *Geofisica Internacional* 10, 77-86.
- Van Devender, T.R., 1990. Late Quaternary vegetation and climate of the Sonoran Desert, United States and Mexico. In: Betancourt, J.L., Van Devender, T.R., Martin, P.S. (Eds.), *Packrat Middens: The Last 40,000 years of Biotic change*, University of Arizona Press, Tucson, pp.104-133.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Silva Dias, P. L., Zhang, C., 2006. Toward a Unified view of the American monsoon systems. *American Meteorology Society* 19, 4,977-5,000.
- Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J. C., Michel, E., Becqué, S., van Weering, T. C. E., 1997. Evidence for changes in the North Atlantic deep water linked to meltwater surges during the Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 13-27.
- Visser, J.N.J., Young, G. M. 1990. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mud rocks in Southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 81, 49-57.
- Wagner, J.D.M., Cole, J.E., Beck, J.W., Patchett, P. J., Peachey, B., 2010. Moisture variability in the southwestern United States linked to abrupt glacial climate change. *Nature Geoscience* 3, 110-113.
- Waters, M.R., 1989. Late Quaternary lacustrine history and paleoclimatic significance of pluvial Lake Cochise, southeastern Arizona. *Quaternary Research* 32, 1-11.
- Zic, M., Negrini, R., Wigand, P., 2002. Evidence of synchronous climate change across the Northern Hemisphere between the North Atlantic and northwestern Great Basin, United States. *Geology* 30 (7), 635-638.

## ANEXOS

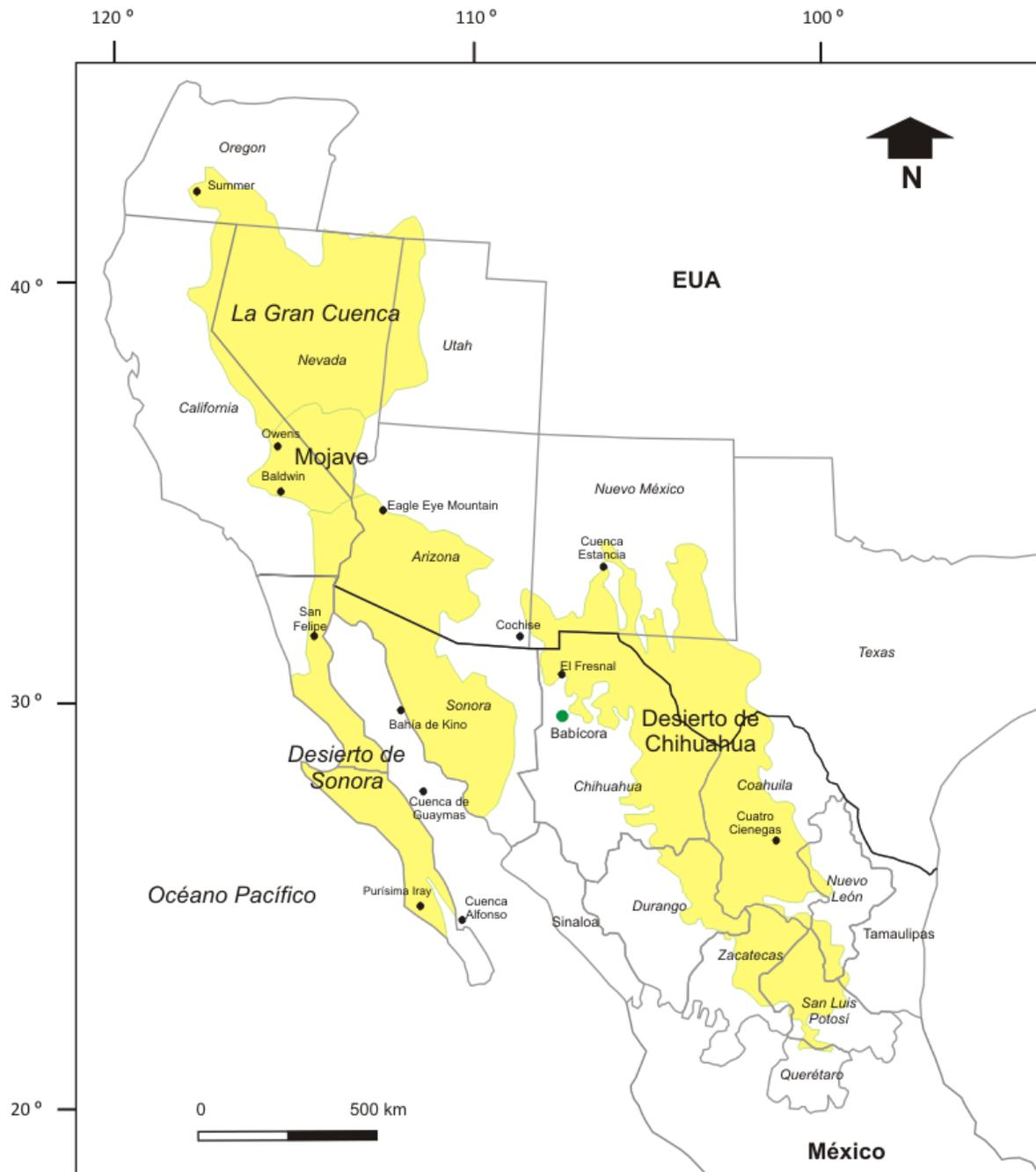


Figura 29. Ubicación de algunos sitios de Norteamérica donde se han realizado investigaciones referentes a a paleoclimatología.

Tabla 8. Algunas Investigaciones paleoclimáticas realizadas en los desiertos de Norteamérica.

Sitio	Ubicación	Proxy	Periodo	Observaciones	Referencia
Cuatro Ciénegas	Coahuila (Mex)	Polen	30-0 ka	Los ambientes terrestres y acuáticos bajos en la cuenca de Cuatro Ciénegas han permanecido estables desde el Wisconsiniano Medio. El clima regional fue frío húmedo y conforme pasó el tiempo cambió a cálido seco. La vegetación de clima frío ocupó terrenos donde en la actualidad hay matorrales desérticos.	Meyer, 1973
-----	-----	Modelación	18-0 ka	Las variaciones de extensión del casquete polar Laurentino permitieron la migración de los sistemas de tormentas del oeste hacia el sur de Norteamérica. El incremento en las tormentas asociadas a estos sistemas explican los altos niveles lacustres en el suroeste de EUA durante el último periodo glacial.	COHMAP members, 1988
Lago Owens	California (EUA)	Diatomeas	180-0 ka	Han existido periodos de mayor humedad efectiva entre 180-120 y 72-65 ka (posiblemente debido a las lluvias de verano) y prevalecieron condiciones húmedas desde 50 ka cal AP hasta el inicio del Holoceno. Entre 120-95 ka cal AP hubo gran variabilidad en la salinidad mientras que entre 95-70 ka y 65-50 ka hubo un incremento notable. Entre 55 y 30 ka existieron condiciones de agua dulce con algunos periodos salinos.	Bradbury, 1997
Eagle eye mountain	Arizona (EUA)	Madrigueras	22-0 ka	En el Holoceno Medio el régimen de temperatura fue similar o ligeramente más cálido que en la actualidad con condiciones más húmedas a partir de un régimen de lluvias de verano. Los ciclones tropicales en el Pacífico este contribuyeron a la respuesta vegetal y a los periodos secos o húmedos durante el Holoceno Medio.	McAuliffe <i>et al.</i> , 1998
Lago Cochise	Arizona (EUA)	Sedimentología	14-0 ka	Existieron dos periodos de climas lluviosos en la región, el primero entre 13,750 y 13,400 años AP y el segundo en el Holoceno Temprano (ca. 8,900 a cal AP). Estos lapsos pudieron deberse a la incidencia de ciclones tropicales. A partir del Holoceno Medio, solo existieron lagos someros en la cuenca.	Waters, 1998
Purísima-Iray Magdalena	Baja California Sur (Mex)	Sedimentología	14-0 ka	Los vientos dominantes fueron del noroeste y en menor proporción del oeste para todo el Holoceno. Los vientos más fuertes se produjeron en el Holoceno Temprano debido al término del último glacial, después del cual las condiciones fueron cálidas.	Murillo de Nava <i>et al.</i> , 1999

Tabla 9. Algunas Investigaciones paleoclimáticas realizadas en los desiertos de Norteamérica (continuación).

Sitio	Ubicación	Proxy	Periodo	Observaciones	Referencia
Lago Summer	Oregón (EUA)	Magnetismo	50-20 ka	Los cambios del nivel del lago obedecieron a las oscilaciones a escalas milenarias entre condiciones estadales (menor nivel) e interestadales (mayor nivel) en el Noratlántico entre el H5 y H2. Las teleconexiones océano-atmosfera entre el Noratlántico y Norpacífico pueden explicar por si solas el cambio climático en la Gran Cuenca. Quizá los cambios de extensión del manto Laurentino no fueron necesarios para provocar cambios climáticos de alta frecuencia como las oscilaciones D-O.	Zic <i>et al.</i> , 2002
Lago San Felipe	Baja California (Mex)	Polen	44-13 ka	Las condiciones climáticas para el Wisconsiniano Medio fueron húmedas, pero más secas que en el Wisconsiniano Tardío. Existieron condiciones húmedas relativamente uniformes entre 44 y 13 ka cal AP sin diferencias significativas para el UMG.	Lozano García <i>et al.</i> , 2002
Lagos de la Gran Cuenca	EUA	Varios	51-27 ka	En los periodos estadales entre 46 y 21 ka GISP2, la posición media del PJS migró al sur ca. 35 °N y provocó condiciones frías relativamente secas en la Sierra Nevada y el oeste de la Gran Cuenca. En lapsos interestadales la PJS migró al norte entre 35 y 45 °N y permitió el aumento de la precipitación. Las temperaturas templadas contrajeron los glaciares de montaña.	Benson <i>et al.</i> , 2003
Cuenca Estancia	Nuevo México (EUA)	Sedimentología	7-5 ka	Extensas áreas de Norteamérica fueron sujetas a 2 sequías severas durante el Holoceno Medio seguidas de periodos gradualmente más húmedos. Los cambios de los niveles lacustres implican cambios relativos en la intensidad de los fenómenos de El Niño y La Niña con un régimen de lluvias invernal.	Menking y Anderson, 2003
-----	-----	Compendio	11.5-0 ka	A lo largo del Holoceno han ocurrido cambios climáticos rápidos (9,000-8,000; 6,000-5,000; 4,200-3,800; 3,500-2,500; 1,200-1,000; 600-150 años cal AP). La mayor parte de estos eventos se caracterizan por polos fríos y trópicos áridos; sin embargo, entre 600 y 150 años cal AP los trópicos fueron húmedos. Estos cambios se atribuyen a los forzamientos solares que provocaron la migración de la ITCZ al sur y a la modificación de los monzones y de la oscilación climática EL Niño.	Mayewski <i>et al.</i> , 2004

Tabla 10 Algunas Investigaciones paleoclimáticas realizadas en los desiertos de Norteamérica (continuación).

Sitio	Ubicación	Proxy	Periodo	Observaciones	Referencia
Laguna en Bahía de Kino	Golfo de California	Magnéticos y Biológicos	7-4 ka	A lo largo del Holoceno medio existieron fluctuaciones en el nivel del mar lo que se reflejó en los cambios de salinidad de la laguna. Antes de los 7 ka AP las condiciones fueron subaéreas mientras que ca. 6.6 ka AP la laguna presentó condiciones de agua dulce con tendencia salobre lo que indica un clima más húmedo que el actual. Entre 6.6 y 5.9 ka la AP la laguna sufrió fluctuaciones del nivel del mar que se estabilizaron a partir de los 5.9 ka AP donde el sitio de muestreo (núcleo) se localizó cerca de la boca de la laguna. Después de este periodo se formaron las dunas que en la actualidad separan la laguna del mar.	Caballero <i>et al.</i> , 2005
Lago Baldwin	California (EUA)	Sedimentología	65-20 ka	El clima en general fue más húmedo en el Pleistoceno Tardío con periodos secos y húmedos a escalas orbitales y milenarias. Las condiciones a escalas orbitales se explican por los forzamientos a largo plazo de las variaciones de insolación de invierno y verano. Un Noratlántico cálido se asocia a lapsos húmedos en la costa suroeste de Norteamérica. La dinámica extratropical océano-atmósfera es responsable de la variabilidad climática en el oeste de Norteamérica a escalas milenarias.	Kirby <i>et al.</i> , 2006
Peloncillo Mountains	Arizona (EUA)	Paleomadrigueras	36-0 ka	La mayor humedad en el Pleistoceno Tardío permitió el relleno de los paleolagos actuales y la extensión de los bosques de pino y juníferos. Durante el último glacial (ca. 21 ka) dominaron las precipitaciones de verano y condiciones relativamente cálidas. La región permaneció más o menos intacta en periodos glaciares e interglaciares. En el periodo Bølling Allerød la vegetación fue desértica y en el YD las condiciones fueron méxicas. En el Holoceno Tardío hay transición a condiciones xéricas.	Holmgren <i>et al.</i> , 2006
Laguna El Fresnal Laguna Santa María	Desierto de Chihuahua (Mex)	Pelecípodos Geomorfología	9-0 ka	La máxima extensión lacustre tuvo lugar en el Holoceno Temprano. Sin embargo, durante el Holoceno Medio existieron periodos húmedos que permitieron el crecimiento de los lagos. Los periodos húmedos con incremento en la precipitación, bajas temperaturas y salinidad fueron condicionadas por la migración al sur de los sistemas de tormentas invernales que a su vez se relacionan al fenómeno de El Niño en el Holoceno.	Castiglia <i>et al.</i> , 2006

Tabla 11. Algunas Investigaciones paleoclimáticas realizadas en los desiertos de Norteamérica (continuación).

Sitio	Ubicación	Proxy	Periodo	Observaciones	Referencia
Sur Baja California	Baja California (Mex)	Magnetismo Geoquímica	120-0 ka	Los mayores aportes detríticos eólicos se produjeron en periodos de baja insolación (ca. 23 °C) y viceversa, asociados a los ciclos de precesión. A escalas milenarias, el mayor transporte detrítico fluvial se relaciona a las variaciones de temperatura en altas latitudes probablemente por la influencia del casquete polar. Los Estadios Isotópicos Marinos MIS 1 y MIS 5 tuvieron bajo aporte detrítico y los MIS 2, MIS 3 y MIS 4 alto aporte.	Blanchet <i>et al.</i> , 2007
Sierra Madre Occidental (SMO)	SW EUA NW México	Polen	12.8-0 ka	El <i>Younger Dryas</i> presentó condiciones frías y secas con temperaturas entre 3 y 6 °C menos que en la actualidad y una precipitación ca. 250 mm menor. Para el Holoceno Medio (9.2-5.6 ka cal AP) hubo una tendencia de incremento de temperaturas que fueron 2 °C mayores a las actuales ca. 7 ka cal AP y la precipitación de verano fue 200 mm superior a la del Holoceno Temprano, esto sugiere que las condiciones similares a las del monzón se fortalecieron a partir de los 9.2 ka cal AP. Para los últimos 4,000 años las condiciones permitieron un bosque mixto cálido por debajo de los 1,700 msnm y un bosque de coníferas para elevaciones superiores. Así mismo, para los últimos 3,000 años existió gran variabilidad de vegetación a mayores altitudes debido a las variaciones del ENSO.	Ortega-Rosas <i>et al.</i> , 2008
Lago San Felipe	Baja California (Mex)	Geoquímica	44-0 ka	Las variaciones de humedad y productividad orgánica son el resultado de la migración de los sistemas de tormentas invernales, su posicionamiento a latitudes bajas implicó mayor humedad en la cuenca y viceversa. Así mismo, las fluctuaciones de humedad se debieron al fortalecimiento o debilitamiento del NAM por la variación de insolación estacional. El lago San Felipe recibió más aportes de humedad durante el Holoceno que en el Pleistoceno.	Roy <i>et al.</i> , 2010

Tabla 12. Algunas investigaciones paleoclimáticas referentes a registros marinos en el norte de México.

Sitio	Ubicación	Proxy	Periodo	Observaciones	Referencia
Cuenca Alfonso	México	Diatomeas y silicoflagelados	15-0 ka	El periodo del Bølling Allerød se caracterizó por condiciones relativamente similares a las actuales con lluvias monzonales dominantes. Durante el <i>Younger Dryas</i> hubo una reducción en la intensidad de los vientos del NW en invierno y primavera. Las surgencias fueron escasas y no hubo gran cantidad de nutrientes. Para el Holoceno Temprano existió una reducción en el aporte terrígeno a la cuenca como reflejo de la aridez en los alrededores. Entre el Holoceno Temprano y Holoceno Medio los vientos del SE cesaron en invierno y fueron reemplazados por los vientos del NW, con condiciones del golfo frías y ligeramente más salinas a las actuales. Alrededor de los 6.2 ka cal AP posiblemente hubo un cambio regional en la dirección de los vientos de invierno y primavera, además de ocasionales incursiones de aguas tropicales al golfo de California. Entre 2.8 y 2.4 ka cal AP se establecieron las condiciones oceanográficas actuales con ciclos intensos de la Oscilación del Sur El Niño (ENSO).	Barron <i>et al.</i> , 2004
Cuenca de Guaymas	México	Diatomeas Sedimentología	>40-8 ka	La interrupción de los vientos en invierno, las surgencias y los incrementos en la precipitación y escorrentía, son producto de la ubicación más al sur de la celda subtropical de alta presión. De acuerdo a la correlación del registro con el GISP2 el desplazamiento al sur de la celda de alta presión durante el MIS 6 resultó en lluvias estacionales de invierno en la cuenca de Guaymas. Las condiciones climáticas durante el MIS 5 temprano fueron similares a las actuales, sin embargo, existen periodos de alta precipitación y aporte terrígeno. Después de estos lapsos el clima fue estable con estacionalidad. Durante el MIS 4 y MIS 2 el aporte terrígeno fue alto y la celda subtropical de alta presión se situó en su ubicación actual. Para el periodo del Bølling Allerød las condiciones son similares a las del MIS 5 con un clima estacional.	Cheshire <i>et al.</i> , 2005
Cuenca de Guaymas	México	Plancton	17-0 ka	Entre 11 y 5.6 ka cal AP existieron fuertes vientos del noroeste en la cuenca de Guaymas. Entre 5.6 y 2.5 existieron condiciones invernales con el debilitamiento de los vientos del sureste.	Dean, 2006
Cuenca Alfonso	México	Radiolarios	8-0 ka	Condiciones relativamente cálidas y húmedas entre 7,700 y 2,500 años cal AP con intensificación de la evaporación y escasa circulación en la cuenca Alfonso. Las temperaturas cálidas del agua entre 2,400 y 700 años cal AP se relacionan con la intensificación del fenómeno de El Niño en el Holoceno Tardío. Sin embargo existieron periodos en que la superficie del océano fue fría ca. 5,730, 3,360, 2,700 y 820 años cal AP.	Pérez Cruz, 2006

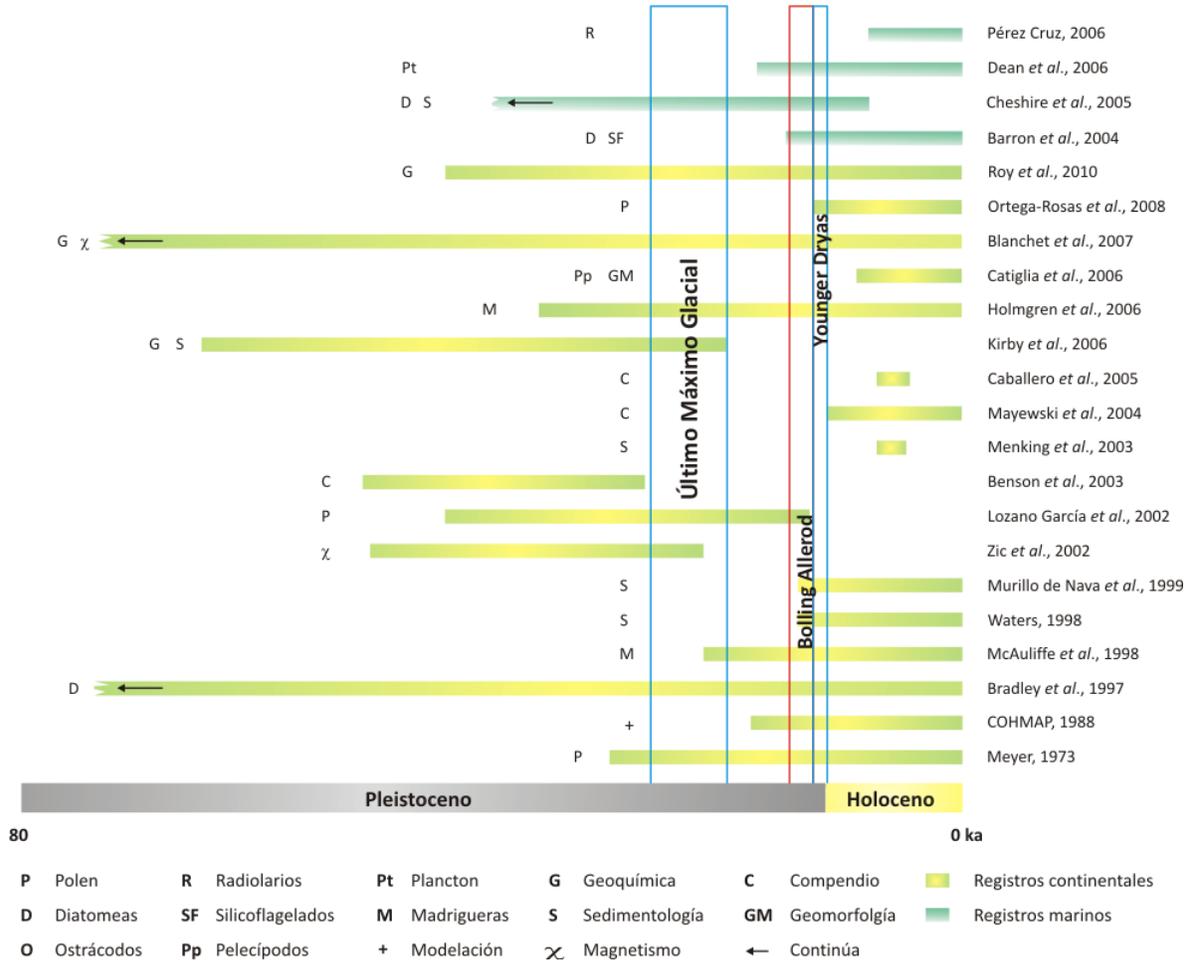


Figura 30. Algunos trabajos realizados en el norte de México y suroeste de EUA respecto al intervalo y periodos climáticos que abarcan. Se presentan registros continentales y marinos. Las letras representan los principales *proxies* utilizados por los autores. Las flechas indican que el registro citado comprende más de 80,000 años.

Tabla 13. Principales investigaciones realizadas en el paleolago Babícora. Autores, *proxies* utilizados, periodo en años que abarcan y observaciones principales.

<b>Proxies</b>	<b>Periodo (ka)</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Autor</b>
Magnetismo	16-0	El origen de los minerales magnéticos de los sedimentos de Babícora es alogénico. Existieron dos lapsos húmedos en la transición del Pleistoceno al Holoceno. En el Holoceno Medio existieron condiciones áridas graduales, que alcanzaron su máximo ca. 6 ka cal AP y probablemente expusieron la parte oeste del lago a procesos erosivos. Esta sequía fue seguida de un periodo húmedo y uno seco ca. 3-2 ka cal AP.	Urrutia-Fucugauchi <i>et al.</i> , 1997
Sedimentología Magnetismo Geoquímica	18-0	Durante el Wisconsiniano Tardío los altos niveles del paleolago Babícora respondieron al incremento de las lluvias invernales y veranos templados. Dos periodos húmedos principales, el primero ca. 18-11 ka cal AP con gran erosión y escorrentía por los vientos del oeste y las bajas temperaturas ( $^{\circ}$ T) del YD. El segundo periodo ca. 11-9 ka cal AP con condiciones palustres y perenes debido al aumento de insolación en el hemisferio norte. En el Holoceno Medio las condiciones fueron palustres con frecuentes periodos de deflación, las $^{\circ}$ T alcanzaron su máximo ca. 6 ka cal AP. El Holoceno Tardío presentó condiciones palustres sin grandes variaciones de humedad debido a la estabilidad de la insolación estacional.	Ortega-Ramírez <i>et al.</i> , 1998
Polen Diatomeas Magnetismo Geoquímica	65-0	Entre 65 y 57 ka el lago fue profundo de agua dulce y alta energía con bosques de pino-encino circundantes. Entre 57 y 38 ka el lago fue somero y concentrado con posibles lapsos de desecación. Estas condiciones se dieron en un medio de humedad fluctuante. Esto se asocia a un lapso cálido con lluvias de verano. Entre 38 y 29 ka cal AP existió un lago profundo de baja salinidad y bosques de pino-encino circundantes. Entre 29 y 10.5 ka cal AP el paleolago fue somero y turbio en un ambiente seco y frío. Aproximadamente a 57 ka el paleolago alcanzó su máximo nivel, ca. 19 m más profundo que en la actualidad. Los autores asocian los altos niveles lacustres del último glacial a la migración al sur de los sistemas de tormentas del oeste (ca. 29 $^{\circ}$ N). En la transición del Pleistoceno al Holoceno se estableció el régimen actual de lluvias de verano. El Holoceno fue un periodo en general seco con un lago de alta salinidad.	Metcalfe <i>et al.</i> , 2002
Ostrácodos Geoquímica	33-0	Entre 33 y 20 ka cal AP el lago experimentó salinidades variables (oligohalina-mesohalina) con bajas $^{\circ}$ T del agua (5-10 $^{\circ}$ C) en un ambiente en general húmedo y frío. Entre 20 y 13 ka cal AP existieron condiciones estables de baja salinidad y $^{\circ}$ T contante (ca. 6.5 $^{\circ}$ C). Las condiciones húmedas del Pleistoceno las asocian al desplazamiento al sur de los sistemas de tormentas del oeste. La transición del Pleistoceno al Holoceno marcó una disminución de la superficie del lago aunque existieron periodos húmedos. En el Holoceno Medio la humedad efectiva fue menor y la $^{\circ}$ T del agua alcanzó los 21 $^{\circ}$ C. En el Holoceno Tardío la humedad efectiva aumentó y la $^{\circ}$ T disminuyó ca. 8.2 $^{\circ}$ C. Estas condiciones se debieron a inviernos fríos y a anomalías estacionales. En el Pleistoceno el lago fue monomítico y abierto durante algunas épocas del año.	Palacios-Fest <i>et al.</i> , 2002

Tabla 14. Principales investigaciones realizadas en el paleolago Babícora. Autores, *proxies* utilizados, periodo en años que abarcan y observaciones principales (continuación).

<i>Proxies</i>	Periodo (años)	Observaciones	Autor
Geoquímica de alta resolución Magnetismo	27-0	Entre 27 y 19 ka cal AP existieron condiciones hidrológicas estables con baja descarga pluvial. Alrededor de 23, 22 y 20 ka cal AP existieron periodos de alta salinidad. Durante el UMG la precipitación de verano fue baja y el contenido de titanio es un indicativo. Durante el H2 la humedad fue alta. En el H1 las condiciones fueron secas y salinas. Las condiciones para el H0 y YD fueron más húmedas que en el H1. Entre 15 y 13 ka cal AP las condiciones paleohidrológicas fueron inestables. El Bølling Allerød fue un lapso de alta productividad orgánica. Entre 7.6 y 3 ka cal AP reportan un hiatus deposicional. Así mismo, identifican ciclos de 1,480 y 317 años.	Roy <i>et al.</i> , 2012a
Geoquímica, Mineralogía	34-0	Entre 34 y 27 ka cal AP existieron 2 periodos secos (33.0-31.5 ka cal AP y 29.5-28.0 ka cal AP) caracterizados por alta evaporación, salinidad y actividad eólica, estos eventos están separados por un periodo húmedo (ca. 30 ka cal AP). Entre 27 y 19 ka cal AP el lago presentó baja evaporación y un flujo detrítico constante. A partir de 19 ka cal AP aumentó la salinidad y la actividad eólica. Entre 15 y 14 ka cal AP precipitaron mayores cantidades de carbonato. Entre 14 y 13 ka cal AP el lago presentó condiciones húmedas y al final de este periodo aumentó la actividad eólica. El Holoceno Temprano fue un periodo relativamente húmedo. Entre 11 y 4 ka cal AP la baja tasa de sedimentación es un indicativo de un posible hiatus depositacional. Entre 3 y 1 ka cal AP existió un aumento en la precipitación de carbonatos y se formaron grietas de desecación.	Sánchez-Córdova, 2012
Ostrácodos, Geoquímica	72-0	Entre 72 y 57 ka cal AP el lago presentó baja salinidad (>100 ppm) y altas temperaturas (>13 °C). Entre 57 y 49 ka cal AP la salinidad fue mayor (>500 ppm) y las temperaturas fluctuaron (4-15 °C). De 49 a 29 ka cal AP las condiciones ambientales fueron óptimas para la proliferación de los ostrácodos. La temperatura presentó grandes fluctuaciones (5-32 °C) al igual que la salinidad (100-100,000 ppm). Entre 49 y 43 ka cal AP existió un lago diluido y de 43 a 29 ka cal AP presentó alta salinidad. Entre 29 y 12 ka cal AP la temperatura del lago fue superior a los 13 °C y la salinidad varió entre 500 y 4,000 ppm. Para los últimos 12 ka no existió preservación de ostrácodos y los indicadores geoquímicos apuntan a condiciones secas que alcanzaron un máximo ca. 1,000 años.	Chávez-Lara <i>et al.</i> , 2012