



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Registro paleoclimático de los últimos 34,000 años cal. A.P., en la Laguna Babícora, desierto de Chihuahua (México).

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA
MARÍA DEL MAR SÁNCHEZ CÓRDOVA

DIRECTOR DE TESIS
DR. PRIYADARSI DEBAJYOTI ROY



MÉXICO D.F. 2012



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

El posgrado en Ciencias de la Tierra ha sido un espacio importante de crecimiento personal e intelectual. Muchas personas contribuyeron a que esta tesis pudiera llegar a buen término y entre ellas, en primer lugar agradezco al Dr. Roy por permitirme ser parte de su proyecto de investigación y mostrarme la belleza de la geoquímica sedimentaria.

Agradezco a los doctores Lorenzo Vázquez Selem, Margarita Caballero Miranda, Socorro Lozano García y Juan Pablo Bernal Uruchurtu por toda su ayuda y valiosos comentarios, que sin duda enriquecieron este trabajo.

Doy las gracias a CONACYT por la beca que me otorgó para cursar los estudios de posgrado. Asimismo, agradezco al Instituto de Geología por el apoyo financiero que recibí a través de la beca para realizar Tesis de Maestría. Los resultados presentados en este trabajo forman parte de los proyectos de DGAPA-PAPIIT (IN 104610) y de CONACYT con número de convenio 83800.

Agradezco al químico Rufino Lozano Santacruz y a la Dra. Teresa Pi Puig por toda la ayuda brindada en la realización de los análisis de fluorescencia y difracción de rayos X, respectivamente.

Finalmente, agradezco a mi familia y amigos, especialmente a Roko, Damián, a mi tía Adriana, a Ana y a Oscar, quienes me han acompañado y apoyado a lo largo de este periodo. Gracias y los quiero mucho.

ÍNDICE

	Página
Lista de figures	1
Lista de tablas	2
RESUMEN	3
ABSTRACT	4
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1 Objetivos	8
2. Marco regional	9
2.1 Localización	9
2.2 Marco geológico	9
2.3 Hidrología y clima	11
2.4 Vegetación	13
3. ANTECEDENTES	14
3.1 Estudios paleoclimáticos en el suroeste de Estados Unidos	16
3.2 Estudios paleoclimáticos en el norte de México	17
3.2.1 Estudios paleoclimáticos en la Laguna Babícora	24
4. METODOLOGÍA	24
4.1 Trabajo de campo	25
4.2 Trabajo de laboratorio	25
4.2.1 Descripción estratigráfica	25
4.2.2 Selección y molienda de muestras	26
4.3 Métodos analíticos	26
4.3.1 Datación de las secuencias lacustres	26
4.3.2 Determinación de carbono orgánico e inorgánico total	26
4.3.3 Determinación de nitrógeno total	27
4.3.4 Análisis de elementos mayores y trazas	30
4.3.5 Análisis mineralógico	32
5. RESULTADOS	32
5.1 Estratigrafía	36

5.2 Cronología de las secuencias lacustres	39
5.3 Carbono orgánico e inorgánico	39
5.4 Relación carbono/nitrógeno (C/N)	41
5.5 Elementos mayores	43
5.5.1 Elementos mayores en los sedimentos lacustres	43
5.5.2 Elementos mayores y clasificación TAS de las muestras de roca	51
5.5.3 Diagramas ternarios de intemperismo químico y precedencia	53
5.6 Elementos traza	57
5.7 Mineralogía	62
5.8 Indicadores geoquímicos	66
6. DISCUSIÓN	73
6.1 Procedencia del sedimento clástico	73
6.2 Procedencia de materia orgánica	74
6.3 Características mineralógicas	74
6.4 Reconstrucción de las condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas	75
6.5 Comparación con estudios previos en la Laguna Babícora	78
6.6 Comparación con otros registros regionales	81
7. CONCLUSIONES	84
BIBLIOGRAFÍA	86

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. a) Mapa de México mostrando la ubicación del área de estudio con respecto al desierto de Chihuahua. b) Mapa de relieve de la región donde se localiza la cuenca de Babícora.

Figura 2.2. Cuerpos de agua temporales formados en el depocentro de la cuenca.

Figura 2.3. Precipitación y temperatura promedio mensual registrada en la estación meteorológica Gómez Farías, periodo 1971-2000.

Figura 3.1. Mapa con la localización de los desiertos de Mojave, Chihuahua y Sonora.

Figura 3.2. Mapa de la cuenca indicando la localización de perfiles estudiados en trabajos anteriores.

Figura 4.1. Mapa geológico y localización de los sitios de muestreo.

Figura 5.1. Descripción estratigráfica y edades calibradas a años cal. A.P. de los perfiles GF y NB.

Figura 5.2. Fotomicrografías tomadas del perfil GF.

Figura 5.3. Fotomicrografías tomadas del perfil NB.

Figura 5.4. Modelo de edad para los perfiles NB y GF.

Figura 5.5. Concentración de C_{org} y CO_3 a lo largo del perfil GF.

Figura 5.6. Concentración de C_{org} y CO_3 a lo largo del perfil NB.

Figura 5.7. Distribución de C/N a lo largo del perfil GF.

Figura 5.8. Distribución de C/N a lo largo del perfil NB.

Figura 5.9. Distribución de los elementos mayores, expresados como óxidos, a lo largo del perfil GF.

Figura 5.10. Distribución de los elementos mayores, expresados como óxidos, a lo largo del perfil NB.

Figura 5.11. Diagrama de clasificación para rocas volcánicas según Le Maitre *et al.* (1989)

Figura 5.12. Diagrama ternario A-CN-K y escala de valores del índice de alteración química (CIA)

Figura 5.13. Diagrama ternario A-C-N y escala de valores para el índice de alteración de las plagioclasas (PIA)

Figura 5.14. Distribución de los elementos traza a lo largo del perfil GF

Figura 5.15. Distribución de los elementos traza a lo largo del perfil NB

Figura 5.16. Variaciones de C_{org} , CO_3 , C/N, CIA, Si/Al, Zr/Al, Sr/Rb y Ti/Al a lo largo del perfil GF

Figura 5.17. Variaciones de C_{org} , CO_3 , C/N, CIA, Si/Al, Zr/Al, Sr/Rb y Ti/Al a lo largo del perfil NB

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Edades ^{14}C AMS y su calibración en años calendario para el perfil GF

Tabla 2. Edades ^{14}C AMS y su calibración en años calendario para el perfil NB

Tabla 3 Tasas de sedimentación para el perfil GF

Tabla 4 Tasas de sedimentación para el perfil NB

Tabla 5. Coeficientes de correlación entre los elementos mayores y trazas estandarizados en el perfil GF

Tabla 6. Coeficientes de correlación entre los elementos mayores y trazas estandarizados en el perfil NB

Tabla 7. Descripción a mano de las muestras de roca

Tabla 8. Estimación semicuantitativa de los minerales detríticos y autigénicos en los sedimentos del perfil GF

Tabla 9. Estimación semicuantitativa de los minerales detríticos y autigénicos en los sedimentos del perfil NB

Tabla 10. Coeficientes de correlación entre el CO_3 y los elementos mayores y trazas del perfil GF

Tabla 11. Coeficientes de correlación entre el CO_3 y los elementos mayores y trazas del perfil NB

Tabla 12. Valores promedio, máximo, mínimo y desviación estándar de los indicadores C_{org} , CO_3 , C/N, CIA, Si/Al y Zr/Al, y Sr/Rb y Ti/Al en el perfil GF

Tabla 13. Valores promedio, máximo, mínimo y desviación estándar de los indicadores C_{org} , CO_3 , C/N, CIA, Si/Al y Zr/Al, y Sr/Rb y Ti/Al en el perfil NB

RESUMEN

El norte de México es de gran interés para los trabajos de reconstrucción paleoclimática debido a que yace cerca de la frontera actual entre las fuentes de humedad tropical y de latitud media (Metcalf *et al.*, 1997), de manera que su estudio puede brindar información importante acerca de la dinámica del sistema climático en el pasado. Los trabajos geoquímicos y mineralógicos en sedimentos lacustres pertenecientes a esta zona de México han sido, sin embargo, escasos y poco detallados.

En el presente trabajo se llevaron a cabo estudios estratigráficos, mineralógicos, geoquímicos de los elementos mayores y trazas, concentración de carbono orgánico, inorgánico y nitrógeno total, en dos perfiles extraídos en la Laguna Babicora, localizado en la parte occidental del desierto de Chihuahua. Esta información fue utilizada para inferir la fuente (procedencia) del sedimento lacustre, las variaciones en el intemperismo químico, aporte eólico y pluvial, salinidad y procedencia de la materia orgánica, con el fin de realizar una reconstrucción de las condiciones ambientales en los últimos casi 34,000 años cal. A.P.

De acuerdo con el diagrama de clasificación TAS aplicado a las muestras de roca recolectadas alrededor de la cuenca y del mapa geológico del área, las rocas son de composición predominantemente riolítica en la zona este de Babicora y traquiandesita basáltica, traquibasáltica en la zona oeste. Con base en los análisis de procedencia (diagramas A-CN-K, A-C-N, cocientes Ti/Al, Si/Al) se infiere que el flujo alimentador provino principalmente de la parte occidente, donde dominan las rocas intermedias-básicas. Asimismo, del valor del cociente carbono/nitrógeno ($C/N < 10$) se deduce que la materia orgánica presente a lo largo de las secuencias es de composición primordialmente lacustre.

Los minerales identificados en los perfiles son, generalmente, en primer lugar cuarzo, seguido por feldespatos, calcita, cristobalita/tridimita y en concentraciones traza caolinita y anfíbol. El grado de intemperismo en la fracción siliciclástica, determinado por los índices de alteración química (CIA y PIA), sugiere que el material depositado ha sufrido un intemperismo químico de bajo a moderado durante los últimos casi 34,000 años cal. A.P.

Basándose en los resultados obtenidos y en el control cronológico provisto mediante 6 fechas por radiocarbono, calibradas a años calendario, la secuencia paleoambiental propuesta en este trabajo es la siguiente: Previo a los ca. 27,000 años cal. A.P., se registran fluctuaciones en el clima. Dos periodos donde se observa la presencia de eventos eólicos y alta precipitación de carbonatos se registraron alrededor de 33,000- 31,500 y 29,500-28,000 años cal. A.P.

Durante el Último Máximo Glacial (23,000-19,000 años cal. A.P.), los proxies sugieren en general condiciones más estables y menos salinas. La transición glacial tardío-interglacial está caracterizada por cambios rápidos en el clima. Un evento eólico se registra en uno de los núcleos alrededor de los 13,000 años cal. A.P., el cual es seguido de un aumento en la humedad y luego por un regreso a condiciones secas. Es difícil determinar si el Younger Dryas corresponde a un evento húmedo o no, debido a que entre 13,600 y 4,000 años cal. A.P. la tasa de sedimentación es muy baja y podría haber un hiato en la secuencia. Posteriormente, alrededor de los 3,000 a 1,400 años cal. A.P. se observa un periodo de sequía marcada por la presencia de grietas de desecación. Finalmente se registra un aumento en el intemperismo y el aporte clástico.

ABSTRACT

Northern México lies close to the present day boundary between mid-latitude (Westerly) and tropical (monsoonal) sources of moisture (Metcalf et al., 1997), therefore paleoclimatic studies can bring important information about the dynamics of climate systems in the past. Geochemical and mineralogical studies however have been scarce and poor detailed in lacustrine sediments of the region.

Stratigraphy, mineralogy, major and trace elements, organica carbon, carbonate and total nitrogen studies were applied to tow cores taken from the center and west part of Laguna Babicora. The study site is located in the western part of the Chihuahuan Desert, in the eastern foothills of the Sierra Madre Occidental. The information obtained was used to infer sediment and organic matter provenance, chemical weathering variation, salinity and eolian and pluvial regimes in the last 34,000 cal.yr. B.P.

TAS diagram was applied to ten rock samples collected in the surrounding basin. According to this diagram and the geology of the area rocks are predominantly rhyolites in the estern Babicora and traquidacites, traquibasalts and basalts in the western. Based on the povenance analyses (A-CN-K, A-C-N diagrams and Ti/Al, Si/Al ratios) it is infered that the water inflow came predominantly from the west part where intermediate basic rocks dominate. Also, for carbon/nitrogen ratio value ($C/N < 10$) it is deduced that the organic matter in the sediment is of lacustrine origin.

The identified minerals in the cores are, generally, in first place quarze, followed by feldspar, calcite, cristobalite/tridimite and in trace concentrations kaolinite and amphibole. The degree of chemical weathering in the siliciclastic fraction, determined by the chemical and plagioclase index of alteration (CIA and PIA) suggeste that the deposited material have been sufered a intermediate to low chemical weathering in the last 34,000 cal. yr. B.P.

Based on the results and the chronology control provided by 6 radiocarbon dates, calibrated to calendar dates, the paleoenvironmental secuencia proposed is: fluctuating conditions are recorded before *ca.* 27,000 cal. yr. B.P. Two dry periods characterized by high values of precipitated carbonate and eolic deposition occurred about 33,000-31,500 and 29,500-28,000 cal. yr. B.P.

In the Last Glacial Maximum (23,000-19,000 cal. yr B.P.), proxies suggest more stable and less saline conditions. Last Glacial-Interglacial transition was caracterizad by rapidly fluctuations in climate. An eolic evento is recorded in one core around 13,000 cal. yr. B.P., this was folowed by relative humid conditions and then more dryness. Despite this, is hard to ensure if the 13,000 cal. yr. B.P. dry event is related with the Younger Dryas because the sedimentation rate between 13,600 and 4,000 cal. yr. B.P. is very low and it could be a hiatus in the lacustrine sequence. A dry period characterized by high carbonate values and the presence of mud cracks is recorded around 3,000 and 1,400 cal. yr. B.P. followed finally by an increment in weathering and clastic inflow.

1. INTRODUCCIÓN

El clima terrestre ha variado dramática y frecuentemente en el último millón de años, alternando entre periodos glaciales, cuando enormes capas de hielo cubrían grandes áreas continentales, e interglaciales, periodos cálidos parecidos al actual (Berger, 2008). Es por ello que para comprender las condiciones climáticas presentes, así como las posibles tendencias futuras y el efecto que las acciones humanas han tenido y puedan tener sobre ellas, es esencial documentar los cambios climáticos ocurridos en el pasado, con el fin de colocar las variaciones recientes en un contexto a largo plazo (Mann, 2008).

Los estudios paleoambientales/paleoclimáticos proveen información sobre el clima y el ambiente en un periodo anterior al registro meteorológico instrumental (que abarca aproximadamente los últimos 150 años) (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA), por lo cual nos ayudan a comprender mejor la evolución de los componentes del sistema climático y permiten ampliar el entendimiento de los rangos naturales de la variabilidad climática. Para la reconstrucción de climas antiguos, se utilizan “archivos” naturales de información (tales como anillos de árboles, corales, núcleos de hielo, sedimentos marinos y lacustres, entre otros) que registran procesos o fenómenos naturales que son dependientes del clima (Mann, 2008).

En el caso de los sedimentos lacustres, el material depositado en el fondo del lago puede ser analizado en diversas formas para reconstruir las condiciones paleoambientales (Maher y Thompson, 2001). Los lagos, al ser relativamente pequeños cuerpos de agua comparados con los océanos, pueden responder relativamente rápido a forzamientos externos. Así mismo, en general, tienen una tasa de sedimentación mayor y proveen un registro más continuo que algunos ambientes deposicionales marinos o terrestres (Cohen, 2003).

Los trabajos de reconstrucción paleoclimática en lagos de México se han basado en su mayoría en análisis de sedimentos pertenecientes a la zona de la Faja Volcánica Transmexicana (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Israde-Alcántara, 2005; Sosa-Nájera *et al.*, 2010; entre otros), mientras que los trabajos en lagos y paleolagos del norte del país han sido escasos en comparación (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1997; Ortega Guerrero *et al.*, 1999; Lozano-García *et al.*, 2002; Metcalfe *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2010; entre otros).

En este trabajo se realiza la reconstrucción paleoclimática de la Laguna Babícora ubicada en el estado de Chihuahua (entre los 29°15´ y 29°30´ N), en el extremo oeste del desierto de Chihuahua (Fig. 2.1) y a los pies de la Sierra Madre Occidental. Para ello, se extrajeron dos secuencias lacustres que se sometieron a análisis estratigráficos, geoquímicos y mineralógicos.

La región de estudio, recibe más del 70% de la precipitación anual durante la mitad más calurosa del año (mayo-octubre), con un máximo de lluvia durante julio y agosto; esto como consecuencia de la circulación monzónica (cambio estacional de la dirección de viento) que trae consigo aire húmedo del Golfo de México y los ciclones tropicales generadas en el Golfo de México y en el Océano Pacífico Tropical (Schmidt, 1986). La poca precipitación que se recibe durante el invierno, es resultado de los ciclones de latitudes medias que transportan aire húmedo del Pacífico hacia la región (Schmidt, 1983).

Existen trabajos previos para la determinación de la evolución paleoecológica y paleoclimática en Babícora, los cuales se han basado en estudios sedimentológicos (Ortega Ramírez, 1995), magnéticos (Urrutia Fucugauchi *et al.*, 1997; Ortega-Ramírez *et al.*, 1998), polínicos y de diatomeas (Metcalfe *et al.*, 1997), y ostrácodos (Palacios Fest *et al.*, 2002) en sedimentos lacustres del Cuaternario Tardío. Sin embargo a pesar de la variedad de indicadores utilizados, la poca preservación de organismos, principalmente para el periodo Holoceno, el intervalo relativamente corto que abarcan los trabajos sedimentológicos y magnéticos (desde casi 16,000 años ¹⁴C A.P., a la fecha) y las discrepancias entre trabajos previos (especialmente durante el glacial tardío y Holoceno tardío), dejan una puerta abierta para la aplicación de nuevos estudios utilizando indicadores diferentes. A través de diversos indicadores geoquímicos (como los de procedencia, intemperismo químico, productividad, aporte de clásticos y salinidad, entre otros) este trabajo busca caracterizar los eventos climáticos durante finales de la última glaciación y el Holoceno registrados en los sedimentos de la Laguna Babícora.

En el Capítulo 2 de la presente tesis, se indica la localización de la cuenca de Babícora, se describe el marco geológico de la zona, así como sus características climáticas, hidrográficas y de vegetación. En el Capítulo 3 se mencionan algunos de los trabajos de reconstrucción paleoambiental realizados en el suroeste de Estados Unidos y el norte de México para los desiertos de Mojave, Sonora y Chihuahua, con especial énfasis en este último. De igual manera, se presenta un resumen de los trabajos previos realizados en Babícora. En el Capítulo 4, se describe la metodología empleada en el análisis geoquímico

de 10 muestras de rocas recolectadas a los alrededores de la cuenca, y geocronológico, geoquímico y mineralógico de dos secuencias lacustres extraídas en la Laguna Babícora. En el Capítulo 5 se presenta una descripción detallada de los resultados obtenidos. En el Capítulo 6 se lleva a cabo la discusión de los resultados. Finalmente, en el Capítulo 7 se presentan las conclusiones.

1.1 Objetivos

Objetivos generales

- Identificar y reconstruir los eventos climáticos durante los últimos 34,000 años cal. A.P., en la parte occidental del desierto de Chihuahua a través de estudios geoquímico y mineralógico de los sedimentos depositados en la Laguna Babícora, estudios que indicarían variaciones en la procedencia de los terrígenos y la intensidad de su alteración química, aporte clástico a la cuenca, productividad y salinidad.

Objetivos particulares

- Generar datos mineralógicos y geoquímicos (elementos mayores y traza, carbono orgánico e inorgánico y nitrógeno total) en sedimentos depositados durante finales del Pleistoceno al presente.
- Identificar la fuente de los sedimentos terrigenos, así como su posible variación en el tiempo, para reconstruir las direcciones de flujo de material a la cuenca.
- Estimar cuantitativamente el grado de intemperismo químico de los terrígenos depositados mediante el cálculo de los diversos índices de alteración química, ello con el fin de reconstruir la paleohidrología en la cuenca.
- Estimar el origen (lacustre o terrestre) de la materia orgánica a través del estudio del cociente carbono/nitrógeno.
- Comparar los registros geoquímicos con los registros biológicos de diatomeas, polen y ostrácodos en ventanas donde estén disponibles, así como aportar información donde ellos sean inexistentes.

2. MARCO REGIONAL

2.1 Localización

El presente estudio se llevó a cabo en la cuenca de la Laguna Babícora, localizada en el estado de Chihuahua, al occidente de la capital del mismo nombre. La cuenca está ubicada en el extremo oeste del desierto de Chihuahua (Fig. 2.1), a los pies de la Sierra Madre Occidental (entre las coordenadas 29°15'–29°30' N, 107°40'–108° O y a una altitud aproximada de 2,160 msnm).

La cuenca tiene una orientación noroeste/sureste y abarca un área de 1896 km², con la zona pantanosa/lacustre cubriendo alrededor de 25 km N-S y 13 km E-O (Metcalf *et al.*, 1997). Las estructuras montañosas que la rodean poseen una altura que oscila entre 2,200 y 3,100 msnm.

Fisiográficamente, diversos autores (Hawley, 1975; Ortega-Ramírez, 1990; Metcalfe *et al.*, 1997; Ortega Ramírez *et al.*, 2000; Ricketts, 2008 citando a Brand, 1937 y Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2005) sitúan la cuenca de Babícora dentro de la prolongación meridional de la provincia Basin and Range en los Estados Unidos. Hawley (1975) por su parte, divide a la sección mexicana de la Basin and Range en las subprovincias Bolsón y Babícora-Bustillos, ubicando a la Laguna Babícora en la segunda de estas.

2.2 Marco geológico

Las rocas más antiguas que afloran en la cuenca pertenecen al período Paleógeno-Neógeno y están constituidas de material ígneo extrusivo, conformado por basalto-andesita y toba ácida-riolita principalmente (Fig. 3.2). Las unidades de toba ácida presentan afloramientos discontinuos, que conforman elevaciones medianas.

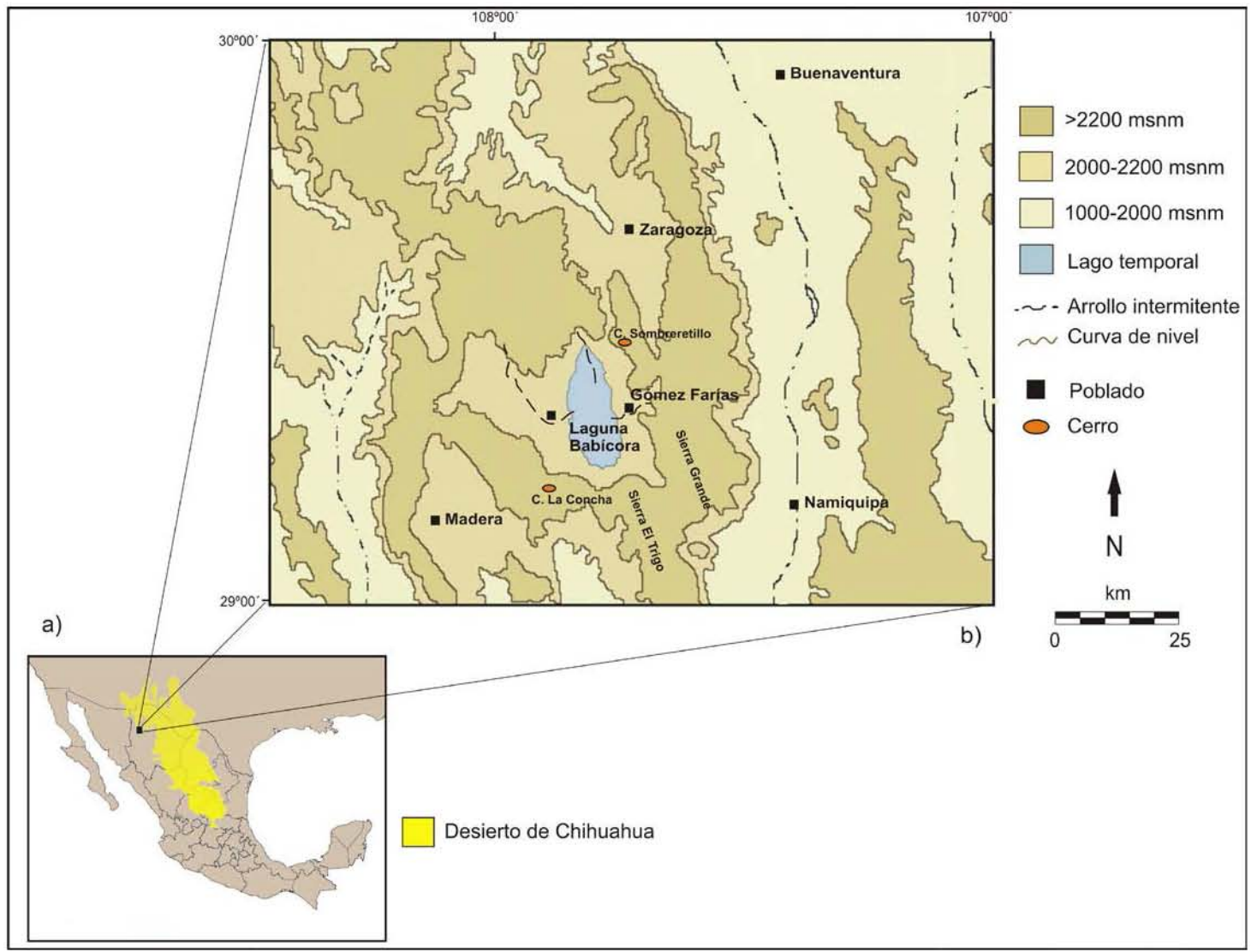


Figura 2.1. a) Mapa de México mostrando la ubicación del área de estudio con respecto al desierto de Chihuahua. b) Mapa de relieve de la región donde se localiza la cuenca de Babicora. Modificado de Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1997).

Las unidades de tipo basáltico están compuestas por derrames de emisiones volcánicas terciarias que constituyen pequeñas mesetas de altitud media (suroeste de Nicolás Bravo, oeste de Pablo Amaya y suroeste de La Pinta) o forman mesetas con escarpado pronunciado (parte occidental de la cuenca) (UMAFOR, 2009).

En la región se presentan también rocas sedimentarias de tipo conglomerático pertenecientes al periodo Cuaternario. Estos, constituyen el relieve de lomeríos con topografía suave y en algunas zonas conforman abanicos dispersos que cubren de forma heterogénea las faldas de las sierras. Los clastos que las conforman son derivados de rocas volcánicas y tienen tamaño de grava, de redondeados a angulosos, y se encuentran inmersos en una matriz de arena-arcilla (UMAFOR, 2009).

Las formaciones superficiales identificadas dentro de la cuenca están representadas por depósitos fluviales y lacustres (Ortega Ramírez, 1995).

2.3 Hidrología y clima

La Laguna Babícora se encuentra en una cuenca endorreica, cuya hidrología esta influenciada de manera importante por los parteaguas (Montufar, 1987), definidos por la topografía de las montañas circundantes. El parteaguas oriental está comprendido por la Sierra Grande, cuyas crestas alcanzan alrededor de 3,100 msnm. El de la región occidente lo constituye una estribación de la Sierra Madre Occidental, con una altitud aproximada de 2,700 msnm. En el sur los parteaguas están conformados por la Sierra El Trigo y el Cerro la Concha (entre 2,500 y ca. 2,700 msnm), y en la porción norte por el Cerro El Sombreretillo y la Sierra de Chalchihuites (altitud de 2,400 y 2,240 msnm).

El lago tiene como fuente de alimentación diversos arroyos que descienden desde las serranías circundantes, entre los que destacan: Las Varas, cuyo sentido de escurrimiento es hacia el sureste; el arroyo Jagüeyes que corre de norte a sur, con un área de drenaje menor que el anterior; y el arroyo El Jaral, de menor importancia, que circula en sentido este-oeste y fluye al lago por su costado oriental, pasando cerca de la población de Gómez Farías (RAMSAR, 2007). No obstante los diversos alimentadores que abastecen Babícora, esta muestra notables síntomas de extinción debido, en parte, a la escasa precipitación y al crecimiento constante del azolvamiento (Montufar, 1987).

En el área central de la cuenca, se concentran cuerpos de agua temporales (Fig. 2.2) que se forman por afloramiento del manto freático y que en época de abundante lluvia llegan a conformar un solo cuerpo de agua. La Laguna Babícora requiere un promedio de precipitación de 580 a 620 mm por un

periodo consecutivo de por lo menos 3 años para mantener un espejo de agua de 100 a 110 km² (UACH, 1998b).

El estudio del balance hidrológico revela una recarga de los mantos acuíferos en un 70% de la precipitación anual promedio, mientras que el 30% restante se escurre superficialmente y está sujeto a la evaporación (RAMSAR, 2007).

De acuerdo con la clasificación de Köppen modificada por García (1973), la región presenta un clima semifrío C(E)(w1)(x')(b') (Montufar, 1987; RAMSAR, 2007), caracterizado por inviernos fríos y secos y veranos húmedos y cálidos. La temperatura media anual, registrada en la estación climatológica de Gómez Farías, es de 11.1°C. El mes más frío es enero, con una temperatura media de 4°C, mientras que los meses más calurosos son junio y julio, registrándose una temperatura media de alrededor de 18°C (Fig. 2.3).



Figura 2.2. Cuerpos de agua temporales formados en el depocentro de la cuenca.

La precipitación pluvial media anual registrada en la estación meteorológica Gómez Farías (29°16' N, 107°45' O y a una altitud aproximada de 2,200 msnm) es de 577.8 mm, sin embargo alcanza valores más altos (casi 1000 mm) en la parte occidental de la cuenca (Méndez, 1997). La lluvia se presenta principalmente en el verano (Julio, agosto y septiembre), a través de la circulación de tipo monzónico que trae consigo aire húmedo del Golfo de México y los ciclones tropicales generadas en el Golfo de México y en el Océano Pacífico Tropical (Schmidt, 1986). La región donde se localiza Babicora sin

embargo, también se encuentra al alcance de las precipitaciones de invierno provenientes del oeste, originadas en latitudes medias en el Pacífico (Metcalf *et al.*, 1997).

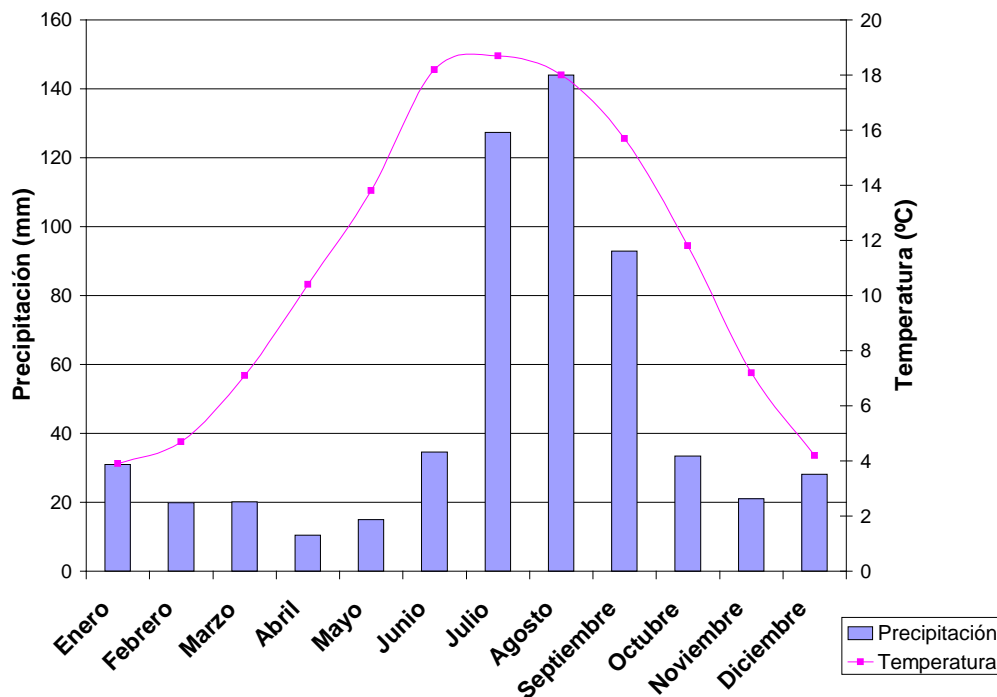


Figura 2.3. Precipitación y temperatura promedio mensual registrada en la estación meteorológica Gómez Farías, periodo 1971-2000 (SMN, 2010).

2.4 Vegetación

La vegetación presente en la cuenca y sus alrededores varía de acuerdo con la altitud. La parte más elevada de los cuerpos montañosos (previo a ca. 2,400 msnm) está caracterizada por la presencia de un bosque de coníferas, conformado principalmente por pinos de la especie *Pinus arizonica* (en las regiones más altas). A continuación, en sitios más bajos y abiertos, se presenta un bosque mixto de pinos y encinos (compuesto principalmente por *Pinus chihuahuensis*, *pinus engelmannii*, *Quercus grisea*, *Quercus reticulata*, entre otros), que a medida que desciende a los pies de montaña y márgenes del llano se torna muy abierto conteniendo principalmente comunidades de juníperos.

Hacia la parte mas baja (ca. 2,200 y ca. 2,160 msnm) la mayor parte de la superficie de los llanos está cubierta por poblaciones de pastizal, representado principalmente por *Bouteloua gracilis*, seguido, hacia las partes sujetas a inundación (correspondientes al lecho temporal del lago), por vegetación subacuática (especies: *Distichlys*, *Panicum obtusum*, *Chloris submutica*, entre otros) (Montufar 1987; UMAFOR 2009).

3. ANTECEDENTES

La información de los cambios en las condiciones ambientales y climáticas durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno en la región del norte de México y suroeste de los Estados Unidos, especialmente en la zona de los grandes desiertos de Mojave, Chihuahua y Sonora (Fig. 3.1), ha provenido principalmente de estudios de vegetación en paleomadrigueras de roedores (Van Devender, 1977; Van Devender y Burgess, 1985; Spaulding, 1991; McAuliffe y Van Devender, 1998; Holmgren, 2003), y en segundo término de estudios isotópicos en espeleotemas (Asmerom *et al.*, 2007 y Asmerom *et al.*, 2010) y de susceptibilidad magnética, diatomeas, polen, ostrácodos, concentración multielemental y contenido de materia orgánica e inorgánica en sedimentos lacustres (Metcalf *et al.*, 1997; Ortega Ramírez *et al.*, 1998; Ortega Guerrero *et al.*, 1999; Lozano García *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2010).



Figura 3.1. Mapa con la localización de los desiertos de Mojave, Chihuahua y Sonora.

3.1 Estudios paleoclimáticos en el suroeste de Estados Unidos

Ha sido propuesto que cambios en la insolación y en el volumen del manto de hielo Laurentino influyeron en la circulación atmosférica general durante el Wisconsiniano tardío (Ortega Ramírez,

1998). El crecimiento de este glaciar continental (que cubría la parte norte de Norte América y que alcanzó su mayor extensión durante el Último Máximo Glacial, definido a nivel planetario como de 26,500 a 20,000-19,000 años cal. de acuerdo con Clark *et al.*, 2009) provocó un desplazamiento hacia el sur de la corriente de chorro polar (polar jet stream) y de la trayectoria de las tormentas de invierno, trayendo consigo altos niveles lacustres y el incremento de zonas boscosas en esta región del planeta.

Análisis de microfósiles de plantas en paleomadrigueras estudiadas en los desiertos de Mojave, Sonora y Chihuahua indican que, durante el último periodo glacial estas regiones actualmente áridas o semiáridas estaban ocupadas por zonas boscosas que contenían pino piñonero, junípero y chaparral (McAuliffe y Van Devender, 1998). Por otro lado, Harrison y Metcalfe (1985), estudiaron las extensiones y los niveles lacustres de diversos lagos de Norte América (registrados en la Oxford Lake-Level Data Bank) y encontraron que los pertenecientes a la región oeste entre los ca. 23.5°- 50°N presentaron generalmente altos niveles lacustres durante el Último Máximo Glacial y el glacial tardío, y esencialmente condiciones secas (aunque más húmedas que en la actualidad) durante el Holoceno temprano (11,000 a 8,900 años ¹⁴C A.P.)

A finales del Pleistoceno tardío, se ha propuesto que un cambio en la circulación general atmosférica relacionado con el derretimiento de las capas de hielo continentales, ocasionó un desplazamiento hacia el norte de las trayectorias de las tormentas de invierno, resultando en una disminución en la precipitación de invierno para los desiertos de Sonora, Chihuahua y Mojave (Van Devender, 1977; COHMAP, 1988). Condiciones más húmedas que las actuales continuaron en el Holoceno temprano, aunque la causa parece haber sido diferente a la que originó el periodo húmedo del Pleistoceno tardío (Thompson y Anderson, 1997). Estudios paleoambientales (Kirby *et al.*, 2006) y de modelos climáticos (COHAMP, 1988), sugieren que el periodo húmedo del Holoceno temprano está relacionado con un periodo de máxima radiación solar de verano en el hemisferio norte. El incremento en la insolación fortaleció el contraste térmico entre la tierra y el océano, produciéndose con ello fuertes monzones de verano (COHAMP, 1988).

Las condiciones climáticas en el suroeste de los Estados Unidos estuvieron caracterizadas por un régimen de lluvias centradas en invierno durante el Wisconsiniano tardío, y en verano durante el Holoceno (Ortega-Ramírez, 1995a).

Para el periodo del Holoceno medio (8,900 a 4,000 años ¹⁴C A.P.) Van Devender (1998), basado en registros de paleomadrigueras de roedores en el desierto de Sonora, propone condiciones sustancialmente más húmedas que las actuales, sobre todo en el verano, debido a un incremento en la

temperatura que llevó a una intensificación del monzón. Por otro lado Spaulding (1990), utilizando los mismos proxies, pero para el desierto de Mojave, reporta condiciones más áridas que las actuales en el intervalo de ca. 7,500 a ca. 5,000 años ¹⁴C A.P. En diversas secciones estratigráficas que datan de este periodo en el suroeste de E.U.A. se ha reportado la presencia de hiatos, lo que sugiere aridez (Spaulding 1990 citando a Haynes 1968 y Holliday, 1989). De acuerdo con Asmerom *et al.* (2007), del análisis de isótopos de oxígeno en espeleotemas, entre 10,000 a ca. 7,000 años A.P. se registra un periodo seco, mientras que alrededor de 6,200 años A.P. se presenta un breve episodio de gran precipitación.

Finalmente, diversos estudios (Holmgren, 2003; Van Devender, 1977; Metcalfe *et al.*, 2000; entre otros), sugieren que el establecimiento de las condiciones de la vegetación y clima actuales ocurrió entre los 4,000 y 3,000 años ¹⁴C A.P.

3.2 Estudios paleoclimáticos en el norte de México

En comparación con el extenso trabajo paleoambiental que se ha realizado en el suroeste de Estados Unidos, se conoce relativamente poco con respecto al norte de México.

En los sedimentos lacustres del paleolago San Felipe, en el desierto de Sonora, se han realizado estudios de polen (Lozano García *et al.*, 2002), diatomeas, susceptibilidad magnética, (Ortega Guerrero *et al.*, 1999), elementos mayores y trazas, mineralogía y contenido de carbón orgánico e inorgánico (Roy *et al.*, 2010). Estos estudios revelan condiciones húmedas y de alta productividad entre ca. 37,000 a ca. 28,000 años ¹⁴C A.P. El polen encontrado en este periodo indica condiciones húmedas en el área y sugiere una expansión en los rangos altitudinales para los bosques presentes en la zona (Lozano García *et al.*, 2002). Posteriormente, y previo a los 14,000 años ¹⁴C A.P., Roy *et al.*, (2010) proponen una disminución gradual de la humedad, esto relacionado con el desplazamiento hacia el norte en la trayectoria de las tormentas de invierno. Los autores sugieren que las condiciones registradas en el paleolago para los últimos 12,000 años ¹⁴C A.P. son comparables con un régimen de lluvias dominantes en verano. Condiciones áridas se reportan alrededor de los ca. 11,000 años ¹⁴C A.P., y entre los 7,000 y 6,000 años ¹⁴C A.P. Finalmente, se propone que las condiciones de clima actuales se establecieron alrededor de los 4,000 años ¹⁴C A.P. (Ortega Guerrero *et al.*, 1999).

En lo correspondiente al desierto de Chihuahua, la información paleoclimática proviene principalmente de estudios de polen en la cuenca de Cuatro Ciénegas en Coahuila (Meyer 1973); de microfósiles de

madrigueras en la cuenca del Bolsón de Mapimí (Van Devender 1985) y en la región del Parque Nacional Big Bend, cerca de la frontera de Estados Unidos con México (Mackay y Elias, 1992); de estudios de diatomeas y polen en la cuenca de Encillas (Metcalfé *et al.*, 1997) y de diatomeas, polen, minerales magnéticos, y paleoecología de ostrácodos en la Laguna Babícora (Urrutia Fucugauchi *et al.*, 1997; Ortega Ramírez *et al.*, 1998; Metcalfé *et al.*, 2002; Palacios Fest *et al.*, 2002).

Meyer (1973), con base en sus estudios en la cuenca de Cuatro Ciénegas, infiere un clima frío y probablemente más húmedo durante el periodo glacial, que se volvió progresivamente más cálido y seco durante el Holoceno. Van Devender (1985) propone que la cuenca del Bolsón de Mapimí, durante el Wisconsiniano tardío, estuvo caracterizadas por inviernos templados con incrementos en la precipitación y por veranos fríos con monzones de verano reducidos. Mackay y Elias (1992) sugieren un cambio de condiciones frías y húmedas durante el Wisconsiniano tardío (aprox. 30,000 a 12,000 años ^{14}C A.P.) a condiciones más secas y cálidas durante finales del Wisconsiniano tardío y Holoceno temprano. Las condiciones en los desiertos del norte de México parecen haber sido más frías y húmedas en el Pleistoceno tardío. Áreas como Chihuahua y parte de Sonora, que presentan en la actualidad un régimen de lluvias de verano, experimentaron un incremento importante en la precipitación de invierno. En esta zona, la aparición de las especies indicativas de una aridez severa se encontraron por primera vez alrededor de los 6,000 años ^{14}C A.P. Por otro lado Metcalfé *et al.* (1997), basados en estudios principalmente de polen y diatomeas en las cuencas de Alta Babícora y Encillas, proponen condiciones más húmedas que en el presente previo a los 7,000 años ^{14}C A.P.

3.2.1 Estudios paleoclimáticos en la Laguna Babícora

Los trabajos realizados previamente para entender la evolución paleoambiental y paleoclimática de la Laguna Babícora (Fig. 3.2), se han basado en estudios sedimentológicos (Ortega-Ramírez, 1995; Ortega-Ramírez *et al.*, 1998), de parámetros magnéticos (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1997), de polen y de diatomeas (Metcalfé *et al.*, 1997, 2002), así como de paleoecología de ostrácodos (Palacios-Fest *et al.*, 2002 y Romero Mayen, 2005).

Ortega-Ramírez (1995) y Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1997) reportan casi la misma secuencia paleoambiental para la Laguna Babícora durante los últimos ca. 18,000 años ^{14}C A.P. El primero, con base en análisis sedimentológicos y estratigráficos de ocho perfiles superficiales distribuidos alrededor de la cuenca, cuyo control cronológico estuvo basado en siete fechas por radiocarbono que abarcan el intervalo entre los $8,120\pm 105$ y $2,800\pm 60$ años ^{14}C A.P. El segundo, basado en el estudio

sedimentológico y de propiedades magnéticas de dos perfiles extraídos del lago y cinco fechas por radiocarbono que abarcan el intervalo entre $16,243 \pm 201$ y $4,346 \pm 105$ años ^{14}C A.P.

De acuerdo con sus resultados, proponen que el periodo comprendido entre *ca.* 18,000 a *ca.* 11,000 años ^{14}C A.P. (Wisconsiniano tardío) estuvo caracterizado por un ambiente predominantemente pluvial, con abundantes precipitaciones de invierno y veranos templados, que favoreció el desarrollo de un lago extenso. Posteriormente, durante el Holoceno temprano sugieren se presentaron condiciones húmedas (aunque en menor grado que en el Wisconsiniano tardío) relacionadas con un incremento en la precipitación de verano, las cuales fueron sucedidas por condiciones pantanosas y un aumento gradual en la aridez que alcanzó un máximo alrededor de los 6,000 años ^{14}C A.P. En este último periodo el lago se hizo mas somero, mientras que la región oeste estuvo probablemente expuesta a la erosión. A continuación y previo a los *ca.* 3,000 años ^{14}C A.P., aunque los niveles lacustres se mantienen bajos, los autores proponen la presencia de precipitaciones temporales abundantes. Finalmente entre los 3,000 y 2,000 años ^{14}C A.P. infieren un intervalo árido. Ortega-Ramírez (1995) propone que las condiciones ambientales modernas en la región comienzan a definirse desde *ca.* 3,000 años ^{14}C A.P.

Metcalfe *et al.* (1997) realizaron análisis de minerales magnéticos, geoquímicos, de diatomeas y de polen a una secuencia sedimentaria de 1.43 m extraída en el sur de Babícora. El control cronológico estuvo basado en tres fechas por radiocarbono que abarcan el intervalo entre los $11,060 \pm 390$ y los $2,470 \pm$ años ^{14}C A.P.

La cronología paleoambiental propuesta en dicho trabajo sugiere que previo a los $11,060 \pm 390$ años ^{14}C A.P. existió un periodo relativamente húmedo con la presencia de un lago profundo en la cuenca. Entre los $11,060 \pm 390$ y $9,470 \pm 390$ años ^{14}C A.P., debido a disminución en el porcentaje de diatomeas planctónicas, los autores proponen condiciones relativamente más secas. En este periodo sin embargo se observan también fluctuaciones en el contenido de CO_3 y en la susceptibilidad magnética. Alrededor de los 9,500 años ^{14}C A.P. (90 cm) se registra un incremento en las especies planctónicas, mientras que, inmediatamente después, entre los *ca.* 85 y 75 cm se registran nódulos de carbonato y no hay presencia de diatomeas. De los datos obtenidos en la cuenca del lago Encillas, cercano a Babícora (alrededor de 29°N y 106°O), los autores proponen que condiciones de mayor humedad que en la actualidad prevalecieron por lo menos hasta los 7,000 años ^{14}C A.P.

Ortega-Ramírez *et al.* (1998) realizaron análisis sedimentológicos y estratigráficos a cuatro perfiles, y de contenido de carbón orgánico e inorgánico a sólo dos de ellos (estudiados anteriormente por

Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1997). El control cronológico estuvo basado en trece fechas por radiocarbono que cubren un rango de tiempo entre los 16,342 y los 2,800 años ^{14}C A.P. La secuencia paleoambiental propuesta en este trabajo es muy semejante a la de Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1997), sin embargo en este estudio los autores sugieren que previo a los 11,000 años ^{14}C A.P se produjo en el área un decremento en la humedad efectiva y un breve periodo seco centrado alrededor de 11,000 años ^{14}C A.P. Posteriormente, sugieren, se presentaron condiciones más húmedas y probablemente más frías entre ca. 11,000. y 10,000 años ^{14}C A.P, seguidas por un decremento en la precipitación. El intervalo húmedo entre 11,000. y 10,000 años ^{14}C A.P, mencionan, podría estar relacionado con el evento climático Younger Dryas.

Metcalf *et al.* (2002) realizaron estudios de contenido de carbón orgánico e inorgánico, de minerales magnéticos, y principalmente de polen y diatomeas a una secuencia lacustre de 4.67 m de profundidad, extraída en el sector norte. El control cronológico estuvo provisto por cuatro fechas por AMS ^{14}C , que abarcan el intervalo entre $35,860 \pm 390$ y $3,070 \pm 60$ años ^{14}C A.P., y cinco fechas por series de Uranio, que abarcan el intervalo entre los ca, 61,300 y los ca. 54,600 años A.P.

La secuencia paleoambiental propuesta, para el intervalo de interés en el presente trabajo, es la siguiente: el periodo posterior a los $35,860 \pm 390$ años ^{14}C A.P y previo a los ca. 29, 000 años ^{14}C A.P estuvo caracterizado por la presencia de un lago profundo. Posteriormente, en el intervalo de ca. 29,000 a 9,500 años ^{14}C A.P., las especies de diatomeas encontradas indican un lago generalmente más somero y turbio. Durante el último máximo glacial (ca. 18,000 años ^{14}C A.P) se presenta una marcada inestabilidad en la cuenca, seguida rápidamente por estabilidad. La transición Pleistoceno-Holoceno estuvo caracterizada por pequeñas fluctuaciones en la susceptibilidad magnética y la presencia continua de un lago en la cuenca. Registros pertenecientes al Holoceno temprano indican que éste fue un periodo de mayor humedad que en la actualidad, lamentablemente no hay preservación de diatomeas y polen para la mayor parte del Holoceno.

Palacios-Fest *et al.* (2002) realizaron estudios sobre el conjunto faunístico de ostrácodos, así como de la química de sus valvas, en tres secuencias lacustres estudiadas en trabajos anteriores (Ortega-Ramírez *et al.*, 1998 y Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1997). El control cronológico fue provisto por diez fechas por ^{14}C que abarcan el intervalo entre $28,465 \pm 268$ y $1,300 \pm 65$ años ^{14}C A.P.

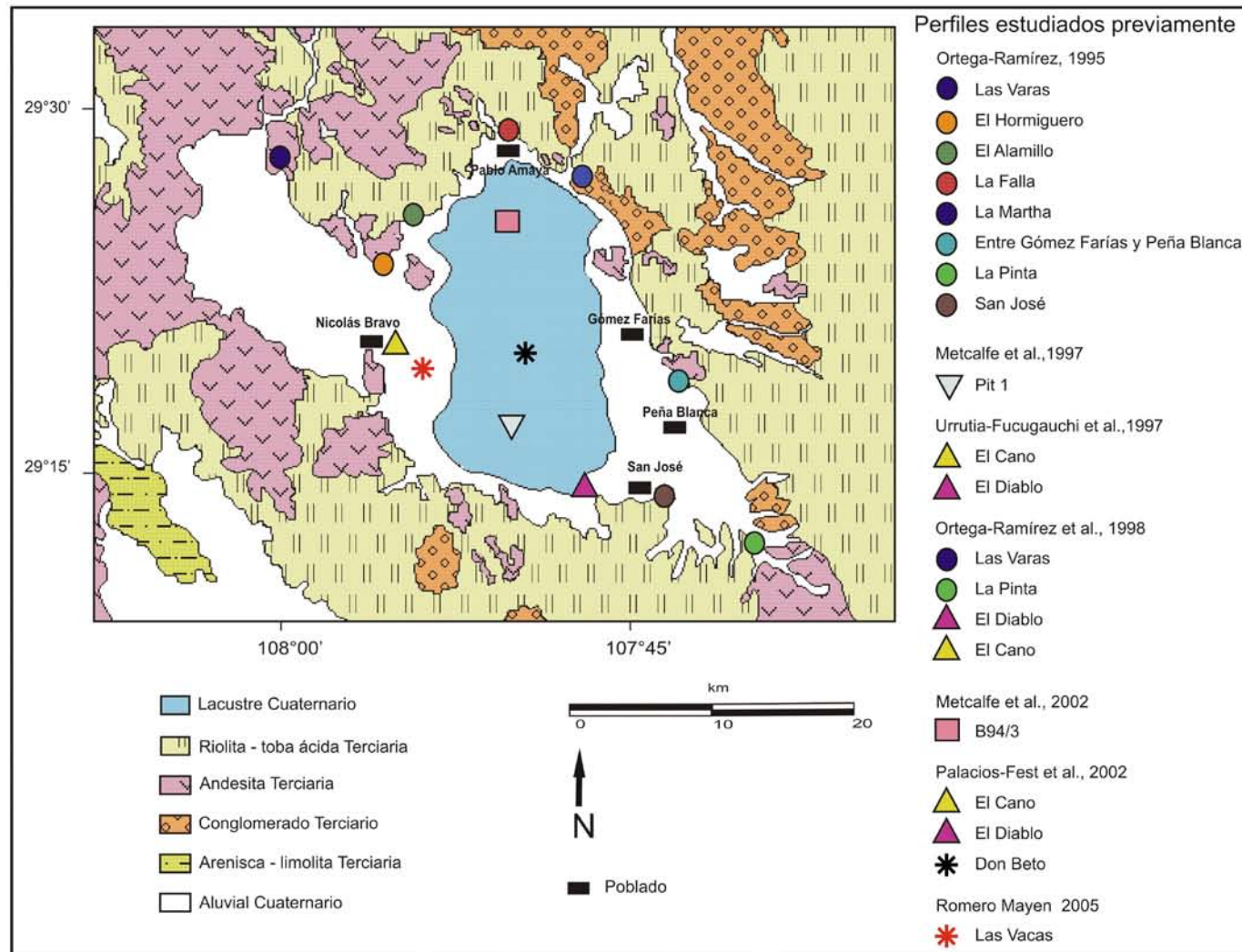


Figura 3.2. Mapa de la cuenca indicando la localización de perfiles estudiados en trabajos anteriores.

De acuerdo con sus resultados, los autores proponen la existencia de un periodo, posterior a los 28,465 años ^{14}C A.P y previo al Último Máximo Glacial caracterizado por condiciones frías y secas, con la presencia permanente de un lago. Luego, sugieren, hubo un incremento en la humedad efectiva, registrándose las condiciones más frías y húmedas entre los ca. 16,000 y los ca. 12,000 años ^{14}C A.P. Durante el final del Pleistoceno tardío y comienzos del Holoceno temprano (alrededor de los 11,000 años ^{14}C A.P.), el lago se redujo de manera considerable, presentándose ocasionalmente fuertes escorrentías. Durante el Holoceno medio (ca. 8,900 a ca. 4,000 años ^{14}C A.P.) la humedad efectiva disminuyó considerablemente y la temperatura fluctuó. Finalmente, entre los 4,346 \pm 105 años A.P. y 1,300 \pm años A.P. se registra una marcada disminución en la temperatura y un incremento en la humedad efectiva.

Romero Mayen (2005), con base en el análisis de ostrácodos y dos fechamientos por carbono 14 (9,587 \pm 112 - 836 \pm 108 años A.P.), propone condiciones más húmedas en el Holoceno temprano. En el Holoceno medio por su parte, sugiere un aumento gradual en la salinidad, con precipitaciones ocasionales, y registra un máximo en la temperatura alrededor de los 6,700 años ^{14}C A.P.

Coincidencias, discrepancias y limitaciones de los trabajos previos en la Laguna Babícora

Pleistoceno Tardío

Metcalfe *et al.* (2002), proponen que previo a los ca. 29,000 años ^{14}C A.P. la cuenca estuvo caracterizada por la presencia de un lago profundo. De manera similar, Palacios-Fest *et al.* (2002) registran previo a los 28,465 \pm 268 años ^{14}C A.P. un evento relativamente húmedo y de alta energía.

Metcalfe *et al.* (2002), encuentran para el periodo de 29,000 a 9,500 años ^{14}C A.P. diatomeas indicativas de un lago generalmente más somero y turbio, con valores fluctuantes de susceptibilidad magnética alrededor del Último Máximo Glacial, y condiciones más salinas y someras alrededor de 13,000 años ^{14}C A.P. Palacios-Fest *et al.* (2002), registra también un cambio a condiciones más secas a partir de los 28,465 \pm 268 ^{14}C A.P. Sin embargo entre ca. 16,000 a 12,000 proponen las condiciones más húmedas y frías de su registro. De manera similar, Ortega-Ramírez (1995a), Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1997) y Ortega-Ramírez *et al.* (1998), interpretan condiciones de alta humedad entre 18,000 a 11,000 años ^{14}C A.P., más alta que en el resto del perfil.

Holoceno

Metcalfe *et al.* (1997 y 2002) y Palacios-Fest *et al.* (2002), reportan ligeras fluctuaciones en la humedad en la transición Pleistoceno-Holoceno; así como condiciones relativamente más someras y secas en el intervalo entre ca. 11,000 a 10,000 años ¹⁴C A.P. Por su parte, Ortega-Ramírez *et al.* (1998), interpretan la existencia de un breve periodo seco alrededor de los 11,000 años ¹⁴C A.P., seguido por un aumento relativo en la humedad entre 11,000 a ca. 10,000 años ¹⁴C A.P.

Para el Holoceno medio Palacios-Fest *et al.* (2002) y Romero Mayen (2005), reportan una disminución en la humedad efectiva. Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1997) y Ortega-Ramírez *et al.* (1998) proponen la existencia de temperaturas más cálidas que las de la actualidad y observan la presencia de depósitos eólicos. Así mismo sugieren que las condiciones de aridez alcanzaron un máximo alrededor de los 6,000 años ¹⁴C A.P. A continuación, y previo a los ca. 3,000 años ¹⁴C A.P., reportan un aumento en la humedad. Metcalfe *et al.* (2002) no encuentran diatomeas en este periodo, no obstante otros indicadores como el porcentaje de calcita y la baja tasa de sedimentación, proponen, podrían indicar la existencia de un hiato en la secuencia.

En el Holoceno tardío, Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1997) reportan una fase seca entre 3,000 a 2,000 años ¹⁴C A.P. Por su parte, Ortega-Ramírez *et al.* (1998) sugieren también un decremento previo a los 2,000 años ¹⁴C A.P., sin embargo, encuentran indicadores de la presencia de pequeñas fluctuaciones en la humedad. Palacios-Fest *et al.* (2002), proponen una disminución en la temperatura y un aumento en la humedad efectiva entre 4,346 y 1,300 años ¹⁴C A.P. De acuerdo con Metcalfe *et al.* (1997) la preservación de diatomeas es muy pobre en gran parte del Holoceno y las identificadas indican una somerización del lago previo a los 2,470±60 años ¹⁴C A.P.

Una limitante en la reconstrucción paleoclimática de la Laguna Babícora es la ausencia de proxies biológicos en algunos intervalos de la secuencia lacustre, principalmente en los sedimentos correspondientes al Holoceno.

- No hay registro de diatomeas en los últimos 130 cm de la secuencia, intervalo que abarca alrededor de ca. 9,500 años ¹⁴C años A.P. al presente (Mecalfé *et al.*, 2002).
- La preservación de polen en los últimos 170 cm (alrededor de 18,000 años ¹⁴C A.P. al presente) es muy pobre o nula (Mecalfé *et al.*, 2002).

- No hay preservación de ostracodos en los sedimentos de los últimos *ca.* 4,000 años ¹⁴C años A.P. en la parte sur de Babícora y en los últimos *ca.* 8,000 años ¹⁴C años A.P. en la parte centro-oeste (Palacios-Fest *et al.*, 2002). Romero Mayen (2005), reportan que los ostrácodos prácticamente desaparecen alrededor de los 4,000 años ¹⁴C A.P.
- Los análisis sedimentológicos (Ortega-Ramírez *et al.*, 1998) y de propiedades magnéticas (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1997) abarcan únicamente los últimos *ca.* 16,000 años ¹⁴C A.P.

Además de lo anterior, una limitante en los trabajos de Ortega-Ramírez (1995a y 1995b) es que a pesar de que el intervalo que abarcan las fechas por carbono 14 sólo cubre hasta *ca.* 8,000 años ¹⁴C A.P., y no poseen ningún fechamiento para el Pleistoceno, se reconstruyen los paleoambientes existentes desde 18,000 años ¹⁴C años A.P. hasta el presente.

Por otro lado, Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1997) y Ortega-Ramírez *et al.* (1998), basan gran parte de su reconstrucción paleoambiental en el perfil el Cano, cuya falta de fechamiento cerca de la base lleva a los autores a inferir (de acuerdo con las características sedimentarias y magnéticas) que el núcleo representa un periodo de no más de 18,000 años ¹⁴C A.P. Palacios-Fest *et al.* (2002) realizan una datación cerca de la base de ese mismo perfil y obtienen una fecha de $28,465 \pm 269$ años ¹⁴C A.P. Por lo tanto, los resultados de Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1997) y Ortega-Ramírez *et al.* (1998), al menos previo a los $9,614 \pm 130$ (fecha más antigua de ¹⁴C en el perfil) están influenciados por el hecho de suponer que el perfil abarca un periodo de tiempo más corto.

4. METODOLOGÍA

4.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en la extracción de dos secuencias sedimentarias lacustres en la Laguna Babicora. Así como en la recolección de diez muestras de roca de los alrededores de la cuenca (Fig. 4.1).

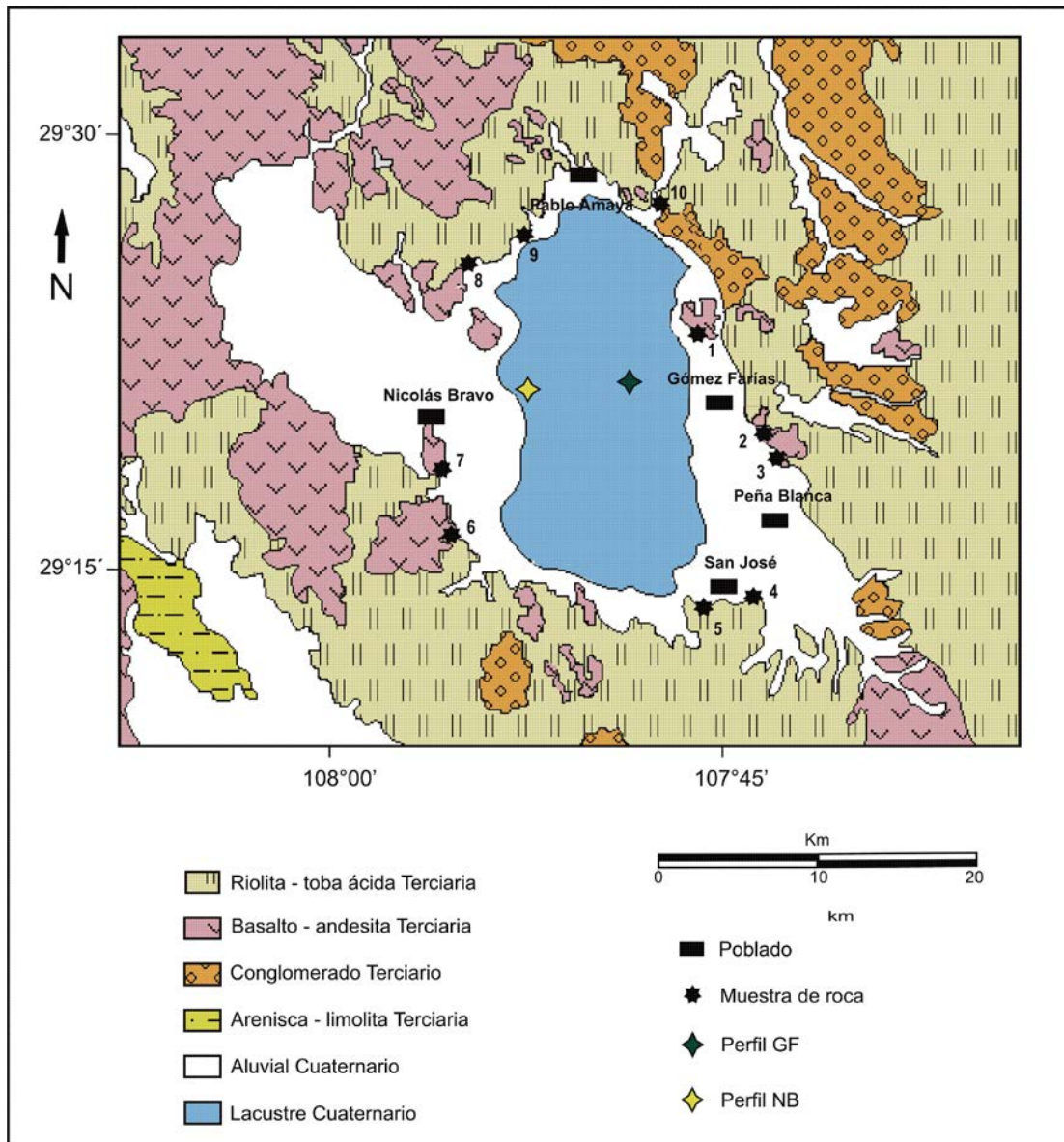


Figura 4.1. Mapa geológico y localización de los sitios de muestreo.

Las secuencias lacustres fueron extraídas utilizando un perforador de suelos (Eijelkamp) y tubos de policarbonato de 1 m de largo y 5 cm de diámetro. El perfil denominado GF fue extraído en el centro este de la Laguna Babicora (29°21'48.6" N, 107°48'0.09" O y 2143 msnm) y tuvo una profundidad de

276 cm. El perfil denominado NB fue extraído en el extremo oeste de la Laguna y este del poblado de Nicolás Bravo (29°21'27.1" N, 107°52'49.2" O y 2133 msnm), y tuvo una profundidad de 272 cm. La extracción de dos perfiles se realizó con la finalidad de realizar una comparación en la estratigrafía de las columnas sedimentarias y estudiar las variaciones en la dinámica de deposición en ambos sitios.

4.2 Trabajo de laboratorio

Cada perfil, constituido por tres núcleos de sedimento de 1m de largo, fue cortado longitudinalmente en dos partes iguales. Una mitad se guardó intacta y la otra fue destinada para la descripción estratigráfica, análisis de elementos mayores y trazas, mineralogía, contenido de carbón orgánico e inorgánico total, contenido de nitrógeno total, y finalmente para la datación de horizontes estratigráficos. Así mismo, las muestras de rocas fueron analizadas para determinar la concentración de elementos mayores y trazas.

4.2.1 Descripción estratigráfica

La descripción estratigráfica de las secuencias lacustres se hizo con base en las características de color, textura, disposición o arreglo de las capas y estructuras sedimentarias primarias.

4.2.2 Selección y molienda de muestras.

Cada núcleo fue seccionado horizontalmente y muestreado en segmentos con un ancho de 2 cm. Las muestras fueron colocadas por separado en bolsas de plástico y refrigeradas para evitar procesos secundarios como oxidación.

Para los análisis geoquímicos y mineralógicos, un total de 28 muestras pertenecientes al perfil NB y 29 pertenecientes al perfil GF fueron seleccionadas a intervalos regulares de *ca.*10 cm. Las muestras elegidas fueron deshidratadas en un equipo liofilizador marca Labconco, que secó el sedimento, previamente congelado, mediante sublimación bajo condiciones de vacío. Posteriormente, las muestras fueron molturadas a un tamaño menor de 74 μm en un mortero de ágata.

Las muestras de las rocas fueron trituradas de forma manual. Una vez obtenidos fragmentos de alrededor de 5 mm las rocas se pulverizaron en un molino Spex-8000 Mixer/Mill a un tamaño menor a 53 μm , y alrededor de 10 g de material se utilizó para el análisis multielemental.

4.3 Métodos analíticos

4.3.1 Datación de las secuencias lacustres

EL control cronológico de las secuencias sedimentarias fue establecido mediante seis fechamientos de ^{14}C AMS (*accelerator mass spectrometry*) realizados en muestra de sedimento total. De estos fechamientos, cuatro se realizaron en el perfil GF y dos en el perfil NB.

Las dataciones se llevaron a cabo en el laboratorio BETA ANALYTIC INC, en Miami, Florida y fueron calibradas a años calendario mediante el programa Calib 6.0 (Stuiver y Reimer, 1993) con la base de datos IntCal09 (Reimer et al., 2009) .

4.3.2. Análisis de carbono orgánico e inorgánico

Para determinar el contenido de carbono orgánico e inorgánico en los sedimentos de las dos secuencias lacustres, 29 muestras pertenecientes a GF y 28 muestras pertenecientes a NB fueron analizadas mediante un equipo Thermo HiperTOC, en el Laboratorio de Paleoambientes en el Instituto de Geología, UNAM.

La técnica utilizada por el equipo consiste en la determinación, en primer lugar, del contenido de carbono total. Para ello, los compuestos de carbono son convertidos a CO_2 mediante la exposición de las muestras a altas temperaturas. Posteriormente la concentración de CO_2 es medida por un Detector Infrarrojo No-Dispersivo (NDIR).

La cantidad de carbono total (CT) en el sedimento fue determinada por la combustión de 20 mg de muestra bien molturada a 980°C . El carbono inorgánico total (CIT), por otro lado, fue medido de la acidificación de las muestras con una solución al 10% de H_3PO_4 a temperatura ambiente, lo cual provocó la emisión de CO_2 por la reacción del ácido con los carbonatos presentes en el sedimento. El contenido de carbono orgánico total (COT) se obtuvo mediante la sustracción del carbono inorgánico total (CIT) del carbono total (CT), cuyos valores se expresan en porcentaje en peso.

4.3.3 Determinación de nitrógeno total

El análisis elemental se utiliza para la determinación cuantitativa simultánea de distintos elementos como carbono, hidrógeno, nitrógeno y azufre en una misma muestra (Pérez *et al.*, 2006). Basado en el

método de Dumas y Perlg, la muestra introducida en un analizador elemental es oxidada totalmente por combustión instantánea, lo cual convierte todas las sustancias en productos de combustión (por ejemplo, nitrógeno en óxido de nitrógeno). Un gas acarreador lleva la mezcla a través de un reductor que elimina el exceso de oxígeno y reduce los óxidos de nitrógeno a nitrógeno elemental (González, 1995). Posteriormente la mezcla de gases se separa y se mide cada uno de sus componentes.

Para la determinación de nitrógeno total (en porcentaje peso) presente en los sedimentos lacustres, se analizaron 16 muestras pertenecientes al perfil GF y 15 pertenecientes al perfil NB, seleccionadas a intervalos regulares de ca. 20 cm a lo largo de la secuencia. Este estudio requirió de 2mg de muestra finamente molida.

El equipo utilizado fue un analizador elemental CHNS/O 2400 Serie II Perkin Elmer, perteneciente a la Unidad de Servicios de Apoyo a la Investigación en la Facultad de Química, UNAM. En este analizador elemental, la mezcla de gases resultante de la reducción es separada por cromatografía de gases y cada componente es medido con un detector de conductividad térmica (González, 1995). En el análisis se utilizó la cistina marca Perkin Elmer como material de referencia.

4.3.4 Análisis de elementos mayores y trazas

Este análisis multielemental se llevó a cabo mediante el método de fluorescencia de rayos X, el cual consiste en hacer incidir sobre un material un haz de rayos X (radiación primaria), los cuales son lo suficientemente energéticos como para liberar a los electrones más cercanos al núcleo del átomo y dejarlo en estado excitado. El átomo excitado es inestable por lo que regresa a su estado fundamental cuando el electrón liberado es sustituido por un electrón de capas más externas y que es más energético. El exceso de energía que se produce en esta transición es liberado en forma de radiación X fluorescente o secundaria (Verma, 2007). De acuerdo con la Ley de Moseley, cada elemento emite una radiación secundaria característica de él, lo cual permite saber la composición elemental de un material (Brundle *et al.*, 1992).

Ley de Moseley: $\nu^{1/2} = a(Z - b)$

Donde: ν es la frecuencia de la radiación X emitida, Z es el número atómico y a, b son constantes cuyo valor depende de la línea espectral.

Mediante el método de FRX se determinó la concentración de 10 elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) en forma de óxidos, así como la concentración de 14 elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb), en 29 muestras del perfil GF, 28 muestras del perfil NB y 10 muestras de roca.

El estudio multielemental se llevó a cabo en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, mediante un espectrómetro secuencial de rayos X modelo Siemens SRS 3000 equipado con un tubo de rodio (Rh) como fuente de radiación y ventana de berilio (Be) de 125 micras.

La medición de los elementos mayores se realizó en muestra fundida utilizando el programa FULLMDIL.QAN, mientras que la medición de los elementos traza se realizó en muestra prensada utilizando el programa TRAZA09.QAN.

- Preparación de muestras para análisis de elementos mayores

El análisis de elementos mayores, como se ha señalado anteriormente, se realizó en muestra fundida (perla). Las perlas fueron preparadas con 5% de muestra finamente molida ($< 74 \mu\text{m}$) y 95% de fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7\text{-LiBO}_2$ (50:50 %). La mezcla se colocó en un crisol de aleación de Pt y Ag que fue calentado a 1100°C en un hornillo (Fluxy Claisse) equipado con quemadores Fisher y tres moldes para fabricar perlas. Previo al calentamiento se agregaron 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L. La solución de LiBr actúa como agente no-mojante, favoreciendo que la perla se desprege del molde durante el proceso de enfriado (Lozano y Bernal, 2005).

- Preparación de muestras para análisis de elementos traza

Los elementos traza fueron medidos por análisis de FRX en muestras prensadas (tabletas), preparadas de acuerdo con el método de Verma *et al.* (1996) (Lozano-Bernal, 2005). Se mezclaron 6g de muestra finamente molida con 0.6g de cera-C (Hoechst) como agente aglutinante. Posteriormente la mezcla se comprimió a 30 toneladas durante 30 segundos en una prensa Graseby/Specac, la cual cuenta con un dado de 4cm de diámetro.

La exactitud, expresada en términos del error relativo (i) y la precisión, expresada como la desviación estándar (ii), de las mediciones de FRX fueron calculadas utilizando los estándares NIMG y BCU-3 para los elementos mayores y el IGLA1 para los elementos traza, de acuerdo con:

$$(i) \quad \%error = \left(\frac{\text{valor obtenido} - \text{valor certificado}}{\text{valor certificado}} \right) \times 100$$

$$(ii) \quad \sigma = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{N-1} \right)^{1/2}$$

Elementos mayores	Precisión	Exactitud
SiO ₂	0.71	0.64
TiO ₂	0.00	4.51
Al ₂ O ₃	0.07	2.92
Fe ₂ O ₃	0.01	2.80
MnO	0.00	1.23
MgO	5.69	4.34
CaO	0.01	1.63
Na ₂ O	0.04	0.76
K ₂ O	0.01	0.84

Elementos trazas	Precisión	Exactitud
Rb	1.41	0.69
Sr	21.41	0.65
Ba	18.38	0.82
Y	1.41	29.76
Zr	2.12	4.56
Cr	0.71	10.23
Ni	2.12	11.78
Cu	1.41	8.88
Zn	4.24	12.50
Th	0.71	15.14

4.3.5 Identificación mineralógica

La identificación de los minerales se realizó mediante el método de difracción de rayos X. Al hacer incidir un haz de rayos X a un material cristalino, las estructuras atómicas sirven como redes de difracción tridimensional cuyos diagramas de interferencia resultantes pueden analizarse, utilizando la ley de Bragg, para determinar las distancias entre los átomos del cristal o la longitud de la onda incidente. Ya que cada material cristalino tiene una estructura atómica diferente, sus patrones de difracción son diferentes (Moore y Reynolds, 1997).

Ley de Bragg: $n\lambda = 2d\sin\theta$

Donde:

n es un número entero positivo.

λ es la longitud de onda del haz incidente.

d es la distancia entre planos de la red cristalina.

θ es el ángulo entre el rayos incidentes y los planos cristalinos.

Con el fin de correlacionar la mineralogía y la química de los sedimentos lacustres, la técnica de DRX fue empleada en el análisis cualitativo y la estimación semicuantitativa de las fases mineralógicas presentes en los sedimentos. Para ello, 29 muestras del perfil GF y 28 muestras del perfil NB fueron analizadas en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM.

El equipo utilizado fue un difractómetro automático Shimadzu XRD-6000 equipado con un goniómetro vertical y capaz de realizar barridos por θ y 2θ . Cuenta con un porta muestras automático de aluminio para cinco muestras, un monocromador, filtro de Ni, tubo de Cu de foco normal y software para tratamiento de datos.

Típicamente, un análisis de DRX permite una detección de cualquier fracción cristalina con una abundancia >3% (Lozano y Bernal, 1995). Para determinar las fases mineralógicas presentes en cada muestra, se realizó la interpretación cualitativa de los diagramas de difracción resultantes. Ello requirió la identificación a mano de, por lo menos, los tres picos principales característicos del mineral.

La estimación semicuantitativa se realizó a partir de la relación entre el valor del área de reflexión del pico principal característico de cada mineral y la suma al 100% de las áreas del pico principal de todas

las fases mineralógicas identificados en una muestra. Los valores así obtenidos se toman únicamente como indicadores relativos de la concentración de cada mineral (Pérez Sirvent *et al.*, 2001),

- Análisis de DRX estándar

Para el análisis estándar de DRX fueron necesarios 1.5 g de muestra bien molturada. El rango de medición utilizado fue de 4 a 70° (2 θ); el modo de escaneo continuo y la velocidad de escaneo de 2°/minuto. Estas condiciones de medición fueron empleadas en el análisis de las 57 muestras.

- Análisis de DRX "step scan"

El step scan es una técnica más precisa que la estándar ya que realiza un barrido por pasos de 0.02° y 2s/paso. La cantidad de muestra analizada y el rango de medición son los mismos que para el caso anterior; sin embargo, esta técnica permite hacer una mejor identificación de los picos de difracción. Debido a que este análisis tarda aproximadamente cuatro veces más tiempo que el estándar, únicamente se aplicó a muestras en las que parecían existir fases diferentes que no era posible distinguir con claridad con el análisis estándar.

5. RESULTADOS

5.1 Estratigrafía

Cada perfil fue dividido en cinco unidades estratigráficas, que fueron correlacionadas entre sí, de acuerdo con sus características sedimentológicas (Fig. 5.1). Aunado a la descripción estratigráfica se presenta el análisis de las láminas de sedimento observadas bajo microscopio petrográfico, en relación con la presencia de microorganismos, materia orgánica y carbonato.

Perfil GF (recolectado al centro este de la Laguna Babícora)

La unidad V (276-179 cm) está compuesta por intercalaciones de capas de limo café oscuro y limo arenoso café claro. Bajo microscopio, la parte basal de la unidad presenta abundante carbonato en solución y un escaso número de diatomeas y ostrácodos. En las partes media y superior de la unidad no se observa carbonato en solución y se aprecia un aumento sustancial en el número de microorganismos (Fig. 5.2c).

La unidad IV (179-90 cm) consiste en intercalaciones de limo masivo y limo ligeramente laminado, ambos de color café. Las muestras en lámina presentan abundante contenido de diatomeas (enteras y en fragmentos) (Fig. 5.2b), escasos fragmentos de ostrácodos (Fig. 5.2a), algo de materia orgánica y algas filamentosas.

La unidad III (90-39 cm) está compuesta por intercalaciones de limo masivo café oscuro con limo arena masiva café claro. Bajo microscopio se observa un poco de materia orgánica, algunos ostrácodos (fragmentos de valvas), diatomeas y algas filamentosas. El contenido de microorganismo disminuye hacia la cima de la unidad. Las diatomeas desaparecen después de los 90 cm y previo a los 73 cm, mientras que los ostrácodos lo hacen entre 59 y 47 cm de profundidad.

La unidad II (39-16 cm) es una intercalación de limo arcilla café oscuro y arcilla café claro. La parte superior (20-16 cm) presenta fracturas de desecación, perpendiculares a la estratificación y obliteradas con limo arcilla oscura. En las láminas se observan algunas algas filamentosas.

La unidad I (16-0 cm) está conformada por limo arena gris oscuro rico en materia orgánica. Los primeros 11 cm están compuestos por sedimento masivo con algunas raíces de plantas, mientras que

los últimos 5 cm de la unidad están compuestos por material suelto. En microscopio se observa común materia orgánica, carbonato en solución y raras algas filamentosas.

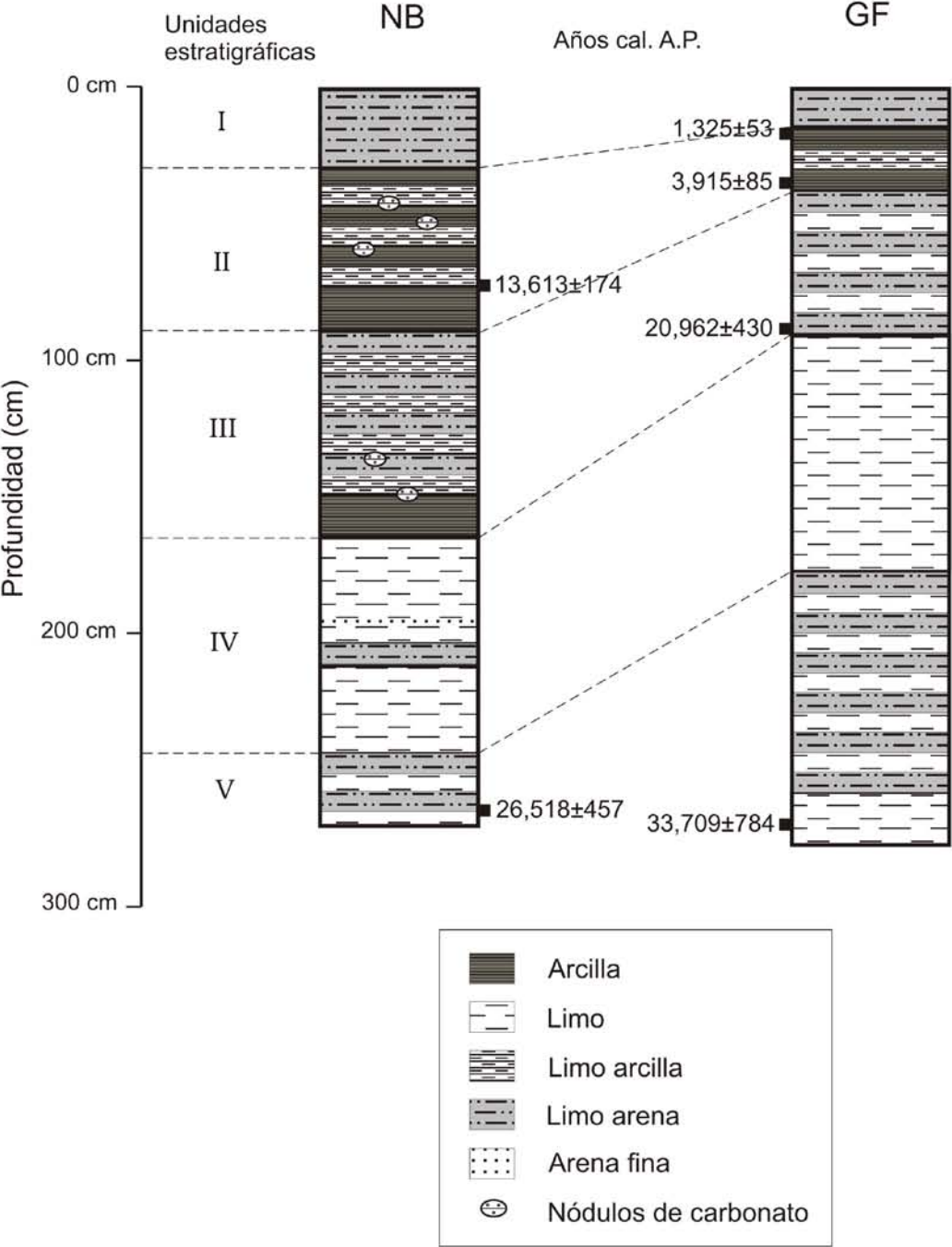


Figura. 5.1. Descripción estratigráfica y edades calibradas de los perfiles GF y NB.

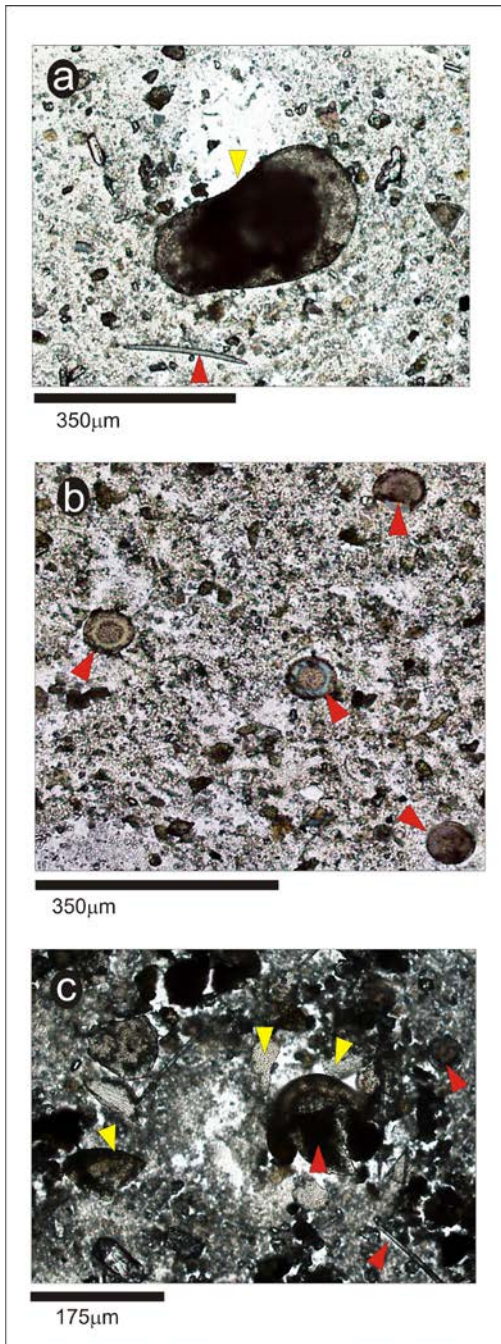


Figura 5.2. Fotomicrografías tomadas del perfil GF. a) 106 cm; b) 130 cm; y c) 199 cm de profundidad. Las flechas rojas indican la presencia de diatomeas y las flechas amarillas la existencia de ostrácodos.

Perfil NB (extraído al extremo oeste de la Laguna Babícora)

La unidad basal V (272-243 cm) esta compuesta por intercalaciones de limo masivo y limo arenoso masivo café oscuro. En las láminas se observan, bajo microscopio petrográfico, abundantes diatomeas, algunos fragmentos de ostrácodos y poca materia orgánica.

La unidad IV (243-169 cm) esta constituida por una capa gruesa de limo masivo (243-216 cm), separada por un contacto abrupto de un horizonte de limo arena masivo color café, al que sobreyace

una capa de limo café masivo. Posteriormente, separado por un contacto abrupto se encuentra un horizonte delgado de 2 cm de arena masiva café de grano fino a medio (ubicada entre los 193 y 191 cm), el cual se encuentra a su vez separada por un contacto abrupto de una capa limo café oscuro masivo.

En las láminas se observan abundantes fragmentos de ostracodos (principalmente en la base de la unidad) (Fig. 5.3c y 5.3d) y diatomeas (Fig. 5.3b), en mayor proporción que en la unidad anterior, varias algas filamentosas y algo de materia orgánica.

La unidad III (169-90 cm) esta compuesta por una capa delgada de arcilla masiva café claro seguida por una intercalación de capas de limo arena masivo café y limo arcilla masivo café. A los 151 cm y 134 cm se encontraron nódulos de carbonato de 1.5 cm y 1 cm de diámetro, respectivamente. Las láminas de sedimento pertenecientes a la parte basal poseen abundantes diatomeas, varios fragmentos de ostrácodos, escasas algas filamentosas y poca materia orgánica. Sin embargo hacia la cima de la unidad se observa una gran disminución en el número de diatomeas y ostrácodos, así como un pequeño aumento en la cantidad de algas filamentosas (Fig. 5.3a).

La unidad II (90-30 cm) comprende, entre los 90-75 cm, una capa de arcilla masiva oscura. En el resto de la unidad, se observan intercalaciones de arcilla limosa café oscura y arcilla café claro. En este intervalo se presentan nódulos de carbonato de aproximadamente 1 cm de diámetro a los 69-68, 58-57 y 48-50 cm. Entre los 36 y 30 cm se encuentran fracturas de desecación, perpendiculares a la estratificación y obliteradas con limo arcilla oscura. Bajo microscopio, se observan pocas diatomeas (enteras y en pedazos) en la primera parte de la unidad; en la segunda parte, las diatomeas disminuyen progresivamente hacia la cima. En general, se identificaron varias algas filamentosas y poca materia orgánica. Las diatomeas desaparecen después de los 71 cm y previo a los 67 cm, mientras que los ostrácodos lo hacen entre 58 y 52 cm de profundidad.

La unidad I (30-0 cm) está conformada por limo arena gris oscuro rico en materia orgánica. Los primeros 25 cm están constituidos por sedimento masivo con algunas raíces de plantas, mientras que los siguientes 5 cm de la unidad están compuestos por material suelto. En las láminas de sedimento se observa un aumento en el contenido de materia orgánica y algas filamentosas a medida que la profundidad disminuye.

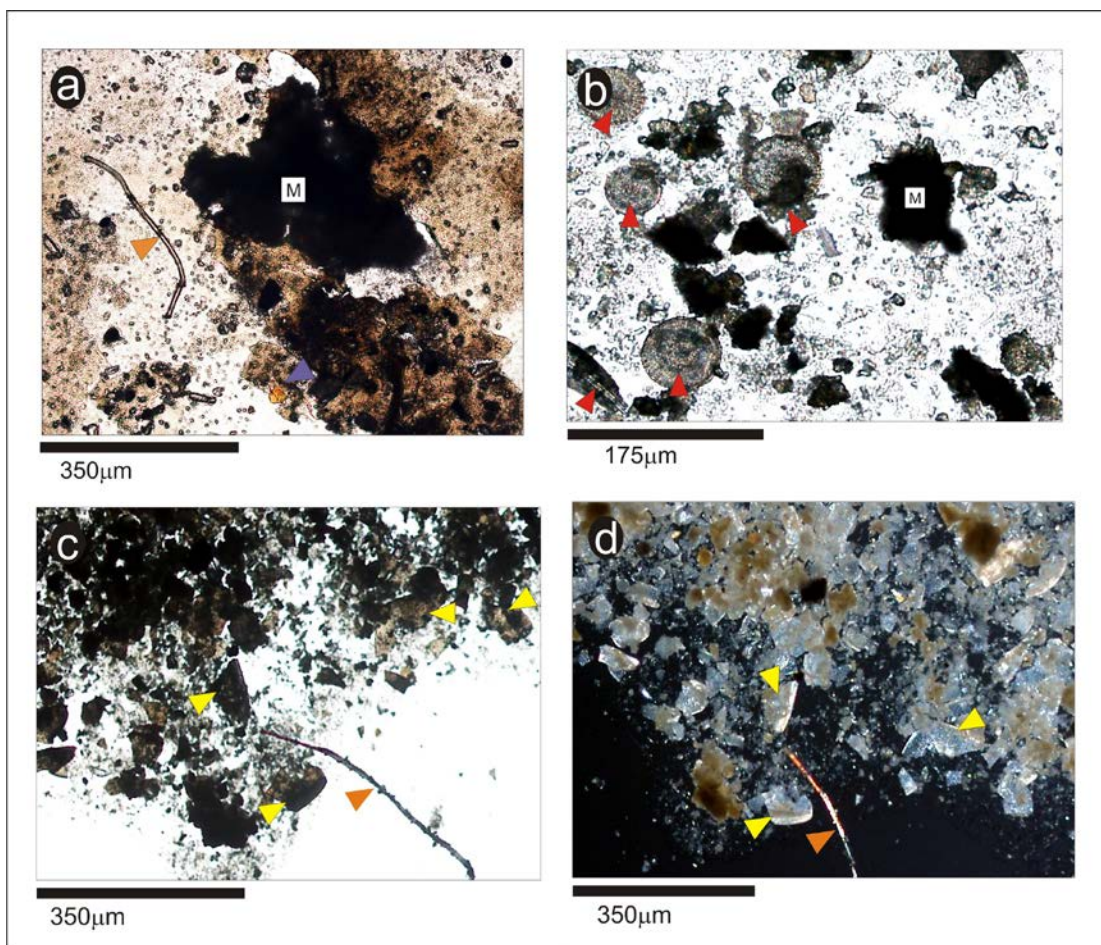


Figura 5.3. Fotomicrografías tomadas del perfil NB. a) 85 cm de profundidad; b) 215 cm; c) 232 cm; y d) 232 cm con polarizado. Las flechas rojas señalan la presencia de diatomeas, las flechas amarillas ostrácodos, las naranjas algas y los cuadros blancos con una "M" indican la existencia de materia orgánica.

5.2 Cronología de las secuencias lacustres

Los resultados de seis dataciones por ^{14}C AMS (Accelerator Mass Spectrometry) pertenecientes a los perfiles GF y NB (Fig. 5.1), así como sus respectivas calibraciones a años calendario (años cal. A.P.) se presentan en la Tablas 1 y 2.

Tabla 1. Edades ^{14}C AMS y su calibración en años calendario para el perfil GF

Profundidad (cm)	Edad radiocarbono (años ^{14}C AP)	Edad calibrada (años cal. AP)	Rango $2\text{-}\sigma$	Clave lab.
16-18	$1,400\pm 40$	1,325	1,272-1,378	Beta-277504
36-38	$3,610\pm 40$	3,915	3,830-4,000	Beta-280151
88-90	$17,640\pm 90$	20,962	20,533-21,392	Beta-269217
272-274	$28,950\pm 230$	33,709	32,925-34,492	Beta-269218

Tabla 2. Edades ^{14}C AMS y su calibración en años calendario para el perfil NB.

Profundidad (cm)	Edad radiocarbono (años ^{14}C AP)	Edad calibrada (años cal. AP)	Rango $2\text{-}\sigma$	Clave lab.
72-74	$11,780 \pm 60$	13,613	13,440-13,787	Beta-277506
265-267	$22,080 \pm 120$	26,518	26,061-26,975	Beta-268569

Con el fin de asignar edades a las diferentes unidades estratigráficas se elaboró un modelo de edad para cada perfil (Fig. 5.4). Las tasas de sedimentación fueron calculadas a partir de la regresión lineal entre dos fechas calibradas consecutivas.

Las tasas de sedimentación calculadas son, en GF: 0.014 cm/año para el intervalo comprendido entre 273 y 89 cm; 0.003 cm/año entre 89 y 37 cm; y 0.008 cm/año en el intervalo de 37 a 17 cm. Asimismo, la tasa de sedimentación calculada para NB fue de 0.015 cm/año en el intervalo de 266 a 73 cm.

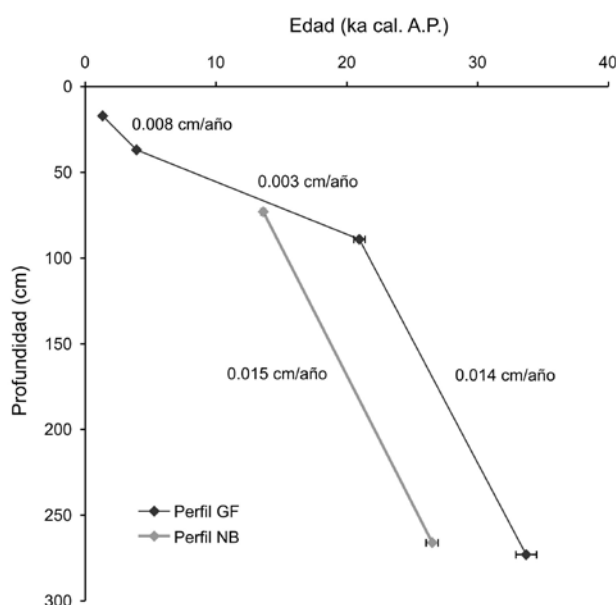


Figura 5.4. Modelo de edad para los perfiles NB y GF.

La estimación de la fecha correspondiente a la base de cada perfil, se realizó mediante la extrapolación de la tasa de sedimentación de 0.014 cm/año para GF, y de 0.015 cm/año para el perfil NB. Con esto se obtuvo una edad probable de 34,000 años cal. A.P., para la base de la secuencia GF, y de 27,000 años cal. A.P., para la base de NB.

Las características estratigráficas (estructuras primarias, textura de sedimento, color, etcétera) en ambos perfiles se corresponden ampliamente para la parte superior de la unidad II y la unidad I (Fig.

5.1). En consecuencia, se consideró el fechamiento perteneciente a la cima de la unidad II en GF (ca. 17 cm, correspondiente a $1,330 \pm 50$ años cal. A.P. ($1,400 \pm 40$ años ^{14}C AP), como una edad probable para la cima de la unidad II en NB (ca. 31 cm). De esta forma se calculó para NB una tasa de sedimentación de 0.004 cm/año en el intervalo comprendido entre 73 y 31 cm.

Tabla 3. Tasas de sedimentación estimada para el perfil GF.

Profundidad (cm)	Intervalo de tiempo (años cal. AP)	Tasa de sedimentación (cm/año)
273-89	33,710-20,960	0.014
89-37	20,960-3,920	0.003
37-17	3,920-1,330	0.008

Tabla 4. Tasas de sedimentación estimada para el perfil NB.

Profundidad (cm)	Intervalo de tiempo (años cal. AP)	Tasa de sedimentación (cm/año)
266-73	26,518-13,613	0.015
73-31	13,613-1,325	0.003

De acuerdo con lo anterior, las edades calculadas para cada unidad estratigráfica en GF son: unidad V (276-179 cm) abarca de ca. 34,000 a ca. 27,000 años cal. A.P.; unidad IV (179-90 cm) comprende de ca. 27,000 a ca. 20,000 años cal. AP; unidad III (90-39 cm) incluye el intervalo de ca. 20,000 a ca. 4,600 años cal. AP ; unidad II (39-16 cm) abarca de 4,600 a 1,200 años cal. A.P.; finalmente la unidad I (16-0 cm) comprende los últimos 1,200 años cal. A.P. De manera similar, las edades calculadas para cada unidad estratigráfica en NB son: unidad V (272-243 cm) incluye el intervalo de ca. 27,000 a ca. 25,000 años cal. A.P.; unidad IV (243-169 cm) abarca de ca. 25,000 a ca. 19,000 años cal. A.P.; unidad III (169-90 cm) comprende de ca. 19,000 a ca. 14,700 años cal. A.P.; unidad II (90-30) engloba de 14,700 años a ca. 1,000 años cal. A.P.; unidad I (30-0) cubre los últimos 1,000 años cal. A.P.

5.3 Carbón orgánico (C_{org}) e inorgánico (CO_3)

Las concentraciones de C_{org} y CO_3 en los sedimentos lacustres de los perfiles GF y NB se presentan en las figuras 5.5 y 5.6 respectivamente. El contenido de C_{org} es un indicativo de la productividad y preservación de materia orgánica en los sedimentos, mientras que la concentración de CO_3 puede señalar tanto variaciones en la abundancia de carbonato autigénico precipitado, lo que estaría relacionado con la salinidad, así como la presencia de valvas de ostrácodos presentes en los sedimentos.

Perfil GF

El contenido de carbono orgánico a lo largo del perfil GF varía entre 0.3 y 1.4%, presentándose su concentración más alta a los 220 cm (unidad V) y en la parte superior del perfil (Fig. 5.5). Así mismo, la proporción de carbonato varía entre 2.2 y 13%, registrándose una mayor abundancia alrededor de los 20 cm (unidad II).

En la unidad V (276-179 cm), el CO_3 presenta una concentración alta (entre 5.6 y 8.4%) a los 275, 251 y 201 cm, mientras que el contenido de carbono orgánico es mayor al 0.9 % únicamente en la base del perfil y a los 220 (1.4%), 200 y 180 cm.

En la unidad IV (90-179 cm), el carbono orgánico muestra una fluctuación entre 0.4 y 0.9%, presentándose una abundancia mayor o igual de 0.7% en el intervalo de 161 a 141 cm, y a los 110 cm. Por su parte, el contenido de carbonato en las unidades IV y III se mantiene entre 2.2 y 4.4% sin variaciones importantes.

En las unidades III (90-39 cm) y II (39-16 cm), el contenido de C_{org} varía entre 0.3 y 1.2%, siendo mayor su abundancia a los 80 y 20 cm. La concentración de CO_3 en la unidad II por otro lado, oscila entre 4.2 y 13%, alcanzando un valor máximo a los 20 cm. Finalmente en la unidad I, el carbonato disminuye (alrededor de 3.4%), mientras que el carbono orgánico aumenta hasta alcanzar un valor máximo de 1.4% en la cima de la unidad.

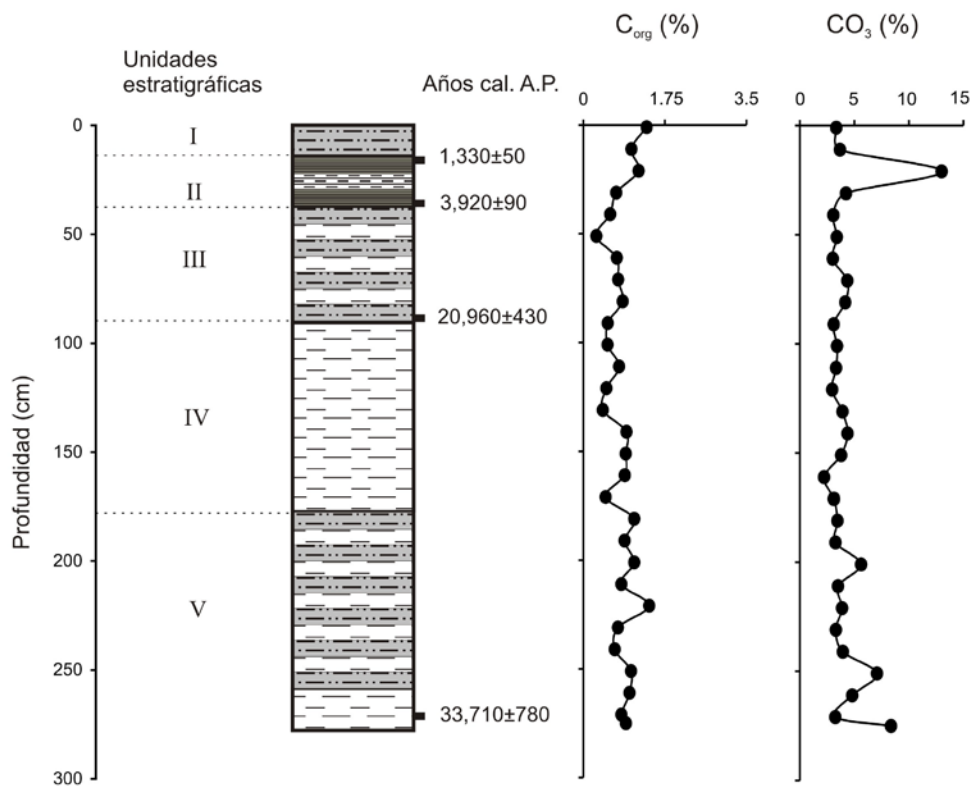


Figura 5.5. Concentración de C_{org} y CO_3 a lo largo del perfil GF.

Perfil NB

El contenido de carbono orgánico a lo largo del perfil NB varía entre 0.1 y 3.2 %, mostrando mayor abundancia en el sedimento de la unidad I, hacia la cima del perfil. Asimismo, la concentración de carbonato varía entre 0.9 y 10.2 %, presentándose los valores más altos (entre 7.8 y 10.2 %) en la unidad II (Fig. 5.6).

En las unidades V (272-243) y IV (243-169) el contenido de C_{org} varía entre 0.1 y 1 %, mostrando una abundancia mayor al 0.7% únicamente a los 260, 230 y 200 cm de profundidad. Por otro lado el CO_3 presenta valores generalmente bajos (que oscilan entre 1.7 y 5.6 %), siendo mayor su contenido a los 230 cm.

En la unidad III (169-90 cm), la concentración de CO_3 se incrementa de manera significativa a los 150 cm (4.9 %) y a finales de la unidad. El contenido de C_{org} , por su parte, se mantiene relativamente constante y bajo (entre 0.2 y 0.7%).

En la unidad II (90-30 cm), el carbono orgánico varía entre 0.2 y 1 %. La concentración de carbonato es la mayor del perfil, alcanzando un valor de 10.2 %, especialmente a los 90 cm y entre 50-30 cm. Finalmente en la unidad I (30-0 cm) la concentración de CO_3 es muy baja (entre 2 y 3 %), mientras que el contenido de C_{org} aumenta hasta un valor de 3.2% en la cima del perfil.

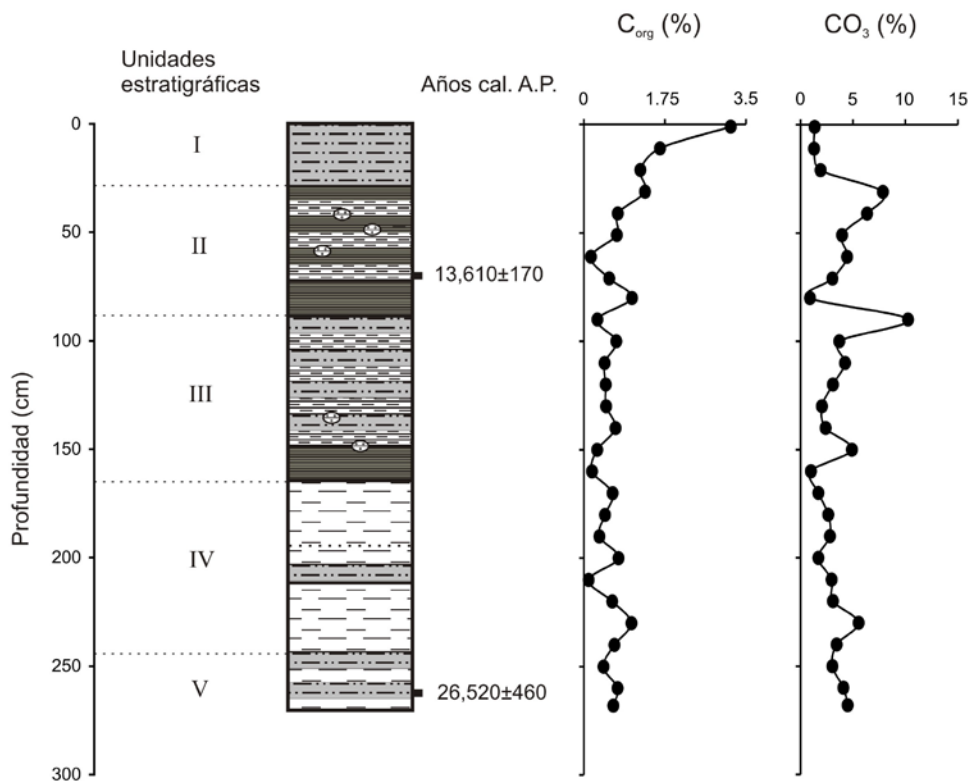


Fig. 5.6. Concentración de C_{org} y CO_3 a lo largo del perfil NB.

5.4. Relación Carbono/Nitrógeno (C/N)

El nitrógeno es un nutriente esencial para un amplio conjunto de funciones, tales como la transferencia de energía en la fotosíntesis y la síntesis de proteínas (Cohen, 2003). Su concentración en relación con el contenido de carbono en la materia orgánica, presente en el sedimento lacustre, puede proporcionar información acerca del origen lacustre o terrestre de la misma. La concentración de nitrógeno difiere considerablemente entre plantas terrestres y acuáticas, particularmente cuando se expresa como la diferencia C/N (Cohen, 2003, citando a Meyers e Ishiwatari, 1993). Esta relación permite establecer el origen de la materia orgánica existente, ya que las plantas vasculares terrestres son ricas en celulosa y pobres en proteínas, a diferencia de la materia orgánica proveniente de fitoplacton (Last y Smol, 2001).

Aunque convencionalmente se establece que valores del cociente C/N menores a diez tienen un origen típicamente acuático, mientras que valores mayores a veinte son indicativos de un origen primordialmente terrestre (Meyers, 1994), existen discrepancias sobre el rango de valores característico de uno u otro (Luque, 2000). Por ejemplo, en partes centrales del Lago Victoria se reporta un valor del cociente C/N mayor a 20, sin embargo se sabe que la materia orgánica es de origen principalmente lacustre (Heckey *et al.*, 1993). Un aspecto importante de todo esto es la ausencia de trabajos donde se estudie el rango de valores C/N, característico de cada fuente de materia

orgánica, en zonas con diferentes condiciones ambientales.

Perfil GF

En los sedimentos pertenecientes al perfil GF, el cociente C/N oscila entre 2 y 8.3 (Fig. 5.7). Esto indica que la materia orgánica presente en la secuencia es de origen principalmente lacustre. Los valores más altos de C/N se registran cerca de la base (261 cm) y en la cima del perfil (a lo largo de la unidad I), donde se observan raíces de plantas. En el resto de la secuencia el valor de C/N oscila entre 1.9 y ca. 5.5.

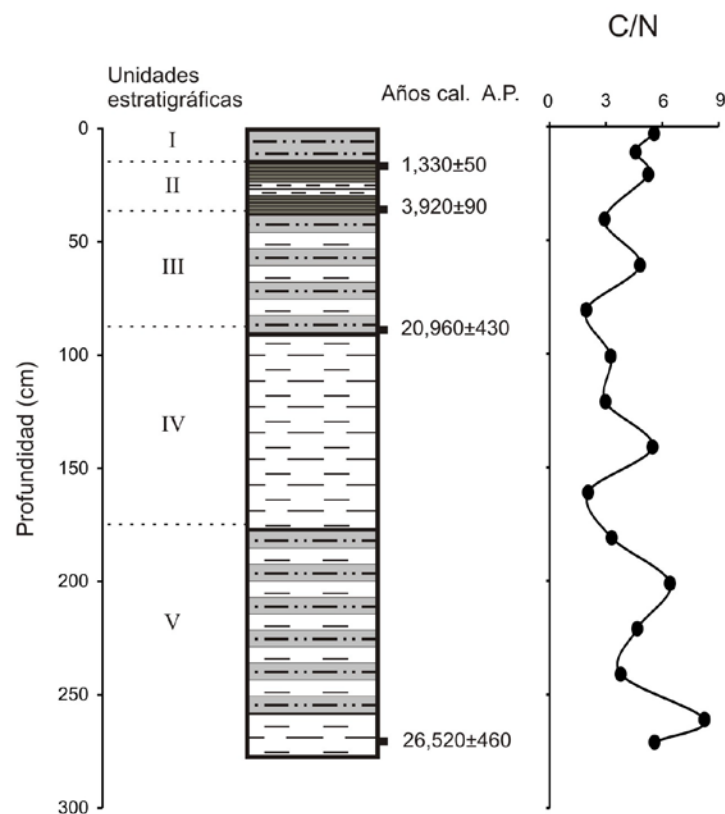


Figura 5.7. Distribución de C/N a lo largo del perfil GF.

Perfil NB

En los sedimentos del perfil NB, el valor de la relación C/N oscila entre 1 y 6.5 (Fig. 5.8). Esto, de manera similar al perfil GF, indica que el origen de la materia orgánica es principalmente lacustre. En las unidades V, IV, III y II los valores de C/N son en general bajos, varían entre 1.2 y 5.8. El cociente C/N aumenta ligeramente en la unidad I, donde oscila entre ca. 6 y 6.5. En esta unidad se encontraron restos de plantas.

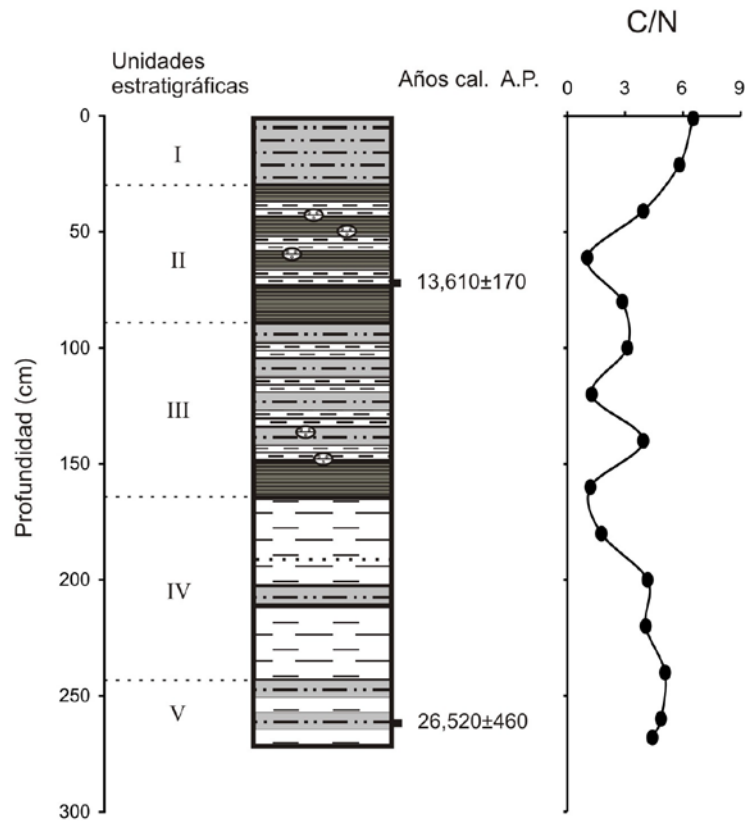


Figura 5.8. Distribución de C/N a lo largo del perfil NB.

5.5 Elementos mayores

5.5.1 Elementos mayores en los sedimentos lacustres

La concentración de los elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) se presenta expresada como porcentaje en peso (wt %) de sus respectivos óxidos. Su distribución a lo largo de las diferentes unidades estratigráficas en los perfiles GF y NB se muestra en las figuras 5.9 y 5.10. De acuerdo con los resultados del análisis multielemental, los componentes principales en ambos perfiles son el silicio (Si) y el aluminio (Al), observándose también altos valores de calcio (Ca) y fierro (Fe).

En las tablas 6 y 7 se presentan los coeficientes de correlación entre los elementos mayores y los traza (sección 5.7). Los coeficientes fueron calculados mediante el programa Statistica y estandarizados mediante una transformación de la función z, tal que:

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

Donde x es el valor de la variable, μ es la media y σ es la desviación estándar.

Perfil GF

En este perfil, los elementos Al_2O_3 , Fe_2O_3 y TiO_2 presentan una correlación positiva, significativa al $p < 0.05$, mientras que tienen una correlación negativa con CaO y MnO . El SiO_2 presenta, por su parte, una correlación negativa con el MgO y CaO , mientras que el MgO tiene correlación positiva con el Fe_2O_3 (Tabla 5).

De acuerdo con la distribución de los elementos mayores contenidos a lo largo del perfil (Fig. 5.9) se observa que, en la unidad V el comportamiento del CaO es comparable al del MnO (presentando ambos valores altos a los 275 y 251 cm) y opuesto al del TiO_2 y MgO . Asimismo la distribución del Al_2O_3 es comparable a la del Fe_2O_3 , mientras que el Na_2O y el SiO_2 muestra valores altos sin variaciones significativas y el K_2O presenta valores bajos relativamente constantes

En la unidad IV, TiO_2 , Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 y MgO presentan en general valores altos y sin gran variación, en comparación con la unidad anterior, mostrando el Al_2O_3 una mayor abundancia a los 161 cm y el TiO_2 a los 171 cm. Por otro lado el contenido de K_2O , el Na_2O y el CaO disminuye en comparación con la unidad V, presentando el CaO menor abundancia a los 161 y entre 141 y 121 cm.

En la unidad III el contenido de SiO_2 presenta diversas fluctuaciones, su comportamiento a lo largo de esta unidad es semejante al del Na_2O y el K_2O , y opuesto al del MgO y Fe_2O_3 (los cuales presentan una mayor concentración a los 81, 61 y 41 cm). De igual manera, el CaO muestra un incremento entre 91 y 61 cm, el mismo intervalo donde el Al_2O_3 y el TiO_2 presentan una disminución en abundancia.

En la unidad II, la tendencia de los óxidos de Si, Ti, Al, Fe, Na y K es similar, mostrando una disminución significativa a los 21 cm, mientras que los óxidos de Mn y Ca presentan mayor abundancia a esa misma profundidad. El MgO también posee valores altos en la unidad II; sin embargo, éstos se observan entre 31 y 21 cm.

Finalmente en la unidad I la concentración del SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O_3 y P_2O_5 aumenta, presentándose valores relativamente altos, mientras que la del MnO , MgO , CaO y Na_2O disminuye.

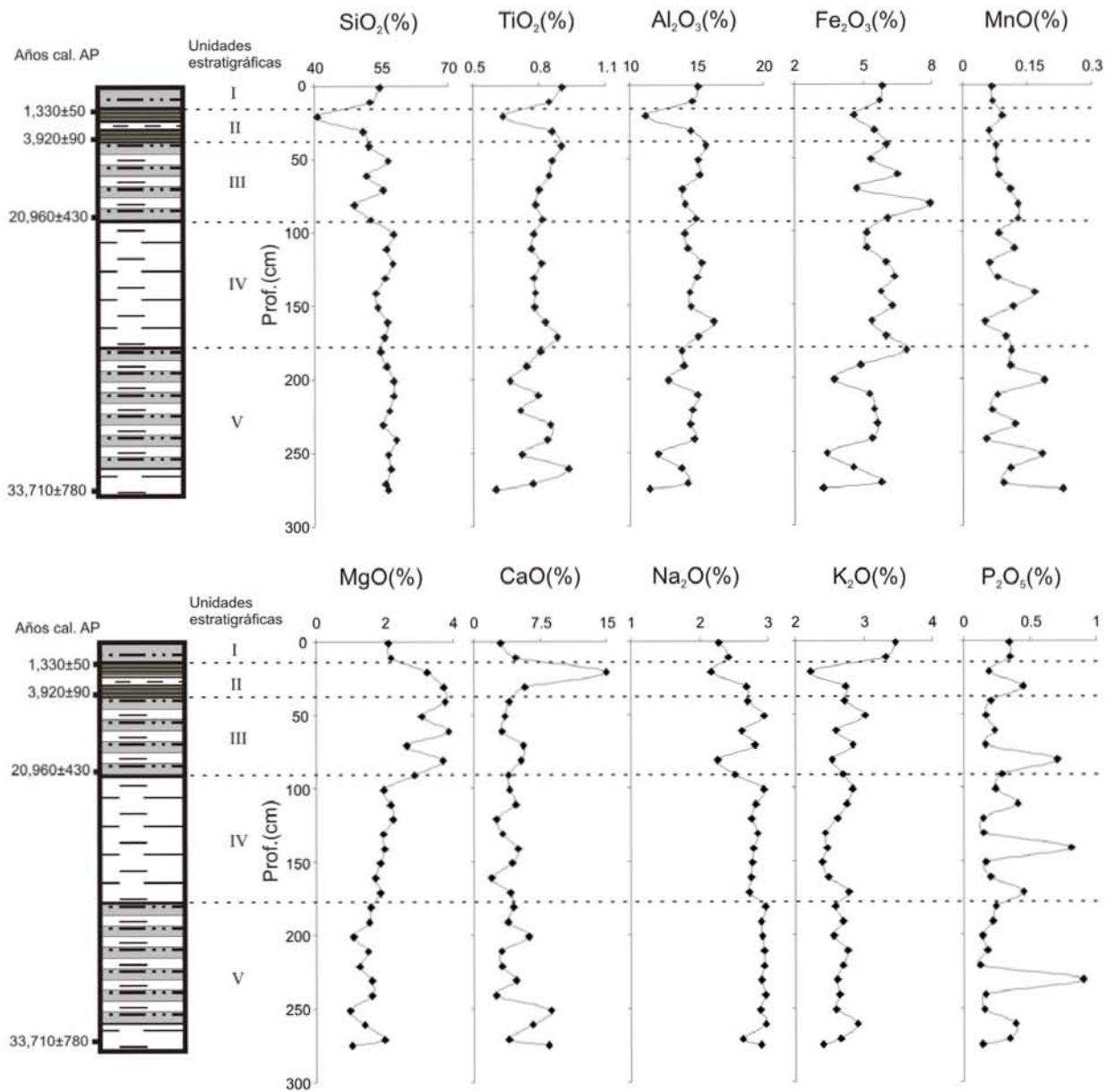


Figura 5.9. Distribución de los elementos mayores, expresados como óxidos, a lo largo del perfil GF.

Tabla 5. Coeficientes de correlación entre los elementos mayores y trazas estandarizados en el perfil GF

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Th	Ni	Cu	Zn	Cr
SiO ₂	1.0	0.1	0.3	-0.3	0.1	-0.7	-0.6	0.4	0.2	-0.2	0.5	-0.7	0.0	0.4	0.0	0.3	-0.2	0.4	0.1	0.1
TiO ₂	0.1	1.0	0.7	0.5	-0.6	0.3	-0.5	-0.1	0.6	0.3	0.5	-0.3	0.3	0.1	0.2	0.4	0.4	0.0	0.5	0.3
Al ₂ O ₃	0.3	0.7	1.0	0.6	-0.7	0.3	-0.9	0.2	0.4	0.1	0.8	-0.6	-0.1	0.4	0.1	0.6	0.5	0.2	0.8	0.6
Fe ₂ O ₃	-0.3	0.5	0.6	1.0	-0.5	0.5	-0.5	-0.3	0.0	0.4	0.4	-0.3	-0.2	0.1	-0.2	0.4	0.7	0.1	0.7	0.2
MnO	0.1	-0.6	-0.7	-0.5	1.0	-0.4	0.5	0.0	-0.4	0.1	-0.5	0.3	0.0	0.2	0.0	-0.4	-0.2	0.0	-0.5	-0.5
MgO	-0.7	0.3	0.3	0.5	-0.4	1.0	0.0	-0.3	0.0	0.2	0.1	0.3	-0.1	-0.2	0.1	0.3	0.4	-0.2	0.3	0.0
CaO	-0.6	-0.5	-0.9	-0.5	0.5	0.0	1.0	-0.2	-0.4	0.0	-0.9	0.8	0.2	-0.5	0.0	-0.7	-0.4	-0.4	-0.8	-0.4
Na ₂ O	0.4	-0.1	0.2	-0.3	0.0	-0.3	-0.2	1.0	-0.2	-0.2	0.1	0.0	0.1	0.4	0.3	0.0	-0.2	0.0	0.0	0.7
K ₂ O	0.2	0.6	0.4	0.0	-0.4	0.0	-0.4	-0.2	1.0	0.0	0.5	-0.4	0.1	0.0	0.3	0.4	-0.1	-0.1	0.1	0.0
P ₂ O ₅	-0.2	0.3	0.1	0.4	0.1	0.2	0.0	-0.2	0.0	1.0	-0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	-0.2	0.4	-0.1	0.2	0.0
Rb	0.5	0.5	0.8	0.4	-0.5	0.1	-0.9	0.1	0.5	-0.1	1.0	-0.7	-0.3	0.6	0.2	0.7	0.4	0.5	0.7	0.3
Sr	-0.7	-0.3	-0.6	-0.3	0.3	0.3	0.8	0.0	-0.4	0.1	-0.7	1.0	0.3	-0.4	0.3	-0.6	-0.3	-0.5	-0.6	-0.1
Ba	0.0	0.3	-0.1	-0.2	0.0	-0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	-0.3	0.3	1.0	-0.3	0.0	-0.4	-0.3	-0.4	-0.4	0.3
Y	0.4	0.1	0.4	0.1	0.2	-0.2	-0.5	0.4	0.0	0.1	0.6	-0.4	-0.3	1.0	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.3
Zr	0.0	0.2	0.1	-0.2	0.0	0.1	0.0	0.3	0.3	0.0	0.2	0.3	0.0	0.4	1.0	0.1	-0.1	0.0	-0.2	0.2
Th	0.3	0.4	0.6	0.4	-0.4	0.3	-0.7	0.0	0.4	-0.2	0.7	-0.6	-0.4	0.4	0.1	1.0	0.4	0.4	0.7	0.2
Ni	-0.2	0.4	0.5	0.7	-0.2	0.4	-0.4	-0.2	-0.1	0.4	0.4	-0.3	-0.3	0.4	-0.1	0.4	1.0	0.3	0.8	0.1
Cu	0.4	0.0	0.2	0.1	0.0	-0.2	-0.4	0.0	-0.1	-0.1	0.5	-0.5	-0.4	0.4	0.0	0.4	0.3	1.0	0.4	0.0
Zn	0.1	0.5	0.8	0.7	-0.5	0.3	-0.8	0.0	0.1	0.2	0.7	-0.6	-0.4	0.5	-0.2	0.7	0.8	0.4	1.0	0.3
Cr	0.1	0.3	0.6	0.2	-0.5	0.0	-0.4	0.7	0.0	0.0	0.3	-0.1	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.0	0.3	1.0

Perfil NB

En este perfil, los elementos Al_2O_3 y TiO_2 presentan una correlación positiva. El K_2O , Na_2O y SiO_2 tienen una correlación positiva entre ellos, mientras los dos primeros muestran correlación negativa con el Fe_2O_3 . Este último presenta además una correlación positiva con el MgO . El SiO_2 y Al_2O_3 tienen una correlación negativa con el CaO (Tabla 6).

De acuerdo con la distribución de los elementos mayores contenidos a lo largo NB (Fig. 5.10) se observa que, en la unidad V el contenido de MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2 y Fe_2O_3 , presenta un valor relativamente bajo a 271 cm que aumenta hacia la cima de la unidad. Los óxidos de Ca y Mn disminuyen de manera gradual hacia la cima, mientras que los óxidos de Al y P aumentan levemente su concentración.

En la unidad IV la tendencia del SiO_2 es semejante a la del Al_2O_3 , ambos presentan menor abundancia en la base de la unidad. La distribución del Na_2O es comparable a la del K_2O y el TiO_2 en la parte inferior de la unidad, los tres presentan un incremento a los 210 cm. En la parte superior de la unidad el comportamiento de la curva del MgO es comparable a la del CaO , P_2O_5 y MnO (especialmente entre los 200-170 cm), mientras que es inverso a la del Na_2O , Al_2O_3 y SiO_2 .

En la unidad III se observa, en general, un aumento en el contenido de elementos mayores en comparación con las unidades anteriores. Las concentraciones de Na_2O y el K_2O presentan un incremento considerable entre 130-100 cm, contrario al Fe_2O_3 y MgO que presentan una disminución importante en este intervalo. A los 90 cm el perfil NB muestra una reducción significativa en el contenido de Na_2O , K_2O , SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , mientras que exhibe un aumento importante de CaO y en menor medida de MgO .

En la unidad II la distribución de Na_2O es comparable a la del K_2O y SiO_2 , estos exhiben valores altos entre 80-50 cm y una reducción significativa entre 50-30 cm. Por otro lado, el contenido de MgO , de Al_2O_3 y de Fe_2O_3 disminuye entre 80-50, seguido por un incremento. La concentración de CaO baja abruptamente a los 80 cm y aumenta de manera gradual hasta la cima de la unidad, donde el MnO presenta también un ligero incremento.

En la unidad I el contenido de los óxidos de Na, K, P, Mn y Si aumenta de manera gradual, mientras que el de los óxidos de Ca y Mg disminuye. Las concentraciones de TiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 se incrementan en la base de la unidad y desciende hacia la cima.

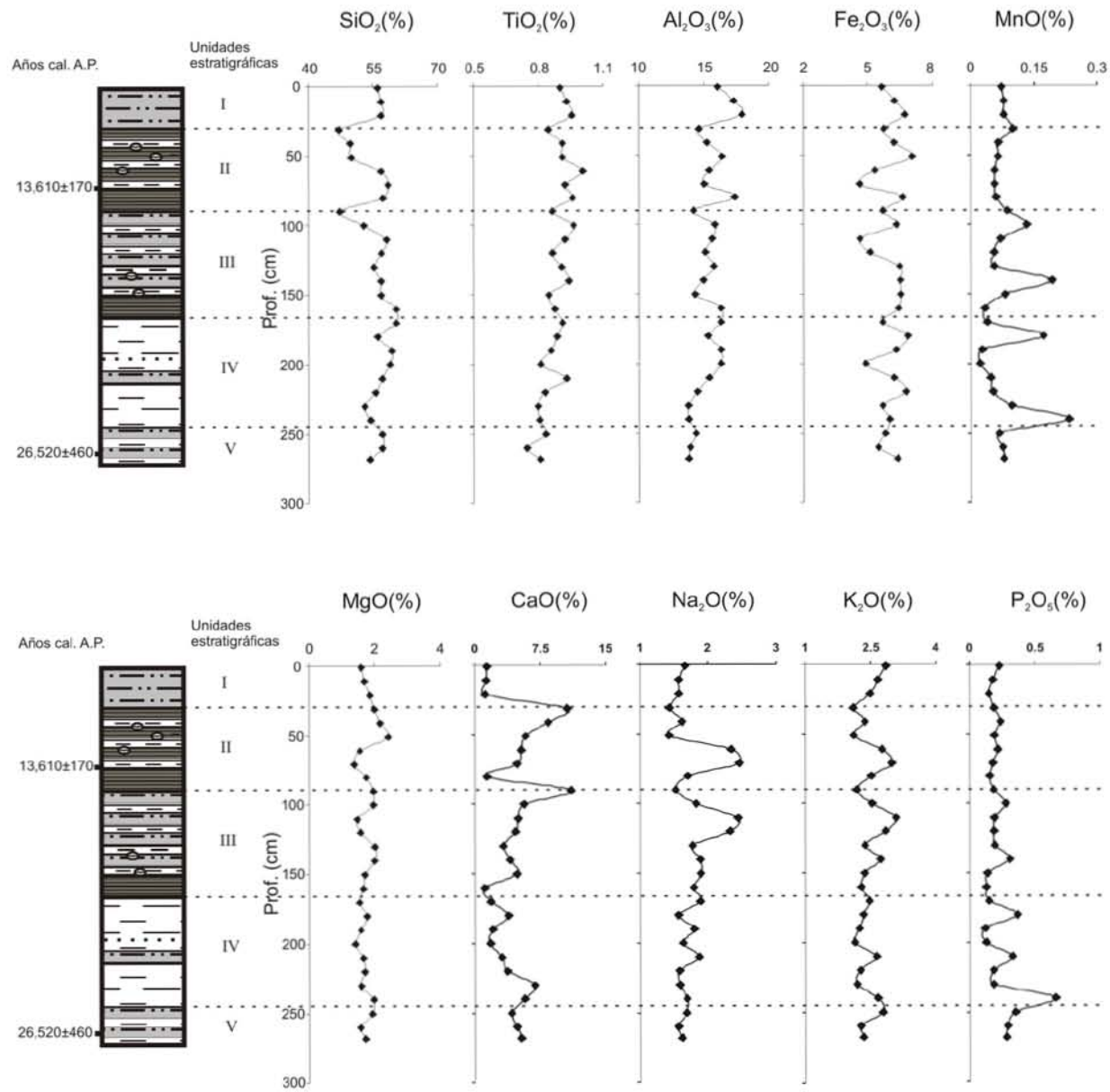


Figura 5.10. Distribución de los elementos mayores, expresados como óxidos, a lo largo del perfil NB.

Tabla 6. Coeficiente de correlación entre los elementos mayores y trazas en el perfil NB

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Th	Ni	Cu	Zn	Cr
SiO ₂	1.0	0,1	0,3	-0,2	-0,3	-0,7	-0,8	0,5	0,4	-0,1	0,5	-0,4	-0,3	0,1	0,6	0,3	-0,3	0,1	0,2	0,3
TiO ₂	0,1	1,0	0,6	0,1	-0,1	0,1	-0,2	0,4	0,5	-0,2	0,5	-0,2	0,1	0,1	0,6	0,1	0,1	-0,3	0,1	0,6
Al ₂ O ₃	0,3	0,6	1,0	0,2	-0,4	0,0	-0,7	0,0	0,1	-0,5	0,6	-0,8	-0,4	0,1	0,4	0,5	0,1	0,0	0,5	0,5
Fe ₂ O ₃	-0,2	0,1	0,2	1,0	0,2	0,6	-0,2	-0,6	-0,5	0,1	0,0	-0,2	0,1	0,4	-0,3	0,3	0,6	0,1	0,5	0,3
MnO	-0,3	-0,1	-0,4	0,2	1,0	0,4	0,3	-0,2	0,1	0,8	0,1	0,5	0,6	0,6	-0,2	0,1	0,7	0,4	0,1	-0,1
MgO	-0,7	0,1	0,0	0,6	0,4	1,0	0,4	-0,5	-0,3	0,3	-0,2	0,1	0,3	0,3	-0,4	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1
CaO	-0,8	-0,2	-0,7	-0,2	0,3	0,4	1,0	-0,1	-0,2	0,2	-0,7	0,7	0,4	-0,3	-0,5	-0,5	0,0	-0,4	-0,6	-0,5
Na ₂ O	0,5	0,4	0,0	-0,6	-0,2	-0,5	-0,1	1,0	0,7	-0,1	0,2	0,3	0,1	-0,3	0,6	-0,4	-0,6	-0,5	-0,6	-0,1
K ₂ O	0,4	0,5	0,1	-0,5	0,1	-0,3	-0,2	0,7	1,0	0,2	0,6	0,1	0,3	0,3	0,7	0,0	-0,2	0,0	-0,2	0,1
P ₂ O ₅	-0,1	-0,2	-0,5	0,1	0,8	0,3	0,2	-0,1	0,2	1,0	0,0	0,4	0,7	0,5	-0,3	0,1	0,4	0,4	0,1	0,0
Rb	0,5	0,5	0,6	0,0	0,1	-0,2	-0,7	0,2	0,6	0,0	1,0	-0,5	-0,1	0,6	0,7	0,5	0,2	0,4	0,5	0,3
Sr	-0,4	-0,2	-0,8	-0,2	0,5	0,1	0,7	0,3	0,1	0,4	-0,5	1,0	0,6	-0,2	-0,2	-0,5	-0,1	-0,3	-0,7	-0,4
Ba	-0,3	0,1	-0,4	0,1	0,6	0,3	0,4	0,1	0,3	0,7	-0,1	0,6	1,0	0,3	-0,2	-0,1	0,2	0,0	-0,2	0,0
Y	0,1	0,1	0,1	0,4	0,6	0,3	-0,3	-0,3	0,3	0,5	0,6	-0,2	0,3	1,0	0,2	0,6	0,8	0,7	0,7	0,3
Zr	0,6	0,6	0,4	-0,3	-0,2	-0,4	-0,5	0,6	0,7	-0,3	0,7	-0,2	-0,2	0,2	1,0	0,2	-0,3	0,0	0,0	0,3
Th	0,3	0,1	0,5	0,3	0,1	0,0	-0,5	-0,4	0,0	0,1	0,5	-0,5	-0,1	0,6	0,2	1,0	0,4	0,6	0,7	0,4
Ni	-0,3	0,1	0,1	0,6	0,7	0,6	0,0	-0,6	-0,2	0,4	0,2	-0,1	0,2	0,8	-0,3	0,4	1,0	0,5	0,7	0,2
Cu	0,1	-0,3	0,0	0,1	0,4	0,0	-0,4	-0,5	0,0	0,4	0,4	-0,3	0,0	0,7	0,0	0,6	0,5	1,0	0,7	0,2
Zn	0,2	0,1	0,5	0,5	0,1	0,2	-0,6	-0,6	-0,2	0,1	0,5	-0,7	-0,2	0,7	0,0	0,7	0,7	0,7	1,0	0,5
Cr	0,3	0,6	0,5	0,3	-0,1	0,0	-0,5	-0,1	0,1	0,0	0,3	-0,4	0,0	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,5	1,0

5.5.2 Elementos mayores y clasificación química de las muestras de roca

Los resultados de los análisis de elementos mayores para las diez muestras de rocas ígneas, colectadas en la periferia de la cuenca (Fig. 4.1), son utilizados en el diagrama TAS (según Le Maitre *et al.*,1989), el cual clasifica químicamente a las rocas volcánicas de acuerdo con su contenido de álcalis totales y sílice (Fig.5.11). Para la elaboración del diagrama de clasificación se suman el contenido de Na₂O y K₂O (álcalis totales, TA en inglés), y se grafican en contra del contenido de SiO₂ (S) (Rollinson, 1994). La determinación de los diferentes tipos de roca en la cuenca es empleada para identificar la posible procedencia de los sedimentos.

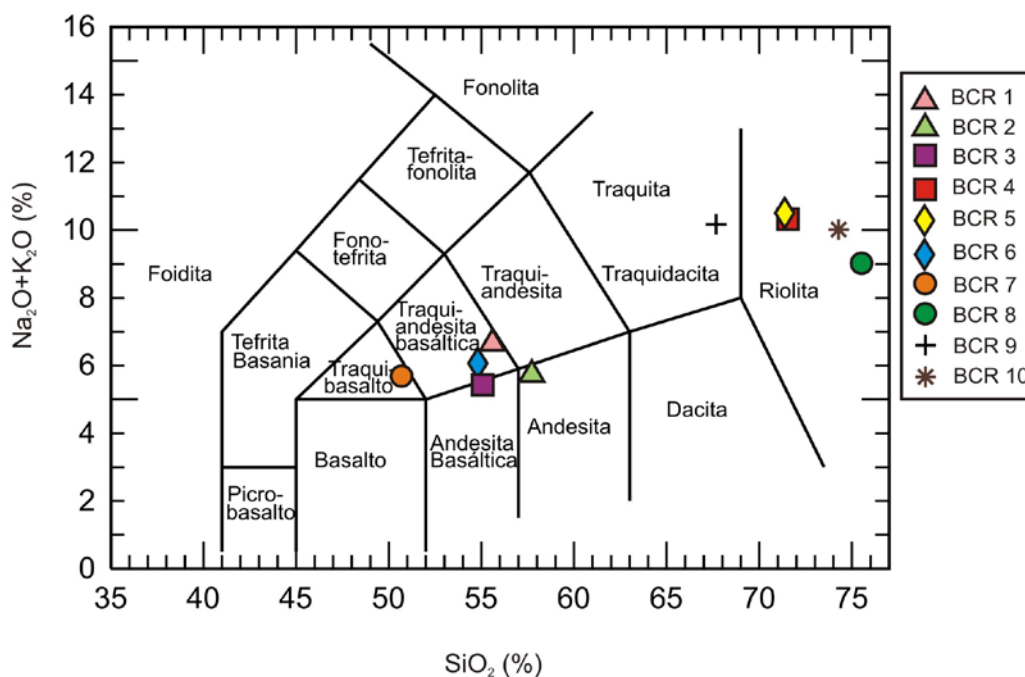


Figura 5.11. Diagrama de clasificación para rocas volcánicas según Le Maitre et al (1989).

De acuerdo con el diagrama TAS, las muestras de roca BCR1, BCR2 y BCR3 recolectadas al este de la Laguna Babícora (Fig. 4.1) son de composición traquiandesita basáltica, andesítica y basalto andesítica respectivamente; las rocas BCR4 y BCR5 colectadas en el sur de la Laguna son de tipo riolítico; las muestras BCR6 y BCR7 tomadas al suroeste son, la primera de composición traquiandesita basáltica y la segunda traquibasáltica; y finalmente las muestras de roca BCR8, BCR9 y BCR10 recolectadas al noroeste y norte de Babícora se clasifican como, traquidacita la BCR9 y como riolita las otras dos. Como complemento a esta clasificación química se realizó una descripción a mano de las rocas (Tabla 7), por lo que se determinó que, aunque tengan una composición química similar a la de las riolitas, las

muestras BCR5, BCR8 y BCR9 corresponden a tobas ácidas, mientras que la muestra BCR10 es una ignimbrita.

Tabla 7. Descripción a mano de las muestras de roca.

Muestra	Localización	Descripción
BCR1	Cerro Pelón, norte de Gómez Farías. 29°23'29.7" N y 107°45'26.8" O.	Textura vesicular y pseudoafanítica. Contiene óxidos de hierro y se ven olivinos muy intemperizados. Color. Al intemperismo – café oscuro. Al fresco – gris oscuro
BCR2	Sur Gómez Farías 29°20'2.1" N y 107°43'41.1" O.	No tiene estructura vesicular. Textura masiva y pseudoafanítica. Se observan pequeñas plagioclasas y óxidos de hierro. Color. Al intemperismo – café rojizo. Al fresco – gris oscuro
BCR3	Muestra tomada al sur de Gómez Farías, al norte de Peña Blanca. 29°19'13.6" N y 107°43'3.3" O.	Textura pseudoafanítica, presenta vesículas. Color rosa con manchas negras y blanco grisáceas. Lo blanco parecen ser cúmulos de plagioclasas.
BCR4	Detrás del cementerio de San José Babicora. 29°14'47" N y 107°45'8.5" O.	Textura fanerítica. Se identifican feldspatos de grano medio y biotitas oxidadas de grano medio y fino. Los feldspatos se observan de color blanco. A simple vista se ven también cristales de cuarzo. Color. Al intemperismo – gris Al fresco – gris claro
BCR5	Suroeste de la laguna. 29°14'9.2" N y 107°46'23" O.	Textura fanerítica, es deleznable. Color. Blanco – gris blancuzco. Se observan micas, feldspatos y cuarzo.
BCR6	Oeste de la laguna. Sur de Nicolás Bravo. 29°16'35.3" N y 107°54'47.7" O.	Textura pseudoafanítica, tiene vesículas. Se observan minerales de clorita y óxidos. Color. Al intemperismo – gris claro Al fresco – gris oscuro
BCR7	Oeste de la laguna. Sur de Nicolás Bravo. 29°19'16.2" N y 107°55'43.4" O.	Textura pseudoafanítica. Se observan vesículas pequeñas, cristales de plagioclasas y piroxenos. Color. Al intemperismo – café Al fresco – gris oscuro
BCR8	El Alamillo. 29°25'15.9" N y 107°54'58.4" O	Textura pseudoafanítica. Se observan pequeñas vesículas, así como cristales de feldspatos y micas. Color. Al intemperismo – rosa oscuro Al fresco – rosa claro.
BCR9	29°27'4.7" N y 107°52'30.9" O.	Textura pseudoafanítica. Se observan pequeñas vesículas, micas, feldspatos y cuarzo. Muy porosa. Está en capas, depósito de caída. Color: Al intemperismo – café muy oscuro Al fresco – gris-rosa-blanca.
BCR10	29°28'15.9" N y 107°48'58.5" O.	Textura fanerítica. Se observa muy porosa con mucho cuarzo, micas y fiame. Color: Al intemperismo – gris oscuro Al fresco – gris claro

5.5.3 Diagramas ternarios de intemperismo químico y procedencia.

Diagrama A-CN-K e índice de alteración química (CIA).

Las proporciones molares de Al_2O_3 (A), $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$ (CN) y K_2O (K) en las muestras de rocas y sedimento se grafican en el diagrama ternario A-CN-K (Fig. 5.12) de Nesbitt y Young (1984, 1989), donde CaO^* representa el contenido de CaO incorporado únicamente en la fracción siliciclástica (haciendo una corrección para el contenido de Ca asociados con los carbonatos y fosfatos).

Basándose en el hecho de que la corteza superior está dominada por rocas ricas en plagioclasas y feldespatos potásicos (Fedo et al., 1995), el diagrama A-CN-K es utilizado para evaluar la composición de las rocas frescas y examinar su tendencia composicional al aumentar el grado de intemperismo químico.

El intemperismo químico afecta de manera importante la geoquímica y mineralogía de los elementos mayores en la fracción siliciclástica, es por ello que una estimación cuantitativa del grado de intemperismo químico de dichas fracciones (extremo derecho de la figura 5.12) puede ser obtenida mediante el cálculo del Índice de Alteración Química (CIA, por sus siglas en inglés), el cual se define utilizando las proporciones molares de los óxidos de Al , Ca^* , Na y K , como:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

Este cociente refleja la remoción de cationes lábiles (como el Ca^{2+} , Na^+ , K^+) en comparación con los constituyentes residuales estables (Al^{3+} , Ti^{4+}) durante el intemperismo (Fedo et al., 1995). Valores de CIA menores a 50 son característicos de rocas y minerales no intemperizados. Valores entre 50 y 60 son indicativos de un intemperismo químico bajo, entre 60 y 80 representan un intemperismo moderado y valores mayores a 80 son propios de un intemperismo extremo.

Las gráficas de A-CN-K y CIA son útiles para estudiar las tendencias y grado del intemperismo químico, así como la posible composición inicial de los sedimentos siliciclásticos. Esto debido a que los feldespatos son los minerales lábiles más abundantes de la corteza superior;

consecuentemente el proceso dominante durante el intemperismo químico es la degradación de feldespatos y la formación de minerales secundarios como las caolinitas, esmectitas, y demás (Nesbitt y Young, 1982). Durante este proceso el calcio (Ca), sodio (Na) y potasio (K) son generalmente removidos de los feldespatos, por lo que la proporción de alúmina respecto a los álcalis generalmente se incrementa en el producto de intemperismo (Nesbitt y Young, 1982).

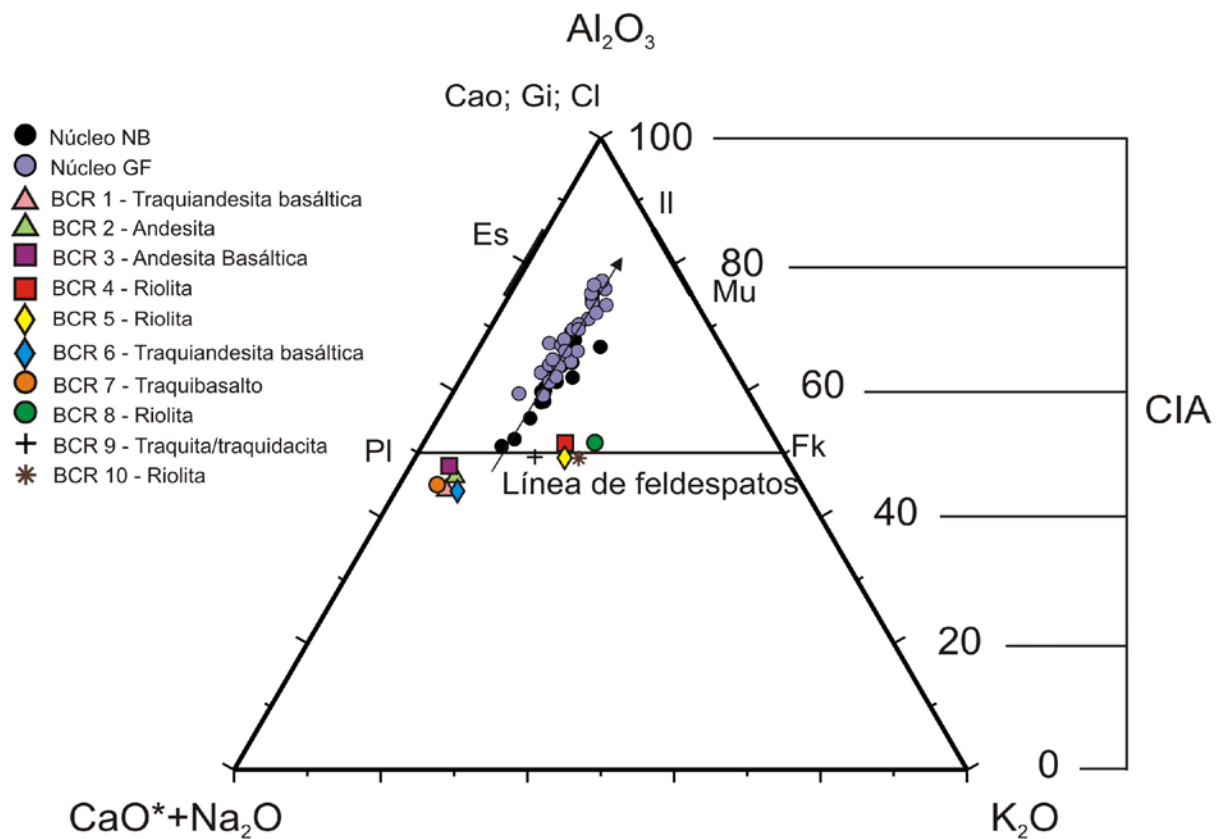


Figura 5.12. Diagrama ternario A-CN-K y escala de valores del índice de alteración química (CIA).

En el diagrama, plagioclasas (Pl) y feldespatos potásicos (Fk) se grafican al 50% del Al_2O_3 en las líneas A-CN y A-K, respectivamente. La línea que une a las plagioclasas y a los feldespatos potásicos se denomina "Línea de los feldespatos" (Fig. 5.12). Los minerales illita (Il) y moscovita (Mu) se grafican sobre la línea A-K entre 75 y 85% de Al_2O_3 , mientras que la esmectita (Es) se grafica en la línea A-CN al 75-85% de Al_2O_3 . Por último, los minerales caolinita (Cao), gibsita (Gi) y clorita (Cl) se grafican al 100% de Al_2O_3 en la esquina superior.

En la figura 5.12, las muestras de roca se dividen en dos grupos: BCR1, BCR2, BCR3, BCR7 y BCR8 se grafican más cerca de la línea A-CN, lo cual significa que la proporción de

plagioclasas es mucho mayor que la de feldespatos K (entre 85-95% de plagioclasa y 5-15% de feldespato K); BCR4, BCR5, BCR6, BCR9 y BCR10 tienen una proporción más similar entre ambos feldespatos (aunque en el caso de la muestra 9 la plagioclasa sí es claramente más abundante) y su composición es más félsica. Los sedimentos lacustres de los perfiles GF y NB presentan una tendencia muy similar y siguen un arreglo lineal casi paralelo al eje A-CN. Esto último indica que las plagioclasas son más susceptibles de ser alteradas que los feldespatos potásicos.

La flecha extendida a través de los sedimentos se proyecta a la línea de los feldespatos interceptándola en un punto que señala la proporción de plagioclasa y feldespato potásico de la roca madre. En este caso la flecha indica que la posible fuente de los sedimentos lacustres está enriquecida en plagioclasa (alrededor de 80%), en comparación con la proporción de feldespato potásico (menor al 20%). Las rocas básicas/intermedias tienen una composición más parecida con la del punto de intersección de la flecha, sin embargo el hecho de que la línea no sea paralela a A-CN y exista un desplazamiento hacia las rocas más félsicas indica que, aunque en menor grado, hay un aporte de dicho material (especialmente proveniente de la roca tipo traquidacita/traquita, BCR9) al sedimento lacustre estudiado.

Las muestras del perfil GF, por otro lado, presentan en general un intemperismo químico menor que las muestras de NB. En el primero los valores de CIA varían entre 51 y 69, mientras que en el segundo lo hacen entre 59 y 77. Todo lo cual sugiere un grado de intemperismo químico desde muy bajo, o casi nulo, hasta moderado. Por otro lado, los valores de CIA para las muestras de roca fluctúan entre 44 y 51, característico de rocas no intemperizadas.

Diagrama A-C-N e índice de alteración de las plagioclasas (PIA).

El diagrama A-C-N es utilizado para examinar la tendencia del intemperismo de las plagioclasas, así como restringir la composición inicial de la roca fuente. Para ello las proporciones molares de $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ (Al menos su parte asociada con K), CaO^* (C) y Na_2O (N) de los sedimentos lacustres y las muestras de roca se grafican en el diagrama ternario de Fedo et al. (1995) (Fig. 5.13). La anortita y la albita se grafican al 50% del $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ en las líneas A-C y A-N respectivamente. La línea que une a las plagioclasas sódicas con las cálcicas se denomina "línea de las plagioclasas".

Una estimación cuantitativa del grado de intemperismo químico de las plagioclasas presentes en los sedimentos siliciclásticos (Fig. 5.13) es obtenida mediante el cálculo del índice de Alteración de las Plagioclasas (PIA, en inglés). El cual se define, utilizando las proporciones molares de los óxidos, como:

$$PIA = [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)] \times 100$$

Esta ecuación resulta en valores próximos a 50 para rocas frescas y valores cercanos a 100 para minerales de arcilla como caolinita, illita y gibsita, consistentemente con los valores derivados de la ecuación de CIA (Fedo et al., 1995).

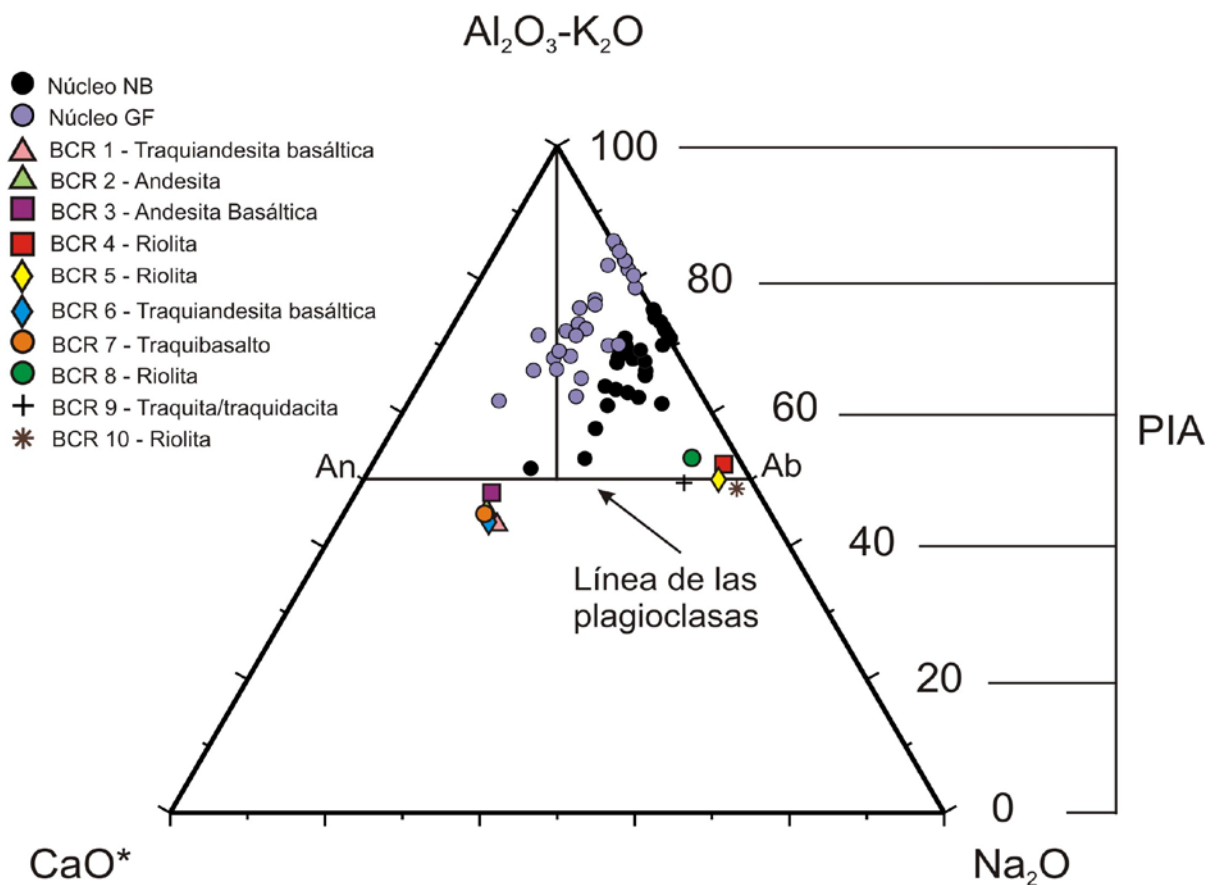


Figura 5.13. Diagrama ternario A-C-N y escala de valores para el índice de alteración de las plagioclasas (PIA).

De acuerdo con la figura 5.13, las muestras de roca intermedia/básica están enriquecidas en plagioclasa cálcica (alrededor de 70-60% de anortita y 30-40% albita), mientras que las ácidas lo están en plagioclasa sódica (5-20% de anortita y 80-95% de albita).

En el diagrama A-C-N se observa que la plagioclasa cálcica se intemperiza más rápidamente que la plagioclasa sódica. El incremento en el intemperismo resulta en la destrucción progresiva de anortita; este proceso eventualmente llega hasta el punto donde dicha plagioclasa ha sido completamente alterada. En este momento, las muestras se grafican cerca de la línea A-N (lo cual significa que la plagioclasa restante en las muestras es de tipo sódica) y se redirigen hacia el vértice A, una vez que el Na es extraído de los materiales residuales preferentemente al aluminio.

Al observar la tendencia seguida por las muestras al incrementarse el grado de intemperismo, se puede apreciar que el sedimento lacustre proviene de una fuente enriquecida en plagioclasa cálcica. Este hecho es más claro en el perfil NB. El perfil GF presenta, de manera más obvia que en el diagrama anterior, un aporte félsico más significativo que el experimentado por NB.

El valor de PIA para las muestras de GF varía entre 51 y 75, mientras que en NB fluctúa entre 61 y 85. Esto sugiere que el nivel de alteración de las plagioclasas oscila de casi nulo a alto. Finalmente el valor de las rocas oscila entre 43 y 52, indicativo de rocas no intemperizadas.

5.6 Elementos trazas.

La concentración de elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Th, Ni, Cu, Zn y Cr), a lo largo de las diferentes unidades estratigráficas de los perfiles GF y NB, se muestran en las figuras 5.14 y 5.15 respectivamente.

Perfil GF

En este perfil los elementos Rb, Y, Th, Ni y Zn tienen coeficientes de correlación positivos entre ellos y con el Al_2O_3 y TiO_2 y negativo con el Ca. El Sr a su vez, tiene una correlación negativa con el SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Rb, Th, Cu y Zn, mientras que su coeficiente es positivo con el CaO (Tabla 8).

En la figura 5.14 se observa que, en la parte basal de la unidad V la concentración de bario (Ba) presenta un incremento importante a los 261 cm y en menor medida a los 231 cm, siendo el primero comparable a un máximo en el contenido de TiO_2 (Fig. 5.9). La distribución del Rb es, a su vez, comparable a la del Th, Ni y Zn en la parte inferior de la unidad, donde presenta valores relativamente bajos. Por otro lado, la tendencia que exhibe el Sr es semejante (en esta unidad y a lo largo del perfil) a la del CaO, ambos muestran un aumento a los 251 y 201 cm. Asimismo, el Zr presenta también un incremento importante a los 251 y 201 cm.

En la unidad IV la distribución de Rb y de Zn es comparable a la de los elementos mayores Ti y Al, presentando valores altos y sin gran variación. En la parte inferior de la unidad la tendencia del Ba es semejante a la del Y y Zr, mostrando mayor abundancia a los 161 cm (de manera similar a los elementos mayores Al y en contraposición al Fe, Mn y Ca), aunque en general se observa poca variación.

En la unidad III el contenido de Th se mantiene sin fluctuaciones. La tendencia que muestra el Ni es comparable a la de Cu y Zn, los tres exhiben un aumento importante a los 61 cm. El Rb y el Ba, por su parte, no presentan variaciones significativas, excepto a los 81 cm que el primero muestra una disminución, y a los 51 donde el segundo exhibe un ligero aumento. Así mismo, el Sr muestra una mayor abundancia entre los 90-61 cm.

En la unidad II, la distribución del Rb, Y, Th, Ni, Cu, Zn, Cr y Zr son comparables, todos muestran una disminución significativa a los 21 cm (de manera similar al de los óxidos de Si, Ti, Al, Fe, Na y K). Las concentraciones de Sr y Ba por otro lado, aumentan alrededor de los 21 cm (de manera semejante a los óxidos de Mn y Ca).

Finalmente, en la unidad I el contenido de Sr y Ba disminuye, mientras que la concentración de los demás elementos traza aumenta.

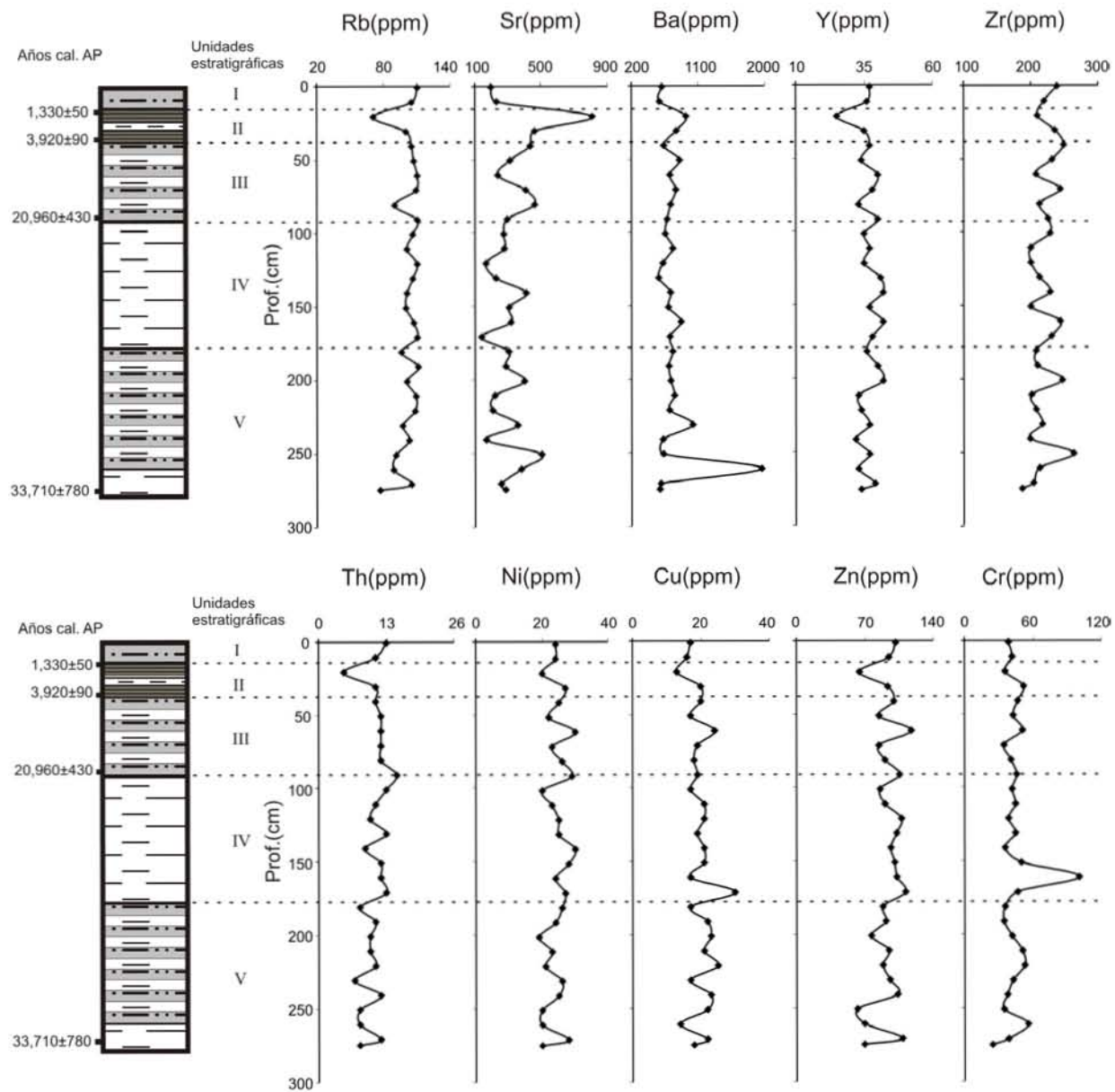


Figura 5.14. Distribución de los elementos traza a lo largo del perfil GF.

Perfil NB

En este perfil los elementos Rb, Y, Th, Ni, Zn y Cu tienen coeficientes de correlación positivos significativos a $p < 0.05$. Por otra parte el Rb, Zr y Cr tienen una correlación positiva con el Al_2O_3 y TiO_2 y opuesta con el CaO. El Sr a su vez, tiene una correlación negativa con el Al_2O_3 , Rb, Th, Zn y Cr, mientras que su coeficiente es positivo con el CaO (Tabla 6).

En la figura 5.15 se observa que, en la unidad V la distribución del Zr es comparable a la del Cr, ambos muestran mayor abundancia a los 250 cm. El contenido de Rb, Y Ni, Cu y Zn muestra un ligero aumento gradual de la base del perfil hacia la cima de la unidad, de manera opuesta al Th, Sr y Ba.

En la unidad IV el Ba, Y y Ni presentan un aumento en la concentración a los 240 y 180 cm, de manera opuesta a la tendencia exhibida por el Zr. El Th no muestra variaciones significativas a lo largo de la unidad, mientras que el Rb y el Zn exhiben ligeras fluctuaciones, mostrando una disminución en su contenido a los 230 cm. El Sr, por otro lado, presenta un aumento significativo entre los 250 y 210 cm.

En la parte inferior de la unidad III los elementos Rb, Ba, Y, Zr, Th, Ni y Cu presentan una mayor abundancia a los 160 cm, mientras que el Sr, Zn y Cr lo hacen entre los 160 y 140 cm. En la parte superior de la unidad, el contenido de Y, Th, Ni, Th, Cu, Zn y Cr aumenta a los 100 cm de profundidad y disminuye en la cima, siguiendo una tendencia opuesta a la del Sr.

En la unidad II la concentración de Ba, Y y Cu presentan poca variación, excepto en la base de la unidad, donde el primero exhibe un ligero decremento y los otros un incremento. El Sr, por su parte muestra mayor abundancia entre 80 y 50 cm, así como hacia la cima de la unidad (de manera opuesta al Th, Ni y Zn). El Rb por otro lado, presenta valores más altos a los 80 cm y disminuye de forma gradual hacia la cima de la unidad. La distribución del Ni y Zn es comparable al de los elementos mayores Fe y Al. Asimismo, el comportamiento de la curva de Zr es semejante a la del SiO_2 , ambas exhiben mayor abundancia entre los 90 y 50 cm, disminuyendo hacia la cima.

Finalmente en la unidad I el contenido de Rb, Y, Zr, Th, Cu y Zn aumenta de manera gradual hacia la cima, alcanzando en esta unidad los valores más altos a lo largo del perfil, en contraposición al contenido de Sr. Por su parte, el Ni exhibe una concentración mayor en la base de la unidad que disminuye ligeramente hacia la parte superficial del perfil.

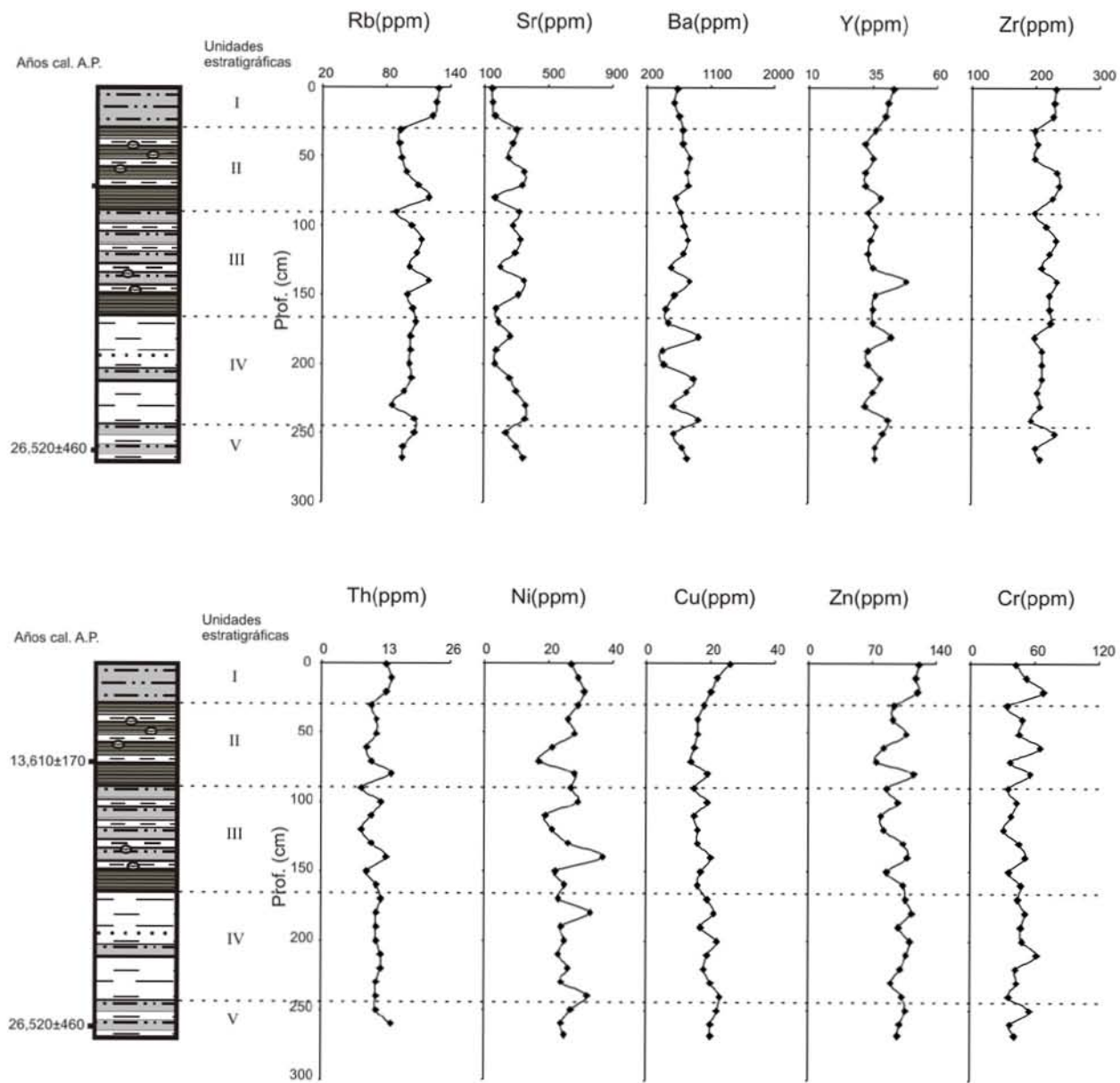


Figura 5.15. Distribución de los elementos traza a lo largo del perfil NB.

5.7 Mineralogía

Los análisis de DRX realizados a muestras de las secuencias GF y NB indican que los sedimentos lacustres están constituidos por minerales detríticos y autigénicos. Los detríticos están conformados por cuarzo, tridimita y cristobalita (polimorfos de sílice), feldespatos (plagioclasas y feldespatos potásicos), anfíbol y zeolita. La calcita es el único mineral autigénico, esto se asume debido a que no se encontraron depósitos de carbonato en las inmediaciones de la cuenca.

La abundancia (en porcentajes) de los minerales identificados a lo largo de las secuencias lacustres fue estimada de forma semicuantitativa. De acuerdo con esto, en las tablas 8 y 9, minerales cuya proporción es menor al 10% se considera que se presentan en cantidades trazas y se les designa con un signo de mas "+", de igual forma los que se encuentran en concentraciones entre 10 y 20% se les designa como "++" y se considera se presentan en cantidades menores. Los minerales presentes en proporciones medias (20-30 %) se denotan como "+++", aquellos contenidos en concentraciones altas (30-40 %) se designan como "++++", y finalmente los minerales que se presentan de manera abundante (>40 %) en las muestras de sedimento, se denotan como "+++++".

Debido a la baja cristalinidad de las muestras, fue difícil identificar a los minerales presentes en concentraciones trazas.

Perfil GF

La distribución mineralógica en el perfil GF se presenta en la Tabla 8. Los minerales más abundantes a lo largo de la secuencia son: cuarzo y feldespatos, seguidos por calcita, cristobalita/tridimita y caolinita. En cantidades trazas se encuentran anfíbol y zeolita.

En la unidad V (276-179 cm) se estimó una concentración media-alta de cuarzo, seguida en abundancia por los feldespatos. La calcita presenta mayor abundancia en la parte basal del perfil y a los 201 cm. La proporción de cristobalita/tridimita es en general baja, mientras que se identificó caolinita en concentraciones traza a los 171, 241, 231 y 211 cm. Por su parte, en la base de la unidad y a los 221, 211 y 181 cm. se identificaron zeolitas en cantidades traza.

A lo largo de la unidad IV (179-90 cm), de manera semejante a la unidad anterior, el contenido de cristobalita/tridimita se mantiene bajo, mientras que la caolinita se presenta en

concentraciones bajas-trazas a los 161, 151, 121, 101 y 91 cm. La proporción de calcita es generalmente baja, observándose una abundancia relativamente mayor a los 151cm. Los feldespatos presentan fluctuaciones en su concentración y el cuarzo se encuentra en cantidades altas.

En la unidad III (90-39 cm) las muestras analizadas presentan un contenido alto de cuarzo. La cristobalita/tridimita se mantiene baja, al igual que la calcita. La caolinita aumenta su concentración a baja a los 81, 61 y 41 cm. La proporción de feldespatos, por su parte, es media sin variaciones significativas.

En la unidad II (39-16 cm) la proporción de cuarzo disminuye, especialmente a los 21 cm (donde se presenta entre 10-20%). Los feldespatos muestran una abundancia alta que disminuye a los 21 cm. A esta misma profundidad, se encuentra la máxima abundancia de calcita (> 40%) de todo el perfil. En las muestras analizadas, la cristobalita/tridimita se presentan en cantidades traza, mientras que no se identificó caolinita.

A lo largo de la unidad I (16-0 cm) se observa muy poca variación en la proporción de cada mineral. La abundancia de feldespatos y calcita disminuye en comparación con la unidad anterior, de manera opuesta a la cristobalita/tridimita y el cuarzo que se incrementan ligeramente. La caolinita, por otro lado, presenta mayor abundancia en esta unidad.

Tabla 8. Estimación semicuantitativa de los minerales detríticos y autigénicos en los sedimentos del perfil GF.

Profundidad (cm)	Cuarzo	Feldespato	Cristobalita/Tridimita	Caolinita	Zeolita	Calcita
1	+++	+++	++	++		+++
11	++++	++	++	++		+++
21	+	+++	+			+++++
31	+++	++++	+			++
41	++++	++++	++	+		++
51	+++++	+++	++	+		++
61	+++	+++	++	++		++
71	++++	+++	++			+++
81	+++	+++	++	++		++
91	+++	+++	++	++		++
101	++++	+++	++	+		++
111	++++	+++++	++			++
121	++++	+++	++	++		++
131	++++	+++	++			+++
141	+++	+++	+++	+		++
151	++++	++	++	+		+++
161	+++	+++++	++			+
171	+++++	++	++			++
181	+++	+++	++		+	+++
191	++++	+++	++			++
201	+++	+++	++	+		+++
211	++++	+++	++	+	+	++
221	+++	++++	++		+	++
231	++++	+++	+++	+		++
241	++++	+++	+++	+		+
251	+++++	+++	+			+++
261	++++	+++	++			+++
271	+++	+++	++	+		+++
275	++	+++	+++		+	+++

Concentración: + traza, ++ baja, +++ media, ++++ alta, +++++ abundante

Perfil NB

La distribución de los minerales identificados en el perfil NB se presenta en la Tabla 9. De manera semejante al perfil GF, los minerales más abundantes a lo largo de la secuencia son: el cuarzo y los feldespatos, seguidos por cristobalita/tridimita y calcita. En menor concentración se encuentra la caolinita, mientras que en cantidades traza se presentan zeolitas y anfíboles.

A lo largo de la unidad V (272-243 cm) la proporción de la cristobalita/tridimita es baja. El contenido de calcita es alto en la base del perfil y disminuye a medio en la parte superior de la unidad. De manera opuesta, el contenido de cuarzo y feldespatos es menor en la base (medio y bajo, respectivamente) y aumenta (alto y medio) hacia la cima de la unidad. La caolinita se presenta en cantidades bajas a los 260 cm.

En la unidad IV (243-169 cm) el contenido de calcita es en general bajo, excepto en la base de la unidad y a los 180 cm. La concentración de cuarzo y feldespato es en su mayor parte alta, sin embargo disminuye a baja a los 220 cm. A esta misma profundidad la cristobalita/tridimita se presenta en cantidades abundantes, mientras que en el resto de la unidad oscila entre una concentración media y baja.

En la unidad III (169-90 cm) se encuentran zeolitas en cantidades traza a los 120 y 100 cm. El cuarzo y los feldespatos se presentan en concentraciones de media a alta. Por su parte, la proporción de calcita es baja excepto a los 150 cm. Finalmente, a los 160 cm se identificó caolinita en proporciones bajas.

En la unidad II (90-30 cm) el contenido de cristobalita/tridimita es en general bajo. El cuarzo y los feldespatos se encuentran en proporciones bajas en la parte basal y superior de la unidad. La calcita se comporta de forma opuesta a estos dos últimos, con su concentración más alta a los 90 cm y entre 51-31 cm; y más baja entre 80 y 61 cm. A los 80 y 71 cm se identificó caolinita.

En la unidad I (30-0 cm), se observan cantidades traza de anfíboles en la cima. La caolinita aumenta su abundancia de traza a baja, mientras que el cuarzo y los feldespatos se encuentran en proporciones medias-altas a lo largo de la unidad. No se identificó calcita.

Tabla 9. Estimación semicuantitativa de los minerales detríticos y autigénicos en los sedimentos del perfil NB.

Profundidad (cm)	Cuarzo	Feldespato	Cristobalita/Tridimita	Anfibol	Caolinita	Zeolita	Calcita
1	+++	++++	+++	+	++		
11	+++	+++	+++		++		
21	++++	+++	+++		++		
31	++	+++	+++				++++
41	+++	+++	++				++++
51	++	++	+++				++++
61	++++	+++	++		+		++
71	++++	++++	+				+
80	++++	+++	++		++		+
90	++	++	++				+++++
100	+++	++++	++			+	+++
110	+++	++++	++		+		+
120	+++	+++	+++			+	++
130	++++	++++	++				++
140	+++	++++	++				++
150	++++	+++	++				+++
160	++++	+++	+		++		+
170	++++	++++	+++		+		+
180	+++	+++	+++				+++
190	++++	++++	+++		+		+
200	++++	++++	+++				+
210	++++	++++	++				++
220	++	++	+++++				+
230	++++	+++	++				++++
240	+++	+++	++				+++
250	+++	++++	++				++
260	+++	+++	++		++		+++
268	++++	+++	++				++++

Concentración: + traza, ++ baja, +++ media, ++++ alta, +++++ abundante

5.8. Indicadores geoquímicos

Las condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas en Babícora son inferidas del conjunto de indicadores geoquímicos: C_{org} , CO_3 , C/N, CIA, Zr/Al, Ti/Al, Si/Al y Sr/Rb (Figuras 5.16 y 5.17). La abundancia de C_{org} en los perfiles, está relacionada con la productividad y la preservación de materia orgánica en el sedimento. No obstante, la materia orgánica presente puede tener un origen tanto lacustre como terrestre, por lo que se utiliza el cociente C/N para determinar dicho origen. La abundancia de CO_3 se utiliza a su vez como indicativo de la salinidad y las

condiciones de evaporación en Babícora. El valor de CIA proporciona una estimación cuantitativa del grado de intemperismo, ya que este proceso afecta de manera importante la geoquímica de los elementos mayores en la fracción siliciclástica.

Los elementos Al y Zr son utilizados para inferir variaciones en el flujo de sedimento terrígeno que entra a la cuenca (Lückge *et al.*, 2000). Un aumento en el valor de la relación Zr/Al refleja la entrada de sedimento proveniente de una fuente enriquecida en zircón (como depósitos eólicos) (Müller *et al.*, 2001). De manera semejante la concentración de Ti, debido a que este elemento es considerado entre los más inmóviles durante los procesos de intemperismo, es utilizado como indicador de aporte clástico (Haug *et al.*, 2001; Cheshire *et al.*, 2005; Sosa Nájera *et al.*, 2010; entre otros). Por otro lado, el cociente Ti/Al es empleado en el estudio de la proveniencia de los sedimentos, un incremento en el valor de dicho cociente significa un aumento en la contribución máfica en el sistema sedimentario (Andersson *et al.*, 2004). Igualmente, un crecimiento en el cociente Si/Al se interpreta, a su vez, como cambios en el flujo de Si debidos a una mayor contribución félsica, condiciones biogénicas asociadas con un incremento en la producción de organismos planctónicos, o a procesos eólicos que trasportan cuarzo a la cuenca (Werne *et al.*, 2002).

El estroncio tiene una correlación positiva, significativas a un nivel $p < 0.05$, con el óxido de calcio y generalmente más baja o negativa con el resto de los elementos (Tablas 6 y 7). Por otro lado, estos dos elementos tienen a su vez una correlación positiva significativa con el CO_3 (Tablas 10 y 11). El Rb tiene una correlación negativa con el carbonato y positiva con el Al_2O_3 , TiO_2 (ambos insolubles y cuya presencia se relaciona con el aporte de clásticos). El Rb tiene también una correlación positiva con el K_2O , el primero de estos se encuentra generalmente en los minerales que contienen potasio (p.ej. arcillas y feldespato potásico), donde puede fácilmente sustituirle en la red cristalina debido a la similitud de sus radios iónicos y carga. Por lo tanto, debido a que el Sr está relacionado con la presencia de carbonato precipitado, mientras que el Rb esta asociado con materiales clásticos, valores altos de Sr/Rb sugieren mayor evaporación y salinidad.

Tabla 10. Coeficientes de correlación entre el CO_3 y los elementos mayores y trazas del perfil GF.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Th	Ni	Cu	Zn	Cr
CO ₃	-0.6	-0.7	-0.9	-0.5	0.4	0.0	0.9	-0.2	-0.4	-0.2	-0.8	0.7	0.1	-0.6	-0.1	-0.7	-0.5	-0.3	-0.7	-0.4

Tabla 11. Coeficientes de correlación entre el CO₃ y los elementos mayores y trazas del perfil NB.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Th	Ni	Cu	Zn	Cr
CO ₃	-0.8	-0.2	-0.6	-0.2	0.1	0.3	1.0	-0.1	-0.3	0.0	-0.7	0.6	0.2	-0.4	-0.5	-0.6	-0.1	-0.4	-0.6	-0.4

Perfil GF

Las fluctuaciones en el valor de los indicadores geoquímicos, a lo largo de los perfiles GF y NB, se presentan en las figuras 5.16 y 5.17.

En la unidad V (276-179 cm) se registran diversas variaciones en los parámetros descritos anteriormente. A los 275, 261-241 y 211-191 cm, aumentan los valores de CO₃ y Sr/Rb. De igual manera a estas profundidades se observan incrementos en las relaciones Zr/Al y Si/Al. El cociente Ti/Al no varía considerablemente a lo largo de esta zona, sin embargo se observa un ligero crecimiento a los 261 cm. El índice de intemperismo presenta algunas variaciones, siendo mayor su valor entre 241 y 211 cm. La concentración de materia orgánica, por su parte, es relativamente alta (especialmente a los 221 cm), de igual manera que el valor de C/N.

En la unidad IV (179-90 cm) el promedio del contenido de materia orgánica disminuye, de igual manera que el cociente C/N. El valor de TiO₂ disminuye gradualmente a partir de los 170 cm, aunque aumenta ligeramente a los 120 y hacia la cima de la zona. La concentración de carbonato se reduce considerablemente, mientras que el índice de intemperismo presenta en general valores más altos (con un promedio de 65) especialmente a los 160 cm (donde el valor de CO₃ es menor). Los valores de las relaciones Zr/Al, Si/Al y Sr/Rb son relativamente más bajos. El cociente Ti/Al varía muy poco, aumentando ligeramente hacia la cima.

En la unidad III (169-90 cm) el contenido de materia orgánica y de carbonato se mantienen bajos, sin embargo hay un ligero aumento en el cociente Sr/Rb. Los valores de Si/Al y Zr/Al disminuyen y se mantienen sin variaciones significativas. El valor de C/N disminuye también, mientras que el índice de intemperismo es en general más alto que en la unidad anterior.

En la unidad II (39-16 cm) La concentración de carbonato aumenta considerablemente, especialmente a los 21 cm. A dicha profundidad el índice de intemperismo disminuye hasta un valor de 51. Las relaciones Zr/Al y, especialmente, Sr/Rb se incrementan de manera

importante a los 21 cm. Finalmente, los valores de Si/Al y Ti/Al permanecen sin variaciones importantes con respecto a la unidad anterior.

La unidad I (16-0 cm) está caracterizada por un incremento en el contenido de materia orgánica, así como en el valor de C/N, mayor a 5%. La concentración de carbonato disminuye de manera abrupta hasta un valor de casi 3.5%. El valor de los cocientes Ti/Al y de Si/Al es en general más bajo, aunque aumenta ligeramente hacia la cima. Los valores de Sr/Rb y Zr/Al disminuyen, mientras que el índice de intemperismo químico aumenta.

Perfil NB

En la unidad V (272-243 cm) el valor del carbonato disminuye hacia la cima. Los valores de Si/Al y Zr/Al son mayores que el valor promedio a lo largo del perfil (Tabla 11). El índice de intemperismo es generalmente bajo y aumenta ligeramente a los 260 cm. El valor de Ti/Al no presenta fluctuaciones importantes, mientras que el cociente C/N alcanza un valor de 4.

En la unidad IV (243-169 cm) el sedimento está caracterizado en general por una concentración relativamente baja de carbonato, la cual sin embargo aumenta ligeramente a los 230 cm, de manera similar al cociente Sr/Rb. El valor de TiO₂ es relativamente menor que en el resto del perfil, sin embargo presenta un incremento alrededor de 211-201 y hacia la parte superior de la unidad. El cociente C/N y el contenido de carbono orgánico son en promedio bajos. Los valores de Si/Al, Ti/Al y Zr/Al no varían significativamente, mientras que el valor del índice de intemperismo es en general alto (promedio de 70), excepto alrededor de los 240 y 180 cm.

En la unidad III (169-90 cm) el índice de intemperismo disminuye. El carbonato aumenta en relación con la unidad anterior, especialmente alrededor de los 150 cm de profundidad donde los valores de Sr/Rb, Si/Al y Zr/Al se incrementan también. El carbonato y el cociente Sr/Rb aumentan de nuevo hacia la cima de la unidad

En la unidad II (90-30 cm) la abundancia de carbonato es en general más alta que en el resto del perfil, especialmente a los 90 cm y entre 40-30 cm. El índice de intemperismo presenta algunas fluctuaciones, siendo menor alrededor de los 70 cm, donde los valores de Si/Al y Zr/Al aumentan. La distribución del cociente Sr/Rb, por su parte, es semejante a la del carbonato.

La zona I (30-0 cm) se identifica por un incremento en el contenido de materia orgánica, alcanzando un valor en la cima de 3.5%. El valor de C/N aumenta, sin embargo no llega a sobrepasar el 10. La concentración de carbonato disminuye drásticamente, de manera similar al cociente Sr/Rb. El índice de intemperismo aumenta considerablemente en esta unidad, mientras que se los valores de Si/Al, Zr/Al y Ti/Al son en general bajos.

Tabla 12. Valores promedio, máximo, mínimo y desviación estándar de los indicadores C_{org} , CO_3 , C/N, CIA, Si/Al y Zr/Al, y Sr/Rb y Ti/Al en el perfil GF.

Indicador geoquímico	Máximo	Mínimo	Promedio	Desviación estándar
C_{org} (%)	1.42	0.28	0.82	0.27
CO_3 (%)	12.98	2.21	4.23	2.09
C/N	8.25	1.93	4.42	1.68
CIA	69.27	51.12	62.62	4.52
Si/Al	2.5	1.69	1.95	0.19
Zr/Al	8.3×10^{-3}	4.9×10^{-3}	5.9×10^{-3}	0.72×10^{-3}
Sr/Rb	11.34	1.32	3.34	1.88
Ti/Al	0.15	0.11	0.13	8.3×10^{-3}

Tabla 13. Valores promedio, máximo, mínimo y desviación estándar de los indicadores C_{org} , CO_3 , C/N, CIA, Si/Al y Zr/Al, y Sr/Rb y Ti/Al en el perfil NB.

Indicador geoquímico	Máximo	Mínimo	Promedio	Desviación estándar
C_{org} (%)	3.17	0.10	0.73	0.59
CO_3 (%)	10.24	0.90	3.51	2.09
C/N	8.25	1.93	4.42	1.68
CIA	77.32	59.14	68.47	5.46
Si/Al	2.08	1.54	1.84	0.14
Zr/Al	6.0×10^{-3}	4.5×10^{-3}	5.2×10^{-3}	0.38×10^{-3}
Sr/Rb	4.16	1.13	2.55	0.83
Ti/Al	0.15	0.11	0.13	7.7×10^{-3}

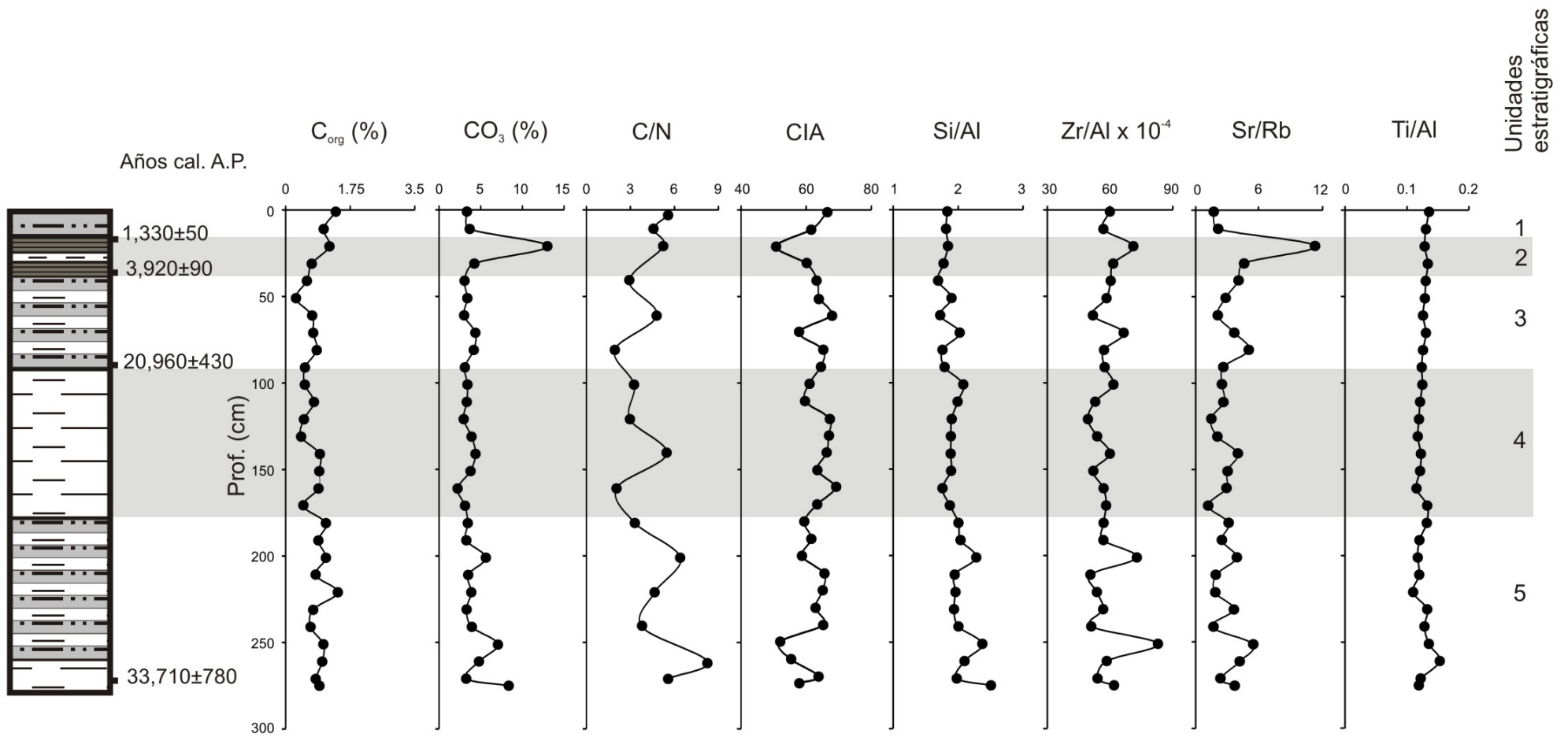


Figura 5.16. Variaciones de C_{org} , CO_3 , C/N, CIA, Si/AL, Zr/Al, Sr/Rb y Ti/Al a lo largo del perfil GF.

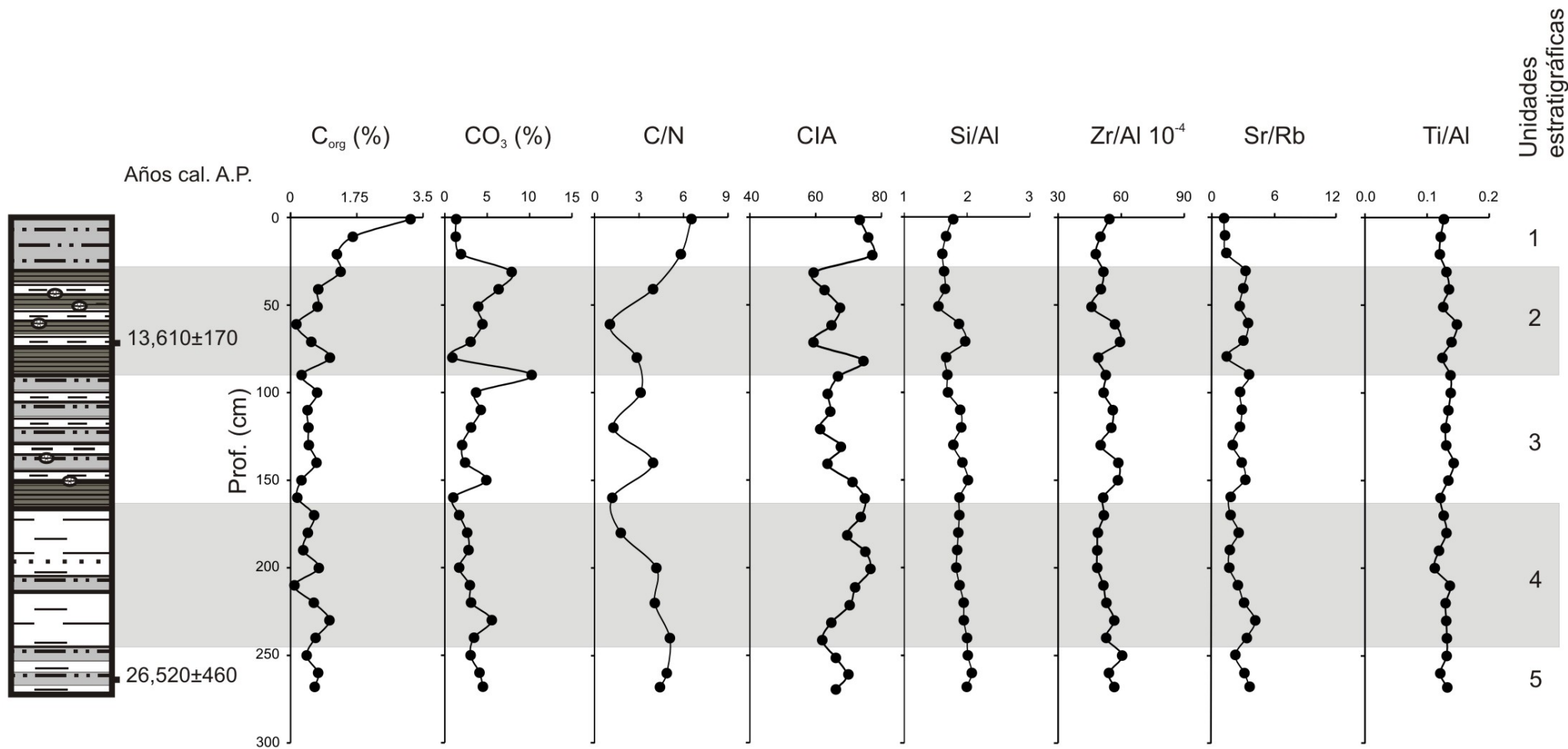


Figura 5.17. Variaciones de C_{org}, CO₃, C/N, CIA, Si/AL, Zr/Al, Sr/Rb y Ti/Al a lo largo del perfil NB.

6. DISCUSIÓN

Los análisis estratigráfico, mineralógico y geoquímico de los sedimentos en la Laguna Babícora brindan información importante acerca de la procedencia (fuente) del sedimento, así como de las condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas en la región de estudio.

6.1 Procedencia del sedimento clástico

De acuerdo con los patrones de meteorización seguidos en los diagramas A-CN-K y A-C-N por las muestras de los perfiles NB y GF, los sedimentos lacustres en ambas secuencias provienen principalmente de rocas enriquecidas en plagioclasas (Fig. 5.12), siendo estas plagioclasas a su vez ricas en calcio (Fig. 5.13). Las rocas recolectadas alrededor de Babícora que mejor cumplen con estas características son las de tipo básico-intermedio (traquibasalto, basalto andesita, traquiandesita basáltica y andesita), que se encuentran principalmente en la parte oeste de la cuenca (Fig. 4.1).

En el diagrama A-CN-K, sin embargo, se observa que la flecha que corta a la línea de los feldespatos no lo hace exactamente donde se grafican las rocas de tipo básico-intermedio, sino que presenta un desplazamiento hacia rocas más ácidas (por ejemplo riolita y traquidacita). Esto significa que, aunque en menor medida, también hay un aporte de material félsico al sedimento lacustre. Aún más, si se traza una flecha casi paralela a la recta A-CN que cruce las muestras más desplazadas, la flecha corta a la línea de los feldespatos en un punto cercano al de la composición de la muestra de roca BCR9 (traquidacita), recolectada al noroeste de la Laguna Babícora.

Lo mencionado anteriormente y el hecho de que en el mapa geológico (Fig. 4.1) las rocas que predominan en la zona oriental (más cercano al perfil GF) son de tipo ácido, mientras que las que lo hacen en la parte occidental son de tipo más bien básico-intermedio, hace suponer que el flujo de material detrítico que constituye el sedimento lacustre proviene principalmente de la zona oeste de la cuenca, con posibles aportes menores del este y sur. En el diagrama A-C-N se puede apreciar además que el aporte félsico es más significativo en GF que en NB, lo cual es de esperarse ya que el primero se ubica más cerca de los afloramientos de roca de tipo ácido (Fig. 4.1).

Basado en el estudio de la paleoecología de ostrácodos y la química de sus caparazones en sedimento de los perfiles El Diablo (sur), El Cano (oeste) y Don Beto (centro), Palacios Fest *et al.*, (2002), sugieren que el principal alimentador de Babícora provino de la zona sur. Los resultados obtenidos en este estudio, sin embargo, no están de acuerdo con sus observaciones. La región sur está compuesta primordialmente por rocas félsicas, por lo que si el sedimento proviniera principalmente de esta zona, esto se reflejaría en su composición y por lo tanto en los diagramas ternarios (A-CN-K y A-C-N).

6.2 Procedencia de materia orgánica

Los valores del cociente C/N son siempre menores a 10 a lo largo de las secuencias NB y GF así que, de acuerdo con los valores establecidos para la materia orgánica de origen acuático o terrestre, se concluye que en el sedimento extraído de Babícora la materia orgánica es principalmente de origen lacustre.

6.3 Características mineralógicas

El cuarzo es el mineral predominante encontrado en los sedimentos lacustres. Este mineral es fundamental en muchos tipos de rocas, especialmente en las ígneas ácidas. En la cuenca de la Laguna Babícora los afloramientos de rocas ácidas son más antiguos que los de basaltos-andesitas, y en muchos casos los subyacen. El intemperismo prolongado de rocas ricas en cuarzo, siendo éste un mineral muy estable y sumamente resistente al intemperismo químico, ocasiona que alrededor del lago se formen suelos ricos en este material, lo cual explica su gran abundancia en los sedimentos lacustres. Además del cuarzo, la cristobalita y tridimita están presentes en los perfiles como polimorfos de sílice. Las formas tridimita y cristobalita tienen importancia especialmente en rocas ígneas, principalmente volcánicas y piroclásticas. En los suelos derivados de cenizas volcánicas son especialmente abundantes (Besoain, 1970), como los formados por las tobas recolectadas al noroeste y sur de la Laguna Babícora.

Los feldspatos, sobre todo las plagioclasas, al intemperizarse dan lugar a la formación de minerales arcillosos (Fedo *et al.*, 1995). Por otro lado, la presencia de estos últimos y la ausencia de minerales inestables (como olivino, piroxenos, anfíboles) sugieren que los sedimentos están, en mayor o menor medida, alterados. En general, en las muestras donde los valores del grado de intemperismo son mayores se identificaron minerales de arcilla, lo

contrario a los casos donde CIA es muy pequeño (Tablas 8 y 9, figuras 5.16 y 5.17).

El mineral encontrado del grupo de las zeolita fue identificado como perteneciente al subgrupo heulandita (presentándose sus picos más importantes entre 8.95-9 Å y entre 3.97-4.06 Å). Las zeolitas son una familia de minerales de génesis secundaria (Baurelia *et al.*, 2000); sin embargo, al no poder definir su tipo específico es difícil utilizarla para hacer inferencias en las condiciones paleoambientales que pudieron llevar a su formación.

El hecho de no encontrarse rocas carbonatadas a los alrededores de la cuenca, indica que la calcita identificada en el sedimento tiene un origen autigénico. De esta manera, la distribución de los minerales detríticos y no detríticos (calcita) a lo largo de los perfiles, puede ser utilizada para identificar periodos de incremento en la entrada de materiales clásticos y periodos de incremento en la precipitación de carbonatos.

6.4 Reconstrucción de las condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas

Zona 4 (unidad V de GF: 34,000 – 26,600 años cal. A.P.)

Esta zona está caracterizada por fluctuaciones en el aporte de terrigenos a la cuenca (TiO_2 , Zr/Al, Si/Al) y de la salinidad del lago (Sr/Rb, CO_3), sin embargo la preservación y abundancia de diatomeas y ostrácodos es alta. Dos eventos relativamente secos son registrados a los 261-241 y 211-191 cm, que aproximadamente corresponden a los intervalos de 33,000-31,500 y 29,500-28,000 años cal. A.P. Estos eventos están definidos por la presencia de poca materia orgánica, bajos valores de intemperismo químico y TiO_2 , así como aumentos en los valores de Zr/Al y Si/Al (aportes eólicos) y en la precipitación de carbonato. Ya que, de acuerdo con Bech Borrás (1970), la ausencia de aportes terrígenos es una condición necesaria para la formación de carbonatos, la presencia de estos indica condiciones más estables en la cuenca.

El sedimento presente entre 271-261 y 241-211 cm, por su parte, está caracterizado por un incremento en el grado intemperismo (CIA) y generalmente por valores más altos de la concentración de elementos insolubles, relacionados con el aporte de clásticos como Ti, Zn, Ni (lo cual indica mayor escorrentía a la cuenca). El periodo húmedo observado entre 241 y 211 cm (fechado entre ca. 31,500 y 29,500 años cal. A.P.) presenta los valores más altos de intemperismo de la zona (65-66).

Zona 3 (unidad IV de GF: 26,600 – 20,000 años cal. A.P.; y las unidades V y IV de NB: 27,000 – 19,000 años cal. A.P.)

En el perfil GF, la distribución de TiO_2 indica una entrada de flujo a la cuenca más constante. Sin embargo, a los 170 y 120 cm (ca. 26,600 y ca. 23,000 años cal. A.P) se observa un aumento en el óxido de titanio y los elementos traza Rb, Cu y Zn, así como una disminución importante del cociente Sr/Rb. Lo anterior sugiere una disminución en la salinidad provocada probablemente por la entrada de flujos de agua al lago.

A lo largo de esta zona el sedimento está constituido principalmente por laminaciones de limo, a excepción del intervalo entre 170-160 cm (ca. 26,600 a 26,000 años cal. AP) donde su estructura es masiva y el valor calculado de CIA aumenta. Aunque el intemperismo es generalmente alto, permaneciendo por arriba de la media (Tabla 12), se observa un breve decremento en CIA previo a los 21,000 años cal. A.P. Durante esta zona, una tasa de sedimentación de 0.015 cm/año y valores estables y relativamente altos de TiO_2 , sugieren un flujo de agua constante y relativamente alto. Así mismo, valores bajos de Sr/Rb y CO_3 podrían indicar condiciones de baja salinidad.

En el perfil NB el grado de intemperismo es en general bajo (alrededor de 66) previo a los ca. 23,000 años cal. A.P. Entre los 220 y 150 cm (aproximadamente entre 23,000 y 19,000 años cal. A.P.) se observa un aumento en CIA (76-75) y una disminución en el CO_3 y el Sr/Rb (decremento de la salinidad). Entre los 193 y 191 (alrededor de los 28,000 años cal. A.P., de acuerdo con el modelo de edad) se registra un evento de alta energía, caracterizado por la presencia de una capa de arena fina.

De todo lo anterior se infiere que, al menos, posteriormente a ca. 23,000 años cal. A.P., y previo a 19,000 años cal. A.P. se presentaron generalmente condiciones de baja salinidad, alta tasa de sedimentación y valores relativamente altos de intemperismo. Así mismo no se observa la presencia de eventos eólicos y hay un aumento en la abundancia de diatomeas.

Zona 2 (unidades III y II del perfil GF: 20,000 – 1,000 años cal. A.P.; unidades III y II del perfil NB: 19,000 – 1,000 años cal. A.P.)

En el perfil GF, a los 71 cm (aproximadamente 15,000 años cal. A.P.) se registra una disminución en el índice de intemperismo y en los valores de TiO₂, Ni, Cu y Zn. Durante este evento hay un cambio en la sedimentación de limo a limo arenoso, y aumentan de manera significativa los valores de Si/Al y Zr/Al, los cuales sugieren la presencia de aportes eólicos. Inmediatamente a continuación hay un incremento en la humedad, observándose un aumento en el intemperismo y en los valores de TiO₂, Ni, Cu y Zn, así como una disminución en los cocientes Si/Al, Zr/Al y Sr/Rb.

Es difícil interpretar las condiciones paleoambientales en este intervalo. La baja tasa de sedimentación calculada entre 20,960 y 3,920 años (de 0.003 cm/año) podría señalar la presencia de un hiato en la secuencia. Aproximadamente a partir de los 3,000 años cal. A.P. se observa un aumento en la aridez, alrededor de los 2,000 años cal. A.P. se observan altos valores de CO₃ y de Sr/Rb, así como una disminución en CIA y los valores de TiO₂, Ni, Cu y Cr. La presencia de grietas de desecación, entre los 20 y 16 cm (2,000 a 1,000 años cal. A.P.) de profundidad, indica que esta parte del lago se secó y estuvo expuesta a la erosión.

En el perfil NB, a partir de aproximadamente 19,000 años cal. A.P. se registra en general una marcada disminución en el intemperismo, así como la presencia de eventos eólicos (Alto Si/Al, Zr/Al, Sr/Rb y bajo CIA). Un aumento importante de carbonato se registra a los 90 cm de profundidad (15,000 años cal. A.P.), seguido inmediatamente (80 cm, 14,000 años cal. A.P.) por una disminución en CO₃, Sr/Rb y un incremento de CIA, TiO₂, Rb, Th, Ni, Zn, Cr. Alrededor de los 71 cm (13,000 años cal. A.P.) se observan valores bajos de CIA y altos de Sr/Rb, Si/Al y Zr/Al (alta salinidad y aporte eólico). Este evento podría estar relacionado con el Younger Dryas, sin embargo el control cronológico es pobre debido a que la tasa de sedimentación calculada entre 73 y 31 cm es muy baja (0.003 cm/año), por lo que es más difícil precisar una fecha para los eventos registrados en el sedimento.

Hacia los 41-31 cm de profundidad se observa un evento seco significativo representado por un aumento en el CO₃, una disminución en el grado de intemperismo y la presencia de grietas de desecación. De acuerdo con la correlación estratigráfica hecha para esta sección con el perfil GF, dicho evento seco está delimitado entre ca. 3,900 a 1,300 años cal. A.P.

Zona 1 (unidad I del perfil GF: últimos 1,000 años cal. A.P.; y unidad del perfil NB: últimos 1,000 años cal. A.P.)

Los indicadores geoquímicos sugieren que alrededor de los 1,000 años cal. A.P. se presentó un aumento en la humedad, caracterizado por una disminución en los valores de CO₃ y un incremento en el grado de intemperismo y en los valores de Rb, Ni, Cu y Zn. Valores altos de C_{org} y C/N hacia la cima del perfil podrían indicar la formación de ambientes pantanosos.

En el perfil NB se registra también un aumento en el intemperismo químico y en el flujo de clásticos hacia la cuenca.

6.5 Comparación con estudios previos en la Laguna Babicora

Entre ca. 34,000 – 26,600 años cal. A.P.

De acuerdo con Palacios Fest *et al.* (2002), posterior a los 28,465 años ¹⁴C A.P. (32,700 años cal. A.P.*) y aproximadamente previo a 18,000 años ¹⁴C A.P. (21,000 años cal. A.P.*) se presentó en Babicora una reducción en la humedad efectiva. Metcalfe *et al.* (2002) infieren, por los estudios de diatomeas y ponen, que a partir de los 29,000 años ¹⁴C (33,800 años cal. A.P.*) existieron condiciones generalmente más, frías y secas que las encontradas en la parte anterior del perfil. De acuerdo con nuestros resultados, sin embargo, en este periodo hubo cierta fluctuación en la humedad, observándose dos eventos secos significativos aproximadamente entre 33,000- 31,500 y 29,500-28,000 años cal. A.P.

Entre 26,600 – 19,000 años cal. A.P.

Ortega Ramírez (1995), Urrutia Fucugauchi *et al.* (1997) y Ortega Ramírez *et al.* (1998), proponen que el periodo comprendido entre 18,000 años ¹⁴C A.P. (alrededor de 21,000 años cal. A.P.) a ca. 11,000 años ¹⁴C A.P. (12,900 años cal. A.P.*), estuvo caracterizado por condiciones pluviales, lo que favoreció el desarrollo de un lago extenso. Palacios Fest *et al.* (2002), previo a 18,000 años ¹⁴C A.P. (21,000 años cal. A.P.) observan predominantemente condiciones frías y secas, mientras que alrededor de dicha fecha registran un cambio a condiciones más húmedas. Metcalfe *et al.* (2002) infieren en general condiciones relativamente frías y secas, aunque el lago era más profundo que en la actualidad. Alrededor de los 21,000

años cal. A.P. los autores registran condiciones inestables en la cuenca, seguidas por mayor estabilidad.

En este trabajo, se infiere que, al menos posterior a ca. 23,000 años cal. A.P. y previo a 19,000 años cal. A.P., se presentaron generalmente condiciones de baja salinidad, así como relativamente valores altos de la tasa de sedimentación (0.015 cm/año) y el grado de intemperismo. No se observa la presencia de eventos eólicos.

Entre 19,000 años cal. A.P. al presente

Ortega Ramírez *et al.* (1997) y Urrutia Fucugauchi *et al.* (1998) proponen condiciones húmedas entre 18,000 y previo a los 11,000 años ¹⁴C A.P. (13,000 años cal. A.P.*). Palacios Fest *et al.* (2002) sugieren que entre ca. 16,400 a ca. 12,000 años ¹⁴C A.P., se presentó la máxima extensión del lago, con características frías y húmedas. Metcalfe *et al.* (2002) por su parte, proponen un cambio a condiciones más someras alrededor de los 15,000 años cal. A.P., seguido inmediatamente por un aumento en la humedad.

En este trabajo, a partir de aproximadamente 19,000 años cal. A.P. se registran en general un aumento en la salinidad con una marcada disminución en el intemperismo. Alrededor de los 15,000 años cal. A.P. se observan condiciones secas con un alto valor de CO₃, seguidas, previo a los 13,000 años cal. A.P., por fluctuaciones en la humedad.

Younger Dryas

Ortega Ramírez *et al.* (1997) y Urrutia Fucugauchi *et al.* (1998) sugieren que una sequía breve se produjo previo a los 11,000 años cal. A.P., sin embargo entre esta última fecha y ca. 10,000 ¹⁴C A.P. (11,500 años cal. A.P.*) observan un evento húmedo, el cual los autores sugieren podría estar relacionado con el Younger Dryas. De acuerdo con Metcalfe *et al.* (1997) entre 11,060 y 9,470 años ¹⁴C A.P. (aproximadamente 13,000 a 11,000 años cal. A.P.) se registra una reducción en los niveles lacustres. Palacios Fest *et al.* (2002) proponen que el lago se redujo considerablemente durante finales del Pleistoceno e inicios del Holoceno, alrededor de los 11,000 años ¹⁴C A.P., aunque registran breves episodios de intensa escorrentía.

En este trabajo, alrededor de 13,000 años cal. A.P. se observan valores bajos de intemperismo, así como alta salinidad y aporte eólico. Sin embargo entre ca. 13,600 y 3,900

años A.P. la tasa de sedimentación es muy baja (0.003 cm/año) y se observa en general una disminución en el intemperismo y aumento en la precipitación de carbonatos, lo que indica que podría haber un hiato en el intervalo. Palacios Fest. *et al.* (2002) identifican, entre 10,975 y 4,346 años ¹⁴C A.P (13,000-5,000 años cal. A.P.*), la presencia de hiatos en el perfil extraído en la parte sur de Babícora,

Holoceno

Ortega Ramírez *et al.* (1997) y Urrutia Fucugauchi *et al.* (1998) proponen condiciones relativamente húmedas durante el Holoceno temprano, 11,000-8,900 años ¹⁴C A.P. (aproximadamente 13,000-10,000 años cal. A.P.*). Para el Holoceno medio, 8,900 a 4,000 años ¹⁴C A.P. (10,000 a 4,500 años cal. A.P.*), registran una sequía gradual que alcanza un máximo alrededor de los 6,000 años ¹⁴C A.P. (6,800 años cal. A.P.*). Palacios-Fest *et al.* (2002) sugieren por su parte que durante finales del Pleistoceno y principios del Holoceno el lago se redujo considerablemente, sin embargo se presentaron fuertes escorrentías. Los autores proponen para el Holoceno medio una disminución en la humedad efectiva y fluctuaciones en la temperatura. Metcalfe *et al.* (2002) no encuentran diatomeas por arriba de los 9,500 años ¹⁴C A.P. (10,600 años cal. A.P.), sin embargo durante el Holoceno medio, utilizando indicadores como el porcentaje de calcita y la baja tasa de sedimentación, proponen la existencia de un hiato en la secuencia.

El control cronológico en este estudio es pobre durante el Holoceno temprano y medio. Si, como se menciona en la sección 5.2, se asume que debido a la alta correlación entre los perfiles la fecha de GF a los 17 cm (1,330 años cal. A.P.) corresponde con la edad del sedimento en NB a los 31 cm, entonces se obtiene que posterior al evento seco observado alrededor de los 13,000 años cal. A.P. y previo a los 7,000 años cal. A.P. se observa una ligera disminución en la salinidad y aumento en el grado de intemperismo. Por otro lado, las diatomeas disminuyen significativamente aproximadamente a partir de los 18,000 años cal. A.P. y no se observan por arriba de los ca. 12,000 años cal. A.P.

En el Holoceno tardío, Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1997) reportan una fase seca alrededor de los 3,000 y 2,000 años ¹⁴C A.P. (3,200-2,000 años cal. A.P.*). Por su parte, Ortega-Ramírez *et al.* (1998) sugieren también un decremento en la humedad previo a los 2,000 años ¹⁴C A.P., seguido por pequeñas fluctuaciones en la humedad. Palacios-Fest *et al.* (2002), proponen una

disminución en la temperatura y un aumento en la humedad efectiva entre 4,346 y 1,300 años ¹⁴C A.P. (4,900 a 1,200 años cal. A.P.), lo cual sugieren podría ser resultado de inviernos fríos en Babícora. Metcalfe *et al.* (2002), a su vez, infieren una disminución del nivel lacustre previo a los 2,470 años ¹⁴C A.P. (2,500 años cal. A.P.)

En este estudio se identifica un evento seco importante, caracterizado por altos valores de carbonato y grietas de desecación, en el intervalo de 3,000 a 1,300 años cal. A.P. Seguido, finalmente, por un aumento en la humedad y el contenido de materia orgánica.

6.6 Comparación con otros registros regionales

Entre ca. 33,900 – 26,600 años cal. A.P.

De acuerdo con nuestros resultados, en este periodo hubo cierta fluctuación en la humedad. Dos eventos de mayor sequía se observan aproximadamente entre 33,000- 31,500 y 29,500-28,000 años cal. A.P., separados por un periodo de mayor humedad. Esta zona abarca temporalmente el final del estadio isotópico marino 3 (MIS 3, por sus siglas en inglés), datado aproximadamente entre 60,000 a ca. 29,000 años cal. A.P. (Vautravers *et al.*, 2004). Dicho estadio está caracterizado por gran variabilidad climática (Huber *et al.*, 2006) a una escala de tiempo milenial (Siddall *et al.*, 2008).

Trabajos de alta resolución en sedimentos lacustres en el suroeste de Estados Unidos, como los realizados en el lago Owens y el lago Mono, revelan la existencia de diversas oscilaciones climáticas durante el MIS 3 (Benson, 1999). En la Cuenca Guaymas, Golfo de California, para este periodo a su vez, se registran fluctuaciones en la concentración de Ti, asociadas a variaciones en el aporte de terrígenos (Cheshire *et al.*, 2005). En el lago Baldwin, California, se observa la existencia de cristales de calcita y niveles lacustres bajos entre 24,000 y 22,000 años ¹⁴C A.P. (aproximadamente entre 29,000-27,000 años cal. A.P.*) (Kirby *et al.*, 2006), de manera semejante, un evento relativamente seco, es inferido de los datos obtenidos en Babícora alrededor de 29,400-28,00 años cal. A.P.

Entre 26,600 – 19,000 años cal. A.P.

En este trabajo, se infiere que, al menos posterior a ca. 23,000 años cal. A.P. y previo a 19,000 años cal. A.P., se presentaron generalmente condiciones de baja evaporación y relativamente alta tasa de sedimentación. Clark *et al.* (2009) ubican al Último Máximo Glacial

(a nivel planetario) dentro del intervalo de 26,500 a 19,000 años cal. A.P. Para este periodo, diversos autores han sugerido que en el suroeste de Estados Unidos se presentaron en general condiciones de mayor humedad y disminución en la temperatura (Harrison y Metcalfe, 1985; McAuliffe y Van Devender, 1998; Bradbury, 1997; entre otros). Durante el último máximo glacial, el glaciar norteamericano Laurentino alcanzó su máxima extensión, lo que provocó un desplazamiento hacia el sur del jet stream y de la trayectoria de las tormentas de invierno (COHMAP, 1988). Lo anterior trajo consigo altos niveles lacustres y el incremento de zonas boscosas en la región (Harrison y Metcalfe, 1985).

Entre 19,000 años cal. A.P. - presente

Se ha propuesto que el comienzo de la deglaciación en el Hemisferio Norte (20,000-19,000 años cal. A.P.) fue inducido por un incremento en la insolación de verano (Clark *et al*, 2009). A partir de 19,000 años cal. A.P. se registra, en este trabajo, un aumento significativo en la salinidad y en la concentración de carbonato, lo cual pudo deberse a un incremento en la evaporación. Así mismo se observan fluctuaciones en la humedad entre 15,000 y 13,000 años cal. A.P. Este periodo, referido ocasionalmente como transición tardiglacial-interglacial, está caracterizado por cambios rápidos en el clima (Hoek, 2009). A los 15,000 años cal. A.P. se registran altos valores de carbonato precipitado, seguido alrededor de los 14,000 años cal. A.P. por un incremento en la humedad, caracterizado por una disminución en CO₃, Sr/Rb y un aumento de CIA, TiO₂, Rb, Th, Ni, Zn, Cr. A pesar de la incertidumbre de la datación, a los 13,000 años cal. A.P. los indicadores geoquímicos sugieren alta salinidad y aporte eólico. Este evento es, a su vez, seguido por un aumento en la humedad.

El clima de la región de Norte América sufrió una serie de oscilaciones abruptas (cálido/frío) cuando las capas de hielo del Hemisferio Norte se retrajeron al término del Último Máximo Glacial (Benson *et al.*, 1997). Benson *et al.* (1997) reportan en el lago Owens (al este de California) eventos secos alrededor de los 15,000 y 13,000 años cal. A.P. Mensing (2001), también para el lago Owens, registra el inicio de condiciones más cálidas y áridas alrededor de los 15,000 años cal. A.P., aunque el clima era más frío y húmedo que en la actualidad. Los autores reportan también una breve (100-200 años) pero importante sequía alrededor de los 13,000 años cal. A.P. seguida inmediatamente por condiciones frías y húmedas. Polyak *et al.* (2004) sugieren la presencia de un periodo húmedo inmediatamente después de comenzado el Younger Dryas. Según Roy *et al.* (2010) y Ortega-Guerrero *et al.* (1999) alrededor de los

11,000 años ¹⁴C A.P. (13,000 años cal. A.P.) se registra un evento seco y aportes eólicos en el paleolago San Felipe.

Durante el Holoceno temprano estudios de paleomadrigueras (Van Devender, 1997; Mackay y Elias, 1998 y McAuliffe, 1998), en los desiertos de Chihuahua y Sonora, revelan una disminución en las especies de bosque de coníferas y la presencia de algunas especies de matorral desértico. Asimismo se observa, en general, una disminución en los niveles lacustres (Harrison y Metcalfe, 1985). En la Laguna Babícora, al parecer se presentaron condiciones relativamente húmedas en el Holoceno temprano en comparación con las observadas en el resto del Holoceno. Durante el Holoceno medio, diversos estudios (Ortega-Guerrero *et al.*, 1999; Grayson, 2000; Menking, 2003; entre otros) reportan condiciones de gran aridez, que en algunos casos supera a la observada actualmente (Spaulding, 1990).

Para el Holoceno tardío, en la Laguna Babícora se registra, geoquímica y sedimentológicamente, un evento seco importante alrededor de los 3,000 a 1,000 años cal. A.P., seguido por un aumento en la humedad. Harrison y Metcalfe (1985), de estudios realizados sobre las extensiones y los niveles lacustres en la región, infieren un aumento en la humedad entre 4,000 y 3,000 años cal. A.P. y posteriormente a los 1,000 años cal. A.P.

7. CONCLUSIONES

- De acuerdo con los diagramas A-CN-K, A-C-N y la geología de la cuenca, se infiere que el sedimento constituyente de los perfiles NB y GF proviene principalmente de afloramientos de roca básica intermedia, localizados predominantemente en la región oeste de la cuenca. Asimismo, con base en dichos diagramas, la mineralogía y la variación de los cocientes elementales Ti/Al y Si/Al, se deduce que dicha dirección de flujo no varió significativamente a lo largo de los últimos *ca.* 34,000 años cal. A.P.
- A lo largo del intervalo entre *ca.* 34,000 a 26,600 años cal. A.P. se registra fluctuación en la humedad. Dos eventos de mayor sequía, caracterizados por una salinidad alta y eventos eólicos, se observan aproximadamente entre 33,000- 31,500 y 29,500-28,000 años cal. A.P., separados por un periodo de mayor humedad.
- Para el intervalo entre 23,000 y 19,000 años cal. A.P. (Último Máximo Glacial) se infieren condiciones generalmente de poca evaporación y flujo moderado y constante. Aproximadamente a partir de los 19,000 años cal. A.P. se observa en general un aumento en la salinidad y el carbonato precipitado.
- En la transición Pleistoceno-Holoceno se observan breves pero significativas oscilaciones climáticas. Aproximadamente entre 15,000 y 14,000 años cal. A.P. se registran altos valores de carbonato precipitado; entre 14,000 a 13,000 años cal. A.P. se presenta un aumento en la humedad, seguido, alrededor de los 13,000 años cal. A.P., por un aumento en la salinidad y la presencia de eventos eólicos. Este último evento podría relacionarse con el Younger Dryas, sin embargo el control cronológico es pobre a partir de los 13,610 años cal. A.P.
- Inmediatamente después del evento seco fechado alrededor de los 13,000 años cal. A.P. se observa un breve aumento en la humedad, por lo que se infiere que el Holoceno temprano pudo haber sido relativamente húmedo. Posteriormente se registra una disminución en la humedad y un incremento importante en el carbonato. Entre 11,610 y 3,920 años cal. A.P. la tasa de sedimentación es muy baja, lo cual posiblemente indica la presencia de un hiato.

- Un evento seco caracterizado por alto contenido de carbonato y grietas de desecación se registra entre ca. 3,000 y 1,000 años cal. A.P. Finalmente, se observa un aumento relativo en la humedad.
- Nuestros resultados son en general semejantes a los de Metcalfe *et al.* (2002), al menos para la parte correspondiente al final del Pleistoceno y la transición con el Holoceno. En Ambos se registra un aumento en la humedad alrededor del UMG, sin embargo, a diferencia de Palacios-Fest *et al.* (2002) y Ortega-Ramírez *et al.* (1998), se observa posteriormente una disminución en la humedad. Metcalfe *et al.* (2002) registran también un evento seco alrededor de los 15,000 años cal. A.P. El evento Younger Dryas, por su parte, es difícil de caracterizar, debido a la variabilidad climática de finales del Pleistoceno tardío y a la baja tasa de sedimentación. Aún así, los indicadores geoquímicos y el modelo de edad sugieren que fue un periodo de disminución en la humedad, similarmente a Metcalfe *et al.* (1997) y Palacios-Fest *et al.* (2002). Durante el Holoceno la preservación de diatomeas es muy pobre, en la mayor parte nula. Los indicadores geoquímicos utilizados en este trabajo sugieren condiciones similares a las propuestas por Urrutia-Fucugauchi *et al.* (1997) y Ortega-Ramírez *et al.* (1998): relativamente húmedas en el Holoceno temprano y más secas en el Holoceno medio. Durante el Holoceno tardío, a diferencia de Palacios-Fest *et al.* (2002), se registran condiciones secas entre 3,000 y 1,000 años cal. A.P.

De lo anterior se concluye entonces que los indicadores geoquímicos (que nos permiten identificar procedencia del sedimento y sus posibles variaciones, grado de intemperismo, eventos eólicos, precipitación de carbonato, entre otros) son una herramienta útil en la reconstrucción paleoambiental, especialmente en regiones áridas o semiáridas donde la preservación de organismos es en muchos casos pobre.

BILIOGRAFÍA

Álvarez Gonzáles, Felipe., 1995. Instalación, Arranque y Calibración de un Analizador Elemental de Carbono, Hidrógeno y Nitrógeno PE-2400 SERIES II. <http://148.206.53.231/UAM3118.PDF>. Consultado el 5 de octubre del 2010.

Andersson, P.O.D., Worden, R.H., Hodgson, D.M., Flint, S., 2004. Provenance evolution and chemostratigraphy of a Palaeozoic submarine fan-complex: Tanqua Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology* 21, 555-577.

Antevs, E., 1954. Climate of New Mexico During the Last Glacio-Pluvial. *Journal of Geology* 62, (2), 182-191.

Aristizábal E., Roser, B., Yokota S. 2009. Chemical weathering trend and index of hillslope deposits and bedrock source in the Aburrá Valley *Boletín de Ciencias de la Tierra*. Numero 25, diciembre de 2008 a junio de 2009, Medellín, ISSN 0129-3630. Pp 27-42.

Arnold, N.S., Van Andel, T.H., Valen, V., 2002. Extent and Dynamics of the Scandinavian Ice Sheet during Oxygen Isotope Stage 3 (65,000–25,000 yr B.P.). *Quaternary Research*, 57, 38-48.

Asmerom, Y., Polyak, Victor J. Burns, Stephen J. 2010. Variable winter moisture in the southwestern United States linked to rapid glacial climate shifts. *Nature Geoscience*, 1-4.

Asmerom, Y., Polyak, Victor J. Burns, Stephen J., Rasmussen J. 2007. Solar forcing of Holocene climate: New insights from a speleothem record, southwestern United States. *Geology*. Vol. 35, pag. 1-4.

Bech Borrás, J., 1970. Génesis de los travertinos lacustres: el caso de Banyoles. *Revista de Geografía*, 4, núm. 2, 141-158. Barcelona, España.

Benson, L., Burdett, J., Lund S., Kashgarian, M., y Mensing, S., (1997). Nearly synchronous climate change in the Northern Hemisphere during the last glacial termination. *Nature*, 388, 263–265.

Benson, L., 1999. Records of millennial-scale climate change from the Great Basin of the Western United States. En: Clark, P.U., Webb, R.S., Keigwin, L.D. "editores". *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*. Geophysical Monograph Series, vol. 112. AGU, Washington, 203-225.

Berger, A., 2009. Astronomical theory of climate change. En Gornitz, V. "editora". *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Editorial Springer, Holanda.

Bradbury J. Platt. 1997. A diatom record of climate and hydrology for the past 200 ka from Owens Lake, California with comparison to other Great Basin records. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 16, pág. 203-219.

Brundle, C.R., Evans, C.A. Jr., Wilson, S., 1992. *Encyclopedia of materials characterization: surfaces, interfaces, thin Films*. Ed. Manning Publications Co. E.U.A.

Burbano de Ercilla, S. Burbano García, E., Gracia Muñoz, C., 2003. Física General. Ed. Tébar, S.L., 32ª edición.

Cervantes Nemer, B.V., Loredó Enríquez, J., 2006. Manual pedagógico de prácticas de química general en microescala. Ed. Universidad Iberoamericana, A.C., 3ª edición. México.

Cheshire, H., Thurow, J., Nederbragt, A.J., 2005. Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science*, 20, 457-469.

Cohen, S.A., 2003. *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, E.U.A.

COHMAP members, 1988. Climatic change of the past 18,000 years: observations and model simulations. *Science* 241, 1043-1052.

Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23 (10), 921-924.

García, E., 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). *Bol. Inst. de Geogr., UNAM, Mexico, D.F.*, 246 pp.

Grayson D.K., 2000. Mammalian responses to Middle Holocene climatic change in the Great Basin of the western United States. *Journal of Biogeography*, 27, 181-192.

Harrison, S. P., Metcalfe, S. E., 1985. Variations in Lake Levels during the Holocene in North America: An Indicator of Changes in Atmospheric Circulation Patterns *Géographie physique et Quaternaire* 39 (2), 141-150.

Haug, G.H., Haughen, K.A., Sigman, D.S., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001a. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1308.

Hawley, John W., 1975. Notes of the Geomorphology and Late Cenozoic geology of northwestern Chihuahua. *New Mexico Geological Society, 20th Annual Field Conference Guidebook*, p. 131-142.

Hecky, R.E., Campbell, P., Hendzel, L.L., 1993. The stoichiometry of carbon, nitrogen, and phosphorus in particulate matter of lakes and oceans. *Limnology and Oceanography* 38 (4), 709-724.

Hoek, W.Z., 2009. Bolling-Allerod interstadial. En Gornitz, V. "editora". *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Editorial Springer, Holanda.

Holmgren, C. A., Peñalba, M. C., Rylander, K. A., Betancourt, J. L., 2003. A 16,000 14C yr B.P. packrat midden series from the USA-Mexico Borderlands. *Quaternary Research* 60, 319-329.

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 CH₄. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 504-519.

INEGI, 2001. Conjunto de Datos Vectoriales Fisiográficos. Continuo Nacional. Escala 1:1'000,000. Serie I. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.

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.

Last, W. M., Smol, J. P., 2001. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Holanda.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford.

Lozano, R., Bernal, J.P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference material for XRF major and trace element análisis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22, 329-344.

MacKay, W. P., Elias, S. A., 1992. Late Quaternary Ant Fossils from Packrat Middens (Hymenoptera: Formicidae): Implications for Climatic Change in the Chihuahuan Desert. *Psyche* 99, 169-184.

Maher, Barbara A., Thompson, Roy, 2001. Editores. *Quaternary climates, environments and magnetism*. Ed. Cambridge University Press. Reino Unido.

Mann, M.E., 2009. Climate variability and change, last 1,000 years. En Gornitz, V. "editora". *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Editorial Springer, Holanda.

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.

Méndez González, Cesar E., 1997. *Ecología Invernal del Águila Cabeza Blanca (Haliaeetus leucocephalus) en la Región de la Babicora, Chihuahua*. Facultad de Zootecnia. Universidad Autónoma de Chihuahua.

Menking, K.M. y Anderson, R.Y., 2003. Contributions of La Niña and El Niño to middle Holocene drought and late Holocene moisture in the American Southwest. *Geology*, 31, 937-940.

Mensing, S.A., 2001. Late-Glacial and Early Holocene vegetation and climate change near Owens Lake, eastern California. *Quaternary Research*, 55, 57-65.

Metcalf, S.E., Bimpson, A., Courtice, A.J., O'Hara, S.L. y Taylor, D.M., 1997. Climate change at the monsoon/Westerly boundary in Northern Mexico. *Journal of Paleolimnology* 17, 155-171.

Metcalf S. E., O'Hara S. L., Caballero, M., Davies, S. J., 2000. Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico – a review. *Quaternary Science Reviews* 19, 699-721.

Metcalf, 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.

Meyer, E. R., 1973. Late Quaternary paleoecology of the Cuatro Ciénegas basin, Coahuila, Mexico. *Ecology* 54, 982-995.

Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114, 289-302.

Montufar Lopez, A., 1987. Estudio polínico de la Alta Babicora Chihuahua. Cuaderno de Trabajo 38. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.

Moore, D., Reynolds R.C., Jr., 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. 2ª edición. Oxford University Press, E.U.A.

Müller, J., Oberhänsli, H., Melles, M., Schwab, M., Rachold, V., Hubberten, H.-W., 2001. Late Pliocene sedimentation in Lake Baikal: implications for climatic and tectonic change in SE Siberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 174, 305-326.

National Oceanic and Atmospheric Administration, (NOAA) http://www.mendoza-conicet.gob.ar/paleo/primer_care.html. Consultado el 15 de noviembre del 2010.

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.

Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, M., Lozano García, S., De la O Villanueva, M., 1999. Palaeoenvironmental record of the last 70 000 yr in San Felipe Basin, Sonora desert, Mexico: preliminary results. *Geofísica Internacional* 38 (3), 1-11.

Ortega Ramírez, J., 1995. Correlación estratigráfica de los depósitos cuaternarios de la Laguna de Babicora, Chihuahua, México. *Geofísica Internacional* 34 (1), 117-129.

Ortega-Ramírez, J. R., Valiente-Banuet, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Mortera-Gutiérrez, C. A., y Alvarado-Valdez G. 1998. Paleoclimatic changes during the Late Pleistocene-Holocene in Laguna de Babicora, near the Chihuahuan Desert, México. *Can. J. Earth Sci.* 35, 1168-1179.

Ortega-Ramírez, J. R., Urrutia-Fucugauchi, J., Valiente-Banuet, A., 2000. The Laguna de Babicora Basin: a late Quaternary paleolake in northwestern Mexico, in E. H. Gierlowski-

Kordesch and K.R. Kelts, eds., Lake basin through space and time: AAPG Studies in Geology 46, p. 569-580.

Ortega-Ramírez, J., 1995. Los paleoambientes Holocénicos de la Laguna de Babícora Chihuahua, México. *Geofísica Internacional* 34 (1), 107-116.

Palacios-Fest, M. R., Carreño A. L., Ortega-Ramírez J. R., Alvarado-Valdéz, G., 2002. A paleoenvironmental reconstruction of Laguna Babícora, Chihuahua, Mexico based on ostracode paleoecology and trace element shell chemistry. *Journal of Paleolimnology* 27, 185-206.

Pérez Quintanilla, D., Sierra Alonso, I., Fajardo Gonzáles, M., 2006. Preparación de materiales adsorbentes de Hg (II) con fines analíticos y aplicaciones medioambientales. Editorial dykinson, Madrid, España

Polyak, V.J., Rasmussen, J.B.T., Asmerom, Y., 2004. Prolonged wet period in the southwest United States through the Younger Dryas. *Geology*, 32, 5-8.

RAMSAR. Ficha Informativa de los Humedales de Ramsar (FIR), 2007. México. <http://ramsar.conanp.gob.mx/documentos/fichas/71.pdf>. Consultado el 20 de octubre del 2010.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, 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.R., 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, 1111-1150.

Ricketts, D. M., 2008. Winds of Change Temporal Farming in West Central Chihuahua, Mexico. Tesis de Maestría, The College of Graduate Studies, The University of British Columbia.

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.

Roy, P.D., Sinha, R., Smykatz-Kloss, W., Singhvi, A.K., Nagar, Y.C., 2008. Playas of the Thar Desert: Mineralogical and Geochemical Archives of Late Holocene Climate. *Asian Journal of Earth Sciences* 1 (2), 43-61.

Romero Mayen, Violeta Amparo, 2005. Reconstrucción paleoambiental holocénica de la Laguna Babícora, Chihuahua, México con base en geoquímica de conchas de ostrácodos. Tesis de licenciatura en Biología, Facultad de Ciencias, UNAM, México

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.

SMN 2010. <http://smn.cna.gob.mx/climatology/normales/estacion/chih/NORMAL08069.TXT>.

Siddall, M., Rohling, E.J., Thompson, W.G., Waelbroeck, C. 2008. Marine Isotope Stage 3 sea level fluctuations: data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics*, Vol. 46, pág. 1-29

Siddall, M., Rohling, E.J., Thompson, W.G., Waelbroeck, C., 2008. Marine Isotope Stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics*, 46, RG4003, doi:10.1029/2007RG000226.

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 del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62, núm. 3, 437-451.

Spaulding, W. G., 1991. A Middle Holocene Vegetation Record from the Mojave Desert of North America and its Paleoclimatic Significance. *Quaternary Research* 35, 427-437.

Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.

Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Ramírez, J., Cruz-Gatica, R., 1997. Rock-magnetic study of Late Pleistocene-Holocene sediments from the Babícora lacustrine basin, Chihuahua, northern Mexico. *Geofísica Internacional* 36, 77-86.

UACH, 1998b. Programa de Manejo Integral y Conservación de los Recursos Naturales de la Cuenca de la Laguna de Babícora, Municipios de Madera y Gómez Farías, Chihuahua, México.

UMAFOR. Estudio regional forestal "unidad de manejo forestal Babícora Casas Grandes A.C." Responsable de elaboración: Ecosistemas y medio ambiente Sierra Madre S.C. 2009. Chihuahua, México. <http://www.clim-past.net/5/33/2009/cp-5-33-2009.pdf>

Van Devender, T. R., Burgess, T. L., 1985. Late Pleistocene Woodlands in the Bolson de Mapimi: A Refugium for the Chihuahuan Desert Biota? *Quaternary Research* 24, 346-353.

Van Devender, T. R., 1977. Holocene Woodlands in the Southwestern Deserts. *Science* 198, 189-192.

Vautravers, M.J., Shackleton, N.J., Lopez-Martinez, C., Grimalt, J.O., 2004. Gulf Stream variability during marine isotope stage 3. *Paleoceanography*, 19, Issue 2. doi:10.1029/2003PA000966

Verma, S.P., Lozano Santa Cruz, R., Girón, P., Velasco, F., 1996. Calibración preliminar de Fluorescencia de Rayos X para análisis cuantitativo de elementos trazas en rocas ígneas. *Actas INAGEQ* 2, 231-242.

Verma, H.R., 2007. *Atomic and Nuclear Analytical Methods: XRF, Mössbauer, XPS, NAA and Ion-Beam Spectroscopic Techniques*. Springer.

Voelker, A. 2002. Global distribution of centenal-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1185-1212.

Werne, J.P., Sageman, B.B., Lyons, T.W., Hollander, D.J., 2002. An integrated assessment of a "type euxinic" deposit: Evidence for multiple control son Black shale deposition in the middle Devonian Oatka Creek formation. *American Journal of Science* 302, 110-143.

