

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



ANÁLISIS DE LA CUENCA LACUSTRE DEL POTOSÍ Y SUS PELIGROS
GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA MATERIA ORGÁNICA
SEDIMENTARIA, NUEVO LEÓN, MEX.

TESIS

COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLOGICAS

PRESENTA:
NATALIA AMEZCUA TORRES

LINARES, NUEVO LEÓN.

JULIO 2003

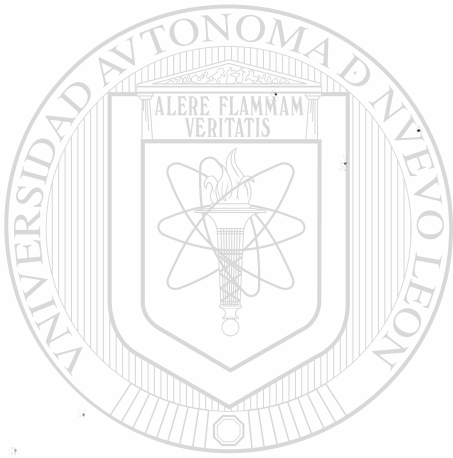
TM
Z 5 8 1 8
• E 3 3
FCT
2 0 0 3
• A 5

MANUALIA TORRES

MAESTRÍA 20008



1020149146



UANL

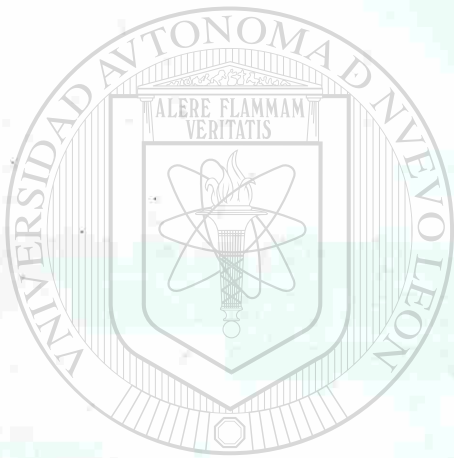
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE...



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

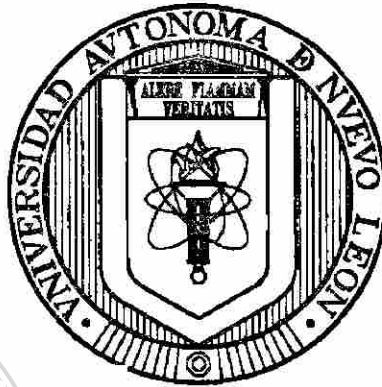
®

TORRES

JULIO 2003

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



ANÁLISIS DE LA CUENCA LACUSTRE DEL POTOSÍ Y SUS PELIGROS
GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA MATERIA ORGÁNICA
SEDIMENTARIA, NUEVO LEÓN, MEX.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

TESIS

COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA:
NATALIA AMEZCUA TORRES

LINARES, NUEVO LEÓN.

JULIO 2003

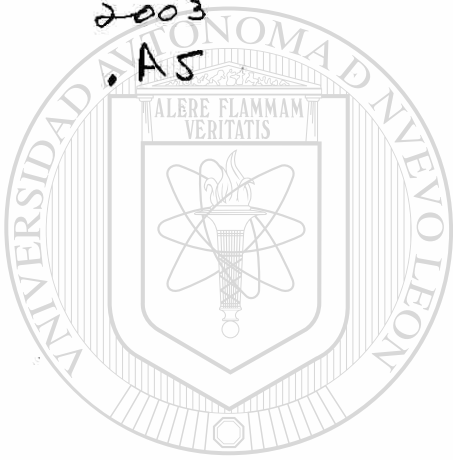
977 837

TH
Z 5818

.E3
FCT

2003

.A5



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



FONDO
TESIS



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

HDA. DE GUADALUPE CARR. A CERRO PRIETO KM. 8, A.P. 104
67700 LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO
TELS. (821) 2 43 02 Y 2 20 13, FAX (821) 2 43 26



La tesis

**ANÁLISIS DE LA CUENCA LACUSTRE DEL POTOSÍ Y SUS PELIGROS
GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA MATERIA ORGÁNICA
SEDIMENTARIA, NUEVO LEÓN, MX.**

elaborada por

NATALIA AMEZCUA TORRES

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
COMISIÓN DE REVISIÓN



DR. FRANCISCO MEDINA BARRERA




DR. J. GUADALUPE LÓPEZ OLIVA



MC. TOMÁS COSSIO TORRES

Vo. Bo.
SUBDIRECTOR DE POSGRADO



DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ

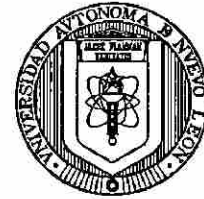
LINARES, N.L.

JULIO 2003



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

HDA. DE GUADALUPE CARR. A CERRO PRIETO KM. 8, A.P. 104
67700 LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO
TELS. (821) 2 43 02 Y 2 20 13, FAX (821) 2 43 26



La tesis

**ANÁLISIS DE LA CUENCA LACUSTRE DEL POTOSÍ Y SUS PELIGROS
GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA MATERIA ORGÁNICA
SEDIMENTARIA, NUEVO LEÓN, MX**

elaborada por

NATALIA AMEZCUA TORRES

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

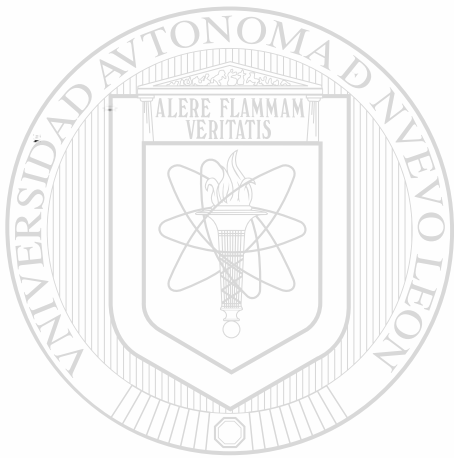
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

Vo. Bo.
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS
DIRECTOR DE TESIS


DR. FRANCISCO MEDINA BARRERA

LINARES, N.L.

JULIO 2003



Esta tesis está dedicada a mi familia,
especialmente a mi pequeño y
gran hijo Edgar

UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



Esta tesis fue realizada gracias al apoyo del:

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), Beca Crédito No. 153083

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Proyecto PAICYT CT629-01

Departamento Alemán de Intercambio Académico (DAAD), Beca No. A/01/27414

Autoridades del Comisariato Ejidal del Potosí, Galeana, Nuevo León

Dr. Francisco Medina-Barrera, Dr. J. Guadalupe López-Oliva y MC. Tomás Cossio

Y de manera particular agradezco a:

Prof. Dr. Wolfgang Stinnesbeck

Departamento de Geología Universidad de Karlsruhe, Alemania

Dr. Thierry Adatte

Departamento de Geoquímica, Universidad de Neuchâtel, Suiza

Prof. Dr. Doris Stüben

Departamento de Geoquímica, Universidad de Karlsruhe

Ing. Juan Villarreal

Rancho Los Enebras, Galeana, Nuevo León.

Dr. Vsevolod Yutsis

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Dr. Uwe Jenchen

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Tec. Stephan Unrein

Laboratorio de Sedimentología, Universidad de Karlsruhe

Dr. Juan Alonso Ramírez

Posgrado, FCT, UANL

Prof. Dr. G. H. Eisbacher

Departamento de Geología, Universidad de Karlsruhe

M.C. Sergio Yussim

Facultad de Ingeniería, UNAM

Prof. Dr. Klaus Bandel

Malacología, Universidad de Hamburgo

Comandante Betancourt

Protección Civil Galeana, Nuevo León

Dr. Zsolt Berner

Departamento de Geoquímica, Universidad de Karlsruhe

Juani Montes

Ing. Juan Manuel Quezada

Biol. Rodrigo González

M. C. Veronika Dülmer

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Dr. Manuel Palacios-Fest

Terra Nostra Earth Science Research, Arizona

Dr. Adam Hölzer

Laboratorio de Palinología, Museo de Historia Natural, Karlsruhe

Tec. Traute Krebs

Facultad de Física, MEB, Universidad de Karlsruhe

Dr. Fernando Velasco Tapia

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Dr. Phyllip Steinman

Departamento de Geoquímica, Universidad de Neuchâtel

Nancy Schmidt

Departamento de Geología, Universidad de Karlsruhe

Dr. José Rosbel Chapa

Dirección, FCT, UANL

Dr. Utz Kramar

Departamento de Geoquímica, Universidad de Karlsruhe

Prof. Dr. Bettina Reichenbacher

Paleontología, Universidad de Munich

Tec. Gesine Preuss

Laboratorio de Geoquímica, Universidad de Karlsruhe

Manuelita M. González

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Dr. Jesús Navar

Facultad de Ciencias Forestales, UANL

M.C. Rolando Peterson

Ing. Samuel Eguiluz

Biol. Arturo González

Compañeros Becarios CONACYT-FCT

José Juan, Liliana, Angélica, Araceli, Miguel, Ernesto, Manuel y Adalberto

Resumen

Dentro del bolsón del Potosí una serie de depósitos son la evidencia de un antiguo lago, considerado un sistema de playa y denominado Paleolago Potosí. Sus sedimentos consisten en facies lacustres, palustres y fluviales, con depósitos ricos en carbonatos, materia orgánica y evaporitas. Análisis micropaleontológicos, palinológicos, de geoquímica isotópica y orgánica, fueron hechos tanto en fósiles como en los sedimentos, determinando una serie de cambios ambientales ocurridos posiblemente durante el Cuaternario tardío en el Noreste de México. Aparentemente las condiciones climáticas han cambiado de cálido húmedas a cálido templadas, con fuertes periodos de sequías, mostrando una tendencia al calentamiento. La covarianza de isótopos estables de Oxígeno y Carbono, reflejan distintas fases de paleoprecipitación–evaporación y paleoproductividad en la cuenca lacustre. El alto contenido de materia orgánica determinada con pirólisis Rock-Eval, demuestra que ésta se encuentra en estado de diagénesis y fue generada por materia orgánica tipo II, III y IV. Los horizontes más enriquecidos en Carbono Orgánico son las turbas, cuyos Índices de Hidrógeno reflejan estados de preservación de buenos a malos, ligado esto a condiciones de reducción u oxidación. Las alteraciones de estos sedimentos son propiciadas por variaciones del nivel freático, generando la problemática de combustión y subsidencia en el área del Potosí – Los Enebras. La Subsidencia se manifiesta debido a la densificación y pérdida actual de masa de las turbas, afectando las áreas de cultivo y generando inestabilidad en los caminos y otras estructuras.

Abstract

The evidence of an ancient lake considered a playa system is the sedimentary deposits into a bolson basin. This system is named Paleolago Potosí. The sediments consist of lacustrine, palustrine, and fluvial facies with deposits rich in carbonate and organic matter containing also some evaporitic deposits. Micropaleontological, palinological, isotopic and organic geochemical analysis were done from fossils and sediments. Series of environmental changes during Late Quaternary in Northeastern Mexico were recognized. Apparently, the climatic conditions changed from warm-humid to warm-mild with evident dry periods, showing a warming tendency. Stable isotopic Oxygen and Carbon covariance reflect different stages of paleoprecipitation-evaporation and paleoproductivity into the lacustrine basin. High organic matter content obtained through Rock-Eval pyrolysis indicates that sediments are in a diagenetic stage having been generated by organic matter, producing kerogen Type II, III and IV. The higher organic carbon content corresponds to peat layers with a Hydrogen Index varying from good to bad preservation stages, linked to reductive or oxidative conditions. Alterations in those sediments are caused by withdrawing during variations in water table depth, generating the event of organic matter combustion and subsidence in El Potosí – Los Enebros area. Subsidence occurs either from densification or from actual loss of mass in peat deposits, affecting the cropping areas and generating instability of roads and housing.

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Contenido

		Página
1	Introducción	1
2	Objetivos	2
3	Metodología General	3
3.1	Campo	3
3.2	Laboratorio	3
4	Aspectos Geográficos	4
4.1	Fisiografía	4
4.2	Localización	4
4.3	Clima	4
4.4	Suelo	7
4.5	Vegetación Actual	7
5	Geología Regional	9
5.1	Geología Regional Pre-Cuaternaria	9
5.2	Cuaternario	12
6	Geología del Área de Estudio	14
6.1	Estratigrafía del Mesozoico	14
6.1.1	Formación Tamaulipas Superior	14
6.1.2	Formación Cuesta del Cura	14
6.1.3	Formación Agua Nueva	15
6.2	Estratigrafía del Cuaternario	15
6.2.1	Aluvión	15
6.2.2	Abanicos Aluviales	15
6.2.3	Coluvión	15
6.3	Geología estructural del área de estudio	16
6.3.1	Levantamiento estructural	17
6.3.2	Hipótesis sobre el origen geológico de la Cuenca del Paleolago Potosí	19

Contenido

7 Sedimentos del Cuaternario tardío del Área Potosí-Los Enebros	20
7.1 Introducción	20
7.2 Facies Lacustres	21
7.2.1 Descripción	21
7.2.2 Facies Ricas en Materia Orgánica - Turbas	23
7.3 Facies Palustres	24
7.3.1 Descripción	24
7.3.2 Caliche tabular	25
7.3.3 Caliche nodular	25
7.4 Estructuras Sedimentarias Secundarias	26
7.4.1 Rizolitos	26
7.4.2 Rizocrecciones	26
7.4.3 Marcas de desecación y cristales de yeso	28
7.4 Depósitos Aluviales	29
7.5 Interpretación de los sedimentos y su edad relativa	29
7.7 Conclusiones	31
8 Contenido Fossilífero	32
8.1 Moluscos	32
8.1.1 Bivalvos	32
8.1.2 Gasterópodos	32
8.1.3 Conclusión	33
8.2 Carofitas	39
8.2.1 Discusión y Conclusión	39
8.3 Otolitos	40
8.4 Ostrácodos	41
8.4.1 Ostrácodos de la sección Enebros	43
8.4.2 Ostrácodos de la sección Potosí 2	44
8.4.3 Ostrácodos de la sección Potosí 3	44
8.4.4 Conclusión	44

Contenido

9 Palinología	49
9.1 Introducción	49
9.2 Análisis de Polen para muestras del área de estudio	50
9.3 Palinología de la sección Enebros	51
9.4 Palinología de la sección Potosí 2	52
9.5 Otros Grupos	54
9.6 Discusión sobre la relación con otros datos palinológicos del Norte de México y el Clima	61
9.7 Conclusiones	62
10 Geoquímica isotópica: isótopos estables de ^{18}O Y ^{13}C	64
10.1 Introducción	64
10.2 $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la sección Potosí 3	66
10.3 $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la sección Enebros	68
10.4 Discusión y Conclusiones	69
11 Geoquímica Orgánica: Carbono Orgánico Total	71
11.1 Introducción	71
11.2 Metodología Rock-Eval 6	73
11.3 Resultados de las muestras analizadas del Paleolago Potosí	74
11.3.1 Carbono Orgánico Total	74
11.3.2 Tipo de Materia Orgánica el IH vs. IO	77
11.3.3 Temperaturas Máximas	78
11.4 Interpretación de los ambientes de depósito y la materia orgánica	79
11.5 Relaciones de la materia orgánica con la subsidencia y la combustión en el área del Potosí - Los Enebros	80
11.6 Discusión y conclusiones	80

Contenido

12 Peligros Geológicos Asociados a la Materia Orgánica Sedimentaria	82
12.1 Introducción	82
12.2 Zona subsidida	82
12.3 Causas de subsidencia	87
12.3.1 Sobreexplotación del agua subterránea	88
12.3.3 Alto contenido de materia orgánica	89
12.4 Control de la subsidencia	89
13 Conclusiones	90
14 Recomendaciones	93
15 Síntesis	94
16 Bibliografía	95
17 Anexos	107
1 Carta Geológica	108
2 Carta de Ubicación de Secciones Muestreadas	109
3 Metodología del preparado de muestras para el Análisis Palinológico	110
4 Datos de isótopos estables de oxígeno y carbono de las secciones Potosí 3 y Enebro	111
5 Resultados de la Pirólisis Rock-Eval 6 en las secciones Potosí 2 y Potosí 3	113

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Índice de Figuras

		Página
Figura 1	Localización del área de estudio	5
Figura 2	Tendencias de la Precipitación y Temperatura mensuales de la Estación Potosí, años 1960 –1987	7
Figura 3	A. Localización del Frente Tectónico. B. Distribución de Sectores del Frente Tectónico Sierra Madre Oriental	10
Figura 4	Divisiones de la Curvatura de Monterrey	13
Figura 5	Imagen LANDSAT,1990., del Área Sur de la Curvatura de Monterrey	16
Figura 6	Modelo de densidad 2D en el área del Potosí	17
Figura 7	Representación de datos estructurales en diagramas de densidad y círculos máximos de los elementos tectónicos medidos	18
Figura 8	Plegamiento intraformacional en la Fm. Tamaulipas Superior, en la elevación conocida como El Gringo	19
Figura 9	Secciones estratigráficas de El Potosí – Los Enebros	22
Figura 10	Muestra de mano de los limos	23
Figura 11	Horizontes de turbas	23
Figura 12	Caliche	25
Figura 13	Imágenes de Microcopia Electrónica de Barrido de Microrizolitos	26

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Índice de Figuras

		Página
Figura 14	Imágenes de Rizocrecciones	26
Figura 15	Descripción litológica, estructuras sedimentarias y componentes de los perfiles Potosí 3, 2 y Enebros	27
Figura 16	Rosetas de Yeso	28
Figura 17	Bloque diagramático de los perfiles Potosí (Pot) 1- 6	30
Figura 18	Litología, Estructuras sedimentarias y Contenido fosilífero de las secciones: Enebros, Potosí 2 y Potosí 3	38
Figura 19	Girogonitos de Carofita	39
Figura 20	Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido de Otolito	41
Figura 21	Presencia de ostrácodos no marinos en un lago hipotético de Norte América en respuesta a parámetros físicos y biológicos	42
Figura 22	Porcentaje de la probabilidad de encontrar ostrácodos de agua dulce en lagos , estanques y arroyos	43
Figura 23	Diagrama de polen de la sección Los Enebros, Galeana, Nuevo León	53
Figura 24	Diagrama de polen de la sección Potosí 2, Galeana, Nuevo León.	53
Figura 25	Divisiones del Cuaternario y sus límites	63
Figura 26	Tendencias comparativas de datos sedimentológicos y de isótopos estables de la sección Potosí 3	67
Figura 27	Tendencias comparativas de datos sedimentológicos y de isótopos estables de la sección Enebros	69
Figura 28	Ambientes bentónicos marinos y lacustres	72
Figura 29	Carbono Orgánico Total, Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Hidrógeno e Índice de Oxígeno (IO) vs. Profundidad, producto pirolisis Rock-Eval en sedimentos de la sección Enebros	75
Figura 30	Carbono Orgánico Total, Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Hidrógeno e Índice de Oxígeno (IO) vs. Profundidad, producto pirolisis Rock-Eval en sedimentos de la sección Potosí 2	75
Figura 31	Carbón (charcoal) en Potosí 2.	76

Índice de Figuras

	Página
Figura 32 Carbono Orgánico Total, Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Hidrógeno e Índice de Oxígeno (IO) vs. Profundidad, producto pirolisis Rock-Eval en sedimentos de la sección Potosí 3	76
Figura 33 Diagrama de Van Krevelen Modificado mostrando el Índice de Hidrógeno (IH) vs. Índice de Oxígeno (IO) basado en análisis Rock-Eval de las secciones Enebros, Potosí 2 y Potosí 3	77
Figura 34 Diagrama de Van Krevelen Modificado mostrando el Índice de Hidrógeno (IH) vs. Temperatura Máxima (T_{max}) de los sedimentos de las secciones Enebros, Potosí 2, Potosí 3 y los tipos de kerógeno y su estado de maduración	79
Figura 35 Ampliación de fotografía aérea de escala 1:50,000, 02 Mayo 1998, INEGI, del área de estudio	83
Figura 36 Área subsidida del Potosí	84
Figura 37 Agrietamientos longitudinales	84
Figura 38 Agrietamientos poligonales (P), longitudinales (L) y subsidencia en el Potosí	85
Figura 39 Agrietamiento poligonal en Los Enebros.	85
Figura 40 Área de colapso y escarpes semicirculares escalonados de la localidad Los Enebros	86
Figura 41 Carretera Federal México-Nuevo Laredo, tramo Matehuala –Saltillo, sección El Potosí (Catarino Rodríguez)	87
Figura 42 Gráfica de los Niveles Estáticos vs. Profundidad de los pozos en el área del Potosí – Los Enebros. Graficada con datos de PAICYT, 2002	88
Figura 43 Modelo deposicional propuesto para la Cuenca del Lago Potosí	92

Índice de Tablas

	Página
Tabla I	Imágenes de Microscopía Electrónica de moluscos de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León. 34-35
Tabla II	Imágenes de Microscopía Electrónica de moluscos de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León 36-37
Tabla III	Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de conchas de ostrácodo, de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León. 45-46
Tabla IV	Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de conchas de ostrácodo, de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León 47-48
Tabla V	Imágenes de granos de Polen Arbóreo presentes en las secuencias estratigráficas de El Potosí 2 y Los Enebros. 55-56
Tabla VI	Imágenes de granos de Polen No Arbóreo (NAP), presentes en las secuencias estratigráficas de El Potosí 2 y Los Enebros. 57-58
Tabla VII	Imágenes de granos de Polen No Arbóreo (NAP), Esporas e Indeterminados, presentes en las secuencias estratigráficas de El Potosí 2 y Los Enebros. 59-60

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

1**Introducción**

En la zona de transición de las cadenas montañosas de la Sierra Madre Oriental y el Altiplano Mexicano, se encuentran cuencas endorreicas conocidas como bolsones, que son rellenados con sedimentos de edad cuaternaria. En localidades del suroeste del Estado de Nuevo León, estos sedimentos se encuentran entre otros en los municipios de Galeana y Aramberri y están representados por secuencias de paleolagos del Cuaternario Tardío. Éstos depósitos contienen indicadores bióticos y abióticos que documentan los cambios ambientales, ocurridos a lo largo del tiempo durante el relleno de los últimos metros de la secuencia sedimentara y que son útiles para comprender los fenómenos naturales de hoy en día.

En algunos sitios (por ejemplo: El Puente-San Juan de Avilés, Sandía el Grande y El Potosí-Los Enebras); los sedimentos cuaternarios han recibido especial atención debido a la repetitiva presencia de incendios subterráneos, exhalaciones de gases y agrietamientos superficiales, así como marcados procesos de subsidencia y colapso. El fenómeno inhabilita el uso agrícola de los terrenos afectados, así como también, a la infraestructura vial, siendo evidente en un tramo (Los Enebras) de la Carretera Federal No. 57 Matehuala – Saltillo, al Oeste del Cerro El Potosí.

Los primeros reportes sobre agrietamientos, incendios subterráneos, calcinación de materia orgánica y exhalaciones de azufre fueron hechos en 1994 por los moradores de La Trinidad, Municipio de Aramberri, y de manera similar en 1999 por los habitantes del Rancho Los Enebras en Galeana, localizado a 100 km. al norte de la localidad anteriormente mencionada. En dichas ocasiones, los fenómenos han sido asociados con pequeños sismos y emanaciones de calor y humo, siendo interpretados por los pobladores de la comunidad con la formación de un volcán. Sin embargo, esta interpretación se ha descartado rápidamente por encontrarse esta región en una zona asísmica desde el punto de vista de sismos profundos (Esteva, 1963) y de categoría A según el Servicio Sismológico Nacional, de la cual no se tienen registros de sismos históricos provocados por subducción. Por otra parte se encuentra alejada de zonas volcánicas activas del Cinturón Volcánico Mexicano.

Localizados de Sur a Norte, los sitios que presentan o presentaron los mismos fenómenos son: El Puente - San Juan de Avilés, Sandía el Grande y El Potosí – Los Enebras. De ellos sólo San Juan de Avilés se encuentra actualmente activo, presentando un área afectada de alrededor de 6 km² con emanaciones de calor y gases, asociados con procesos puntuales de subsidencia de aproximadamente 5 metros. Los demás sitios se encuentran hoy en día inactivos desde el punto de vista de incendios subterráneos. Los fenómenos geológicos relacionados a la combustión, colapso y subsidencia de los sedimentos cuaternarios en la región, se han reportado brevemente por Medina-Barrera y De León-Gómez (2000 y 2001).

2 **Objetivos**

El presente trabajo abarca dos diferentes temarios y tiene como principales objetivos:

Primero

El registro de los cambios ambientales en secciones estratigráficas de la localidad El Potosí – Los Enebros.

Segundo

La documentación de peligro geológico relacionado al fenómeno de subsidencia y combustión de la materia orgánica en la localidad de El Potosí – Los Enebros.

Objetivos Particulares

- Elaboración de Carta Geológica y ubicación precisa de sitios afectados, documentando su configuración y caracterización de los mismos.
 - Levantamiento y muestreo detallado de la secuencia sedimentaria.
 - Determinación de los cambios faunísticos y florísticos
 - Establecimiento del ambiente de depósito y facies en la secuencia sedimentaria.
-
- Análisis de isótopos estables de Oxígeno y Carbono.
 - Análisis del contenido de Carbono Orgánico Total (COT) de los sedimentos
 - Determinación de cambios ambientales en la secuencia
 - Análisis de las secuencia sedimentaria y su relación con los procesos de combustión o subsidencia

3 Metodología General

3.1. Campo

- Cartografía Geológica (90km²) escala 1:50,000
- Levantamiento de columnas estratigráficas en norias, escarpes y pozos, con muestreo cada 10 cm.
- Cartografía a detalle de la zona subsidida y colapsada
- Rescate de material macro-paleontológico

3.2. Laboratorio

- Análisis de imágenes digitales y elaboración digital de carta geológico-estructural
- Elaboración de carta de ubicación de perfiles
- Elaboración de secuencias estratigráficas
- Análisis sedimentológico y micropaleontológico.
- Preparación de muestras y obtención de imágenes con Microscopio Electrónico de Barrido LEO 1530 Gemini.
- Bioestratigrafía de las secuencias estratigráficas.
- Análisis palinológico por método de la acetólisis, montaje de muestras, fotografiado, conteo de granos y procesado de datos para elaboración de diagramas polínicos.
- Análisis de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en conchas de ostrácodo por espectrometría con un Espectómetro de Masas tipo VG Prism II.
- Análisis de Carbono Orgánico Total, Índices de Hidrógeno e Índices de Oxígeno y Temperatura Máxima para la determinación del tipo de materia orgánica y su estado, por medio de pirólisis con Rock-Eval 6.

4 Aspectos Geográficos

4.1. Fisiografía

El área de estudio se encuentra en la provincia geomorfológica de la Sierra Madre Oriental (SMO), entre los límites de las subprovincias Montañosas Marginales del Altiplano Mexicano y la sección Este de las Cuencas y Sierras Mexicanas - *Eastern Mexican Basin & Range* -(Sedlock, et al. 1993). El relieve de estas provincias está ligado a una evolución tectónica muy compleja dentro de la Sierra Madre Oriental, cuya tectónica dio como resultado estructuras fuertemente plegadas de las rocas carbonatadas y sulfatadas de edades jurásica y cretácica. En conjunto el relieve se caracteriza por una serie de cadenas montañosas cuya dirección predominante es NW-SE, que albergan bolsones (valles intermontanos) y en ocasiones las depresiones karsticas. La red hidrográfica también presenta una orientación NW-SE. La elevación principal en el área de estudio es El Potosí con 3740 m.snm (SPP, 1981).

4.2. Localización

La localidad de El Potosí (Catarino Rodríguez) se ubica en las coordenadas 24° 50' 25" Latitud Norte y 100° 20' 08" Longitud Oeste. Los Enebras cuyas coordenadas son 24° 52' 72" Latitud Norte y 100° 23' 31" Longitud Oeste, se encuentra a 9 km. en dirección noroeste del Anticinal Potosí, ambas en el Municipio de Galeana, Nuevo León. (Fig. 1).

Para acceder al área de El Potosí–Los Enebras, se toma la carretera 60 Linares–San Roberto, hasta llegar al entronque con la carretera 57 Matehuala–Saltillo. El área de estudio se ubica aproximadamente a 20 Km al norte de dicho entronque, con rumbo a Saltillo, Coahuila (Fig.1).

4.3. Clima

Por su ubicación en una zona de transición del frente Oriental de la SMO y las subprovincias montañosas marginales del Altiplano Mexicano, el clima está determinado entre otros factores, por el relieve montañoso y la diferencia de altura de los picos más elevados y los fondos de los valles. Lo anterior provoca una retención de humedad en las partes altas de la sierra, por lo cual los vientos pasan secos hacia la vertiente interior de las sierras y llanuras occidentales, desarrollando franjas climáticas orientadas N a S de tipo seco y templado (INEGI, 1986).

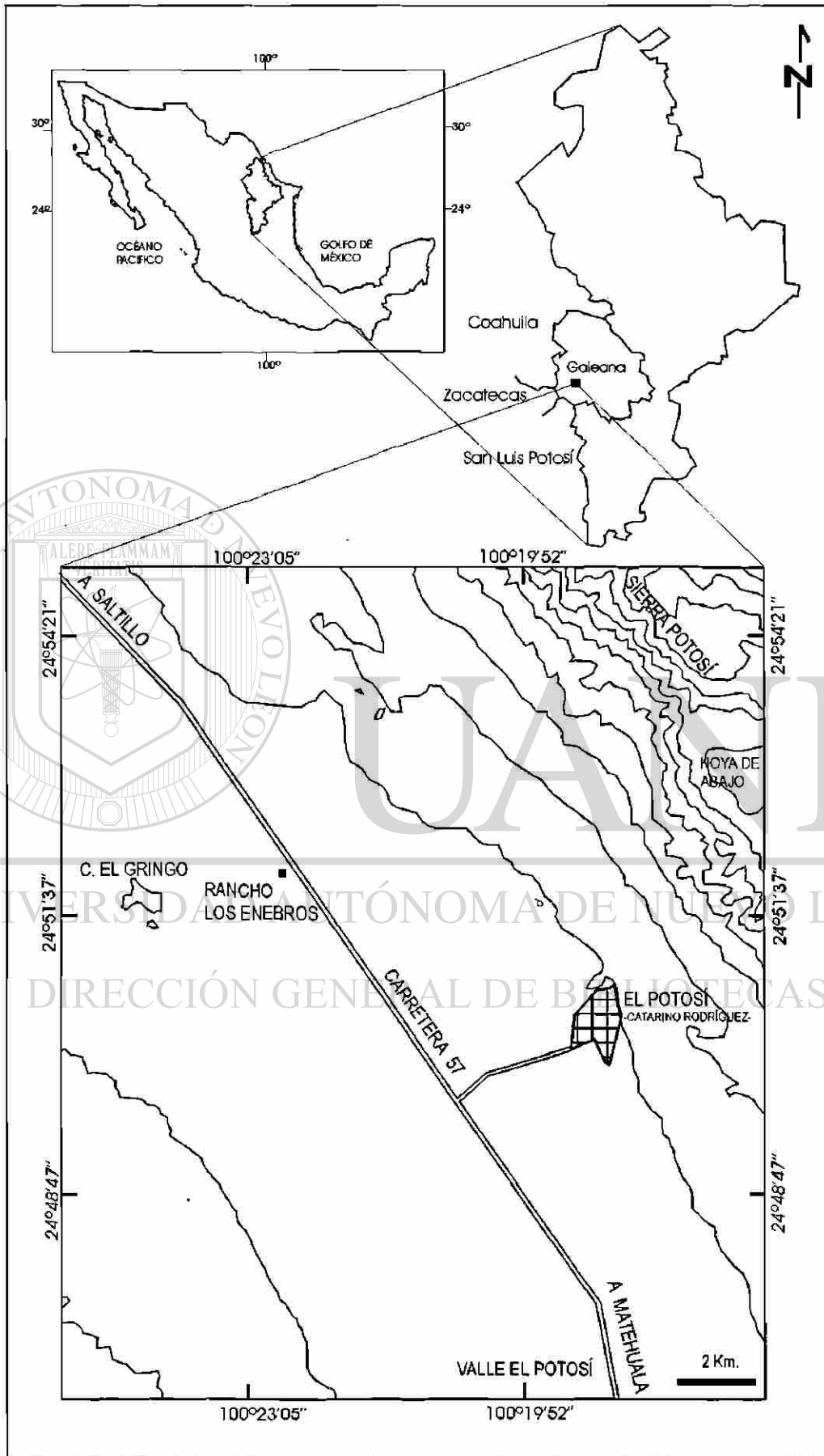


Figura 1. Localización del área de estudio.

INEGI (1986) Reporta para el área de estudio los siguientes tipos de clima:

- Bsokx'** Seco, templado, con lluvias escasas todo el año, mas del 18% de lluvia invernal, precipitación total anual entre 300 y 400 mm y temperatura media anual entre 14-18°C para la zona del valle.
- BS₁kx'** Semiseco templado, con lluvias escasas todo el año, más de 18% de lluvia invernal y precipitación total anual entre 400 y 600 mm. Temperatura media anual entre 12 y 18°C. Se presenta en las márgenes del Potosí, continuando a la franja climática anterior.
- Cx'** Templado, subhúmedo con lluvias escasas durante todo el año, mas del 18% de lluvia invernal y temperatura media anual entre 12 y 18°C; hacia la cima del Anticlinal Potosí.
- C(E)(w₁)x'** Semifrío, subhúmedo con lluvias de verano, más de 10.2% de lluvia invernal, temperatura media anual entre 5 y 12°C. En la cima del Anticlinal Potosí.

La precipitación total anual oscila entre 400 y 600 mm, el rango de temperatura media anual fluctúa entre 12 y 18 °C. La máxima incidencia mensual de lluvia ocurre en mayo y agosto con 35 a 40mm y la mínima en marzo con menos de 10 mm (Fig. 2). La temperatura mínima se registra en el mes de enero con 7 °C, los meses más cálidos son junio y agosto con una temperatura media entre 18 y 20 °C (SPP, 1981). La oscilación térmica anual es de 7.4 °C, y es en la estación invernal cuando se intensifican procesos como el criokarst (Huisar y Oropeza, 1989). Oropeza (1990) reporta durante el mes de enero una temperatura en la cima del Anticlinal Potosí de -1.4 °C. Las heladas tienen un rango de 20 a 60 días en los meses de diciembre, enero y febrero (INEGI, 1986).

En esta región hay mayor humedad en la parte oriental que en la occidental, eso se debe a la sombra pluviométrica, provocada por la Sierra Madre Oriental que interfiere en la circulación de los vientos Alisios, con dirección SE-NW, provenientes del Golfo de México. La temperatura es más alta en el fondo de los valles y en las depresiones. En temporada invernal, los Frentes Canadienses o Nortes influyen sobre el área, teniendo una dirección NW-SE (Navar, *com pers* 2001).

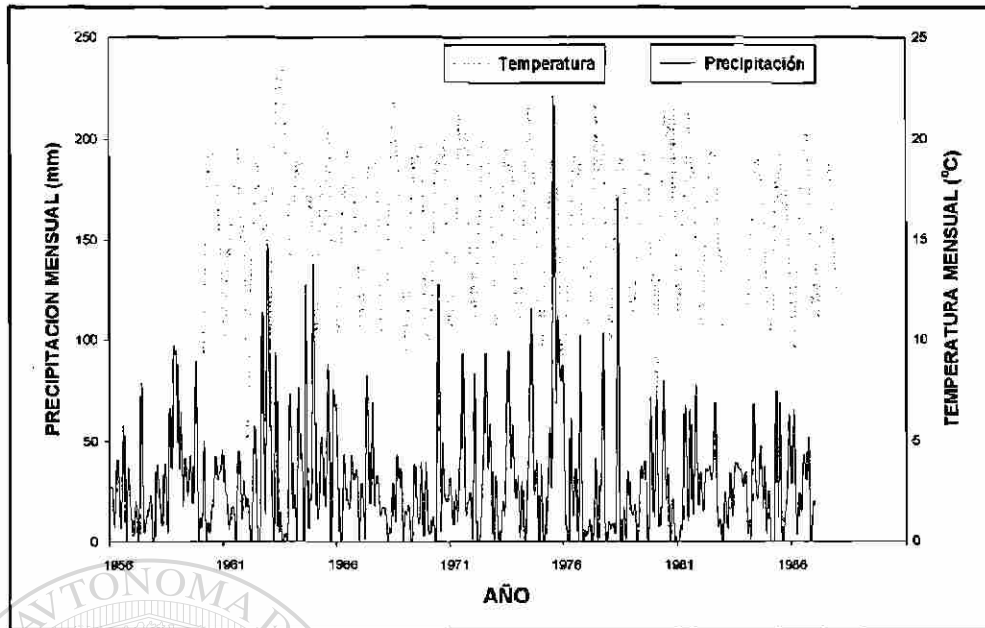


Figura 2.- Tendencias de la Precipitación y Temperatura mensuales de la Estación Potosí, años 1960 –1987. Los datos graficados provienen de CNA.

4.4. Suelo

El suelo predominante en la región del Potosí es el litosol combinado con rendzina, seguido por xerosoles y cambisol de textura gruesa, además de castañozem, regosol y feozem (INEGI, 1986). Se presentan suelos delgados y con un alto contenido de materia orgánica en las laderas oeste del Potosí (SPP, 1981). La *terra rossa*, producto de la descalcificación de las rocas calcáreas, con un contenido elevado de arcillas, se acumula con frecuencia en pequeñas dolinas y úvalas, creando condiciones propicias para el desarrollo agrícola (Huisar y Oropeza, 1989).

4.5. Vegetación Actual

El área del Bolsón es utilizada con fines agrícolas; siendo la vegetación natural alterada por dichas actividades. El resto se encuentra poblada por matorral xerófilo y espinoso, así como pastizal halófilo, mismos que se distribuyen irregularmente en las áreas no cultivadas y que albergan comunidades de Enebros o Juniperos (*Juniperus monosperma*), Yuca (*Yuca* sp.), Mezquite (*Prosopis glandulosa*), Gobernadora (*Larrea tridentata*), Nopales (*Opuntia* sp.), Perritos (*Cylindropuntia* sp.), Lechuguilla (*Agave lechuguilla*), Maguey (*Agave* sp.) y Gramíneas (*Oordeas* sp., *Bouteloa* sp., *Aristida* sp.) entre otras. En zonas de los depósitos lacustres ricos en materia orgánica destaca la presencia del género *Tulostoma* sp., también conocido como hongo del desierto.

La presencia y distribución de las especies vegetales anteriormente mencionadas, es controlada por la humedad que proporciona el agua subterránea, así como las variaciones en la salinidad y disponibilidad de espacio. Dentro de la cuenca, los cerros –tales como El Gringo, 1920 m. snm - han funcionado como islas biogeográficas llegando a albergar especies endémicas, como la *Mammillaria sánchez-mejoradae* (González *com. pers.*, 2002).

La vegetación en la zona de montaña de El Potosí, esta compuesta por bosques de Pino, Pino-Encino, Pino-Encino-*Pseudotsuga* y Pino-*Juniperus*. El límite inferior de las coníferas altas se encuentra a los 2, 500 m de altitud. La comunidad de *Pinus culminicola*, única especie de pino arbustivo que se conoce en México y es endémica de la porción Norte de la Sierra Madre Oriental, subsiste en El Potosí a manera de comunidad relictó del Pleistoceno (Sánchez, 1987, citado en Oropeza, 1990). La zona de mayor altitud del Cerro El Potosí es caracterizada por la presencia de *Pinus culminicola* (particularmente a los 3, 600 m.snm). Por arriba de los 3, 690 m, el tipo de vegetación es una pradera alpina intercalada con espacios desprovistos de vegetación, en donde también subsisten numerosas plantas herbáceas endémicas (Oropeza, 1990). El piso superior de la parte Este del Potosí, está conformado por *Pinus hartwegii* y Encinos. En la parte media baja de El Potosí se encuentran bosques de Pino-Encino y Pino-*Juniperus*. La exposición Norte está cubierta por una comunidad de Pino-Encino-*Pseudotsuga*; donde *Pinus* presenta una altura promedio de 15 m, y *Pseudotsuga* 20 m. Los encinos conforman el piso medio con 8 m de altura, combinando con *Arbutus xalpensis* (4.5m de altura) en una relación 1:1. La base de El Potosí esta cubierta por Encinos y Madroños, así como Agaves y Yucas, éstos últimos considerados indicadores de incendios recientes (Navar, *com. pers.*,2002). Variaciones en la vegetación del área de estudio a lo largo del tiempo son presentadas en los diagramas de polen, los cuales se analizan a detalle en este trabajo.

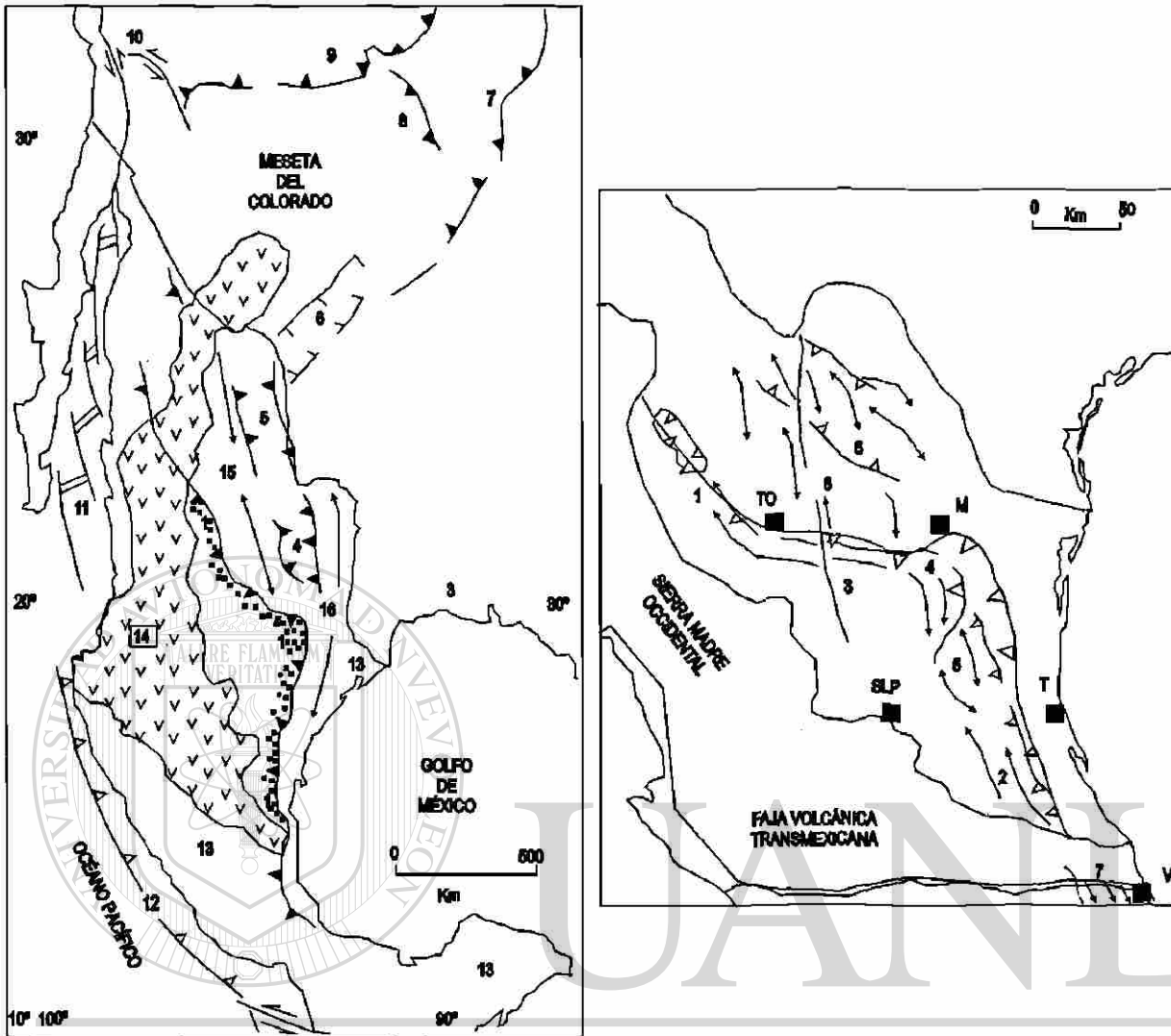
5 Geología Regional

5.1. Geología Regional Pre-Cuaternaria

La Sierra Madre Oriental (SMO), es un relieve morfoestructural curvado de más de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud. Se ubica desde la Faja Volcánica Transmexicana, hasta la proximidad de la Ciudad de Torreón, Coahuila (Lugo-Hubp, 1990 en Eguiluz et al., 2000); y para la cual Eguiluz, et al., (2000) extienden sus extremos noroeste hacia las proximidades de Parral, Chihuahua y sureste hacia el área de Tuxtepec, Oaxaca (Fig. 3A). Forma una cordillera con elevaciones que sobrepasan los 2,500 m.snm y muestra dos flexiones importantes en su estructura: una a las cercanías de Torreón, Coah., y otra hacia Monterrey, N.L. (Padilla y Sánchez, 1985).

La SMO presenta un rumbo NW-SE desde Teziutlán, Puebla hasta Cd. Victoria, Tamaulipas, latitud en la cual se desarrolla la Curvatura de Villagrán, que corresponde a la terminación SE del Sector Saliente de Monterrey, en donde las estructuras toman un cambio de rumbo NE-SW. En las inmediaciones de Monterrey, N.L., los trends de rumbo NW-SE presentan una flexura cóncava que termina a la altura de la Cd. de Saltillo, Coah., y desde la porción oriental de la Sierra de Parras, toman una orientación ESE-WNW hasta llegar a la Cd. de Torreón, Coah.; es en este punto los trends ESE-WNW giran nuevamente a un rumbo NW-SE hasta Parral, Chihuahua, en relación a la estructura principal plegada de la SMO (Eguiluz, et al., 2000; Peterson, 2001).

La SMO está compuesta principalmente por una gruesa secuencia de rocas carbonatadas y terrigenas del Mesozoico, que fueron plegadas y cabalgadas por los esfuerzos máximos de la Orogenia Laramide durante el Paleoceno tardío - Eoceno temprano (Padilla y Sánchez, 1985), la cual implicó un mecanismo de cubierta delgada (*thin-skinned*) con basamento cristalino involucrado sólo localmente (Eguiluz, et al., 2000). De acuerdo al análisis estratigráfico, paleogeográfico y morfoestructural, la franja plegada del frente de la Sierra Madre Oriental puede dividirse en seis sectores: (1) el Sector San Pedro del Gallo, entre las ciudades de Torreón, Coah. y Parral, Chih., que corresponde al extremo noroeste de la cadena plegada; (2) el Sector Transversal de Parras, situado entre Torreón y Saltillo Coah., (3) el Sector Saliente de Monterrey, que se ubica desde Saltillo, el poniente de Monterrey y Villagrán, Tamps., hasta Aramberi, N.L.; (4) el Sector Valles, localizado entre los límites aproximados de Cd. Victoria, Tamps., y Xilitla, S.L.P.; (5) y el Sector Huayacocotla, extremo SE de la SMO, desde el sur de Xilitla, hasta Teziutlán, Pue. Al SE de la Faja Volcánica Transmexicana la región de Zongolica, que puede considerarse una extensión del Sector Huayacocotla (Eguiluz et al., 2000).



A UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN B

Figura 3. A. Localización del Frente Tectónico: Sierra Madre Oriental (1); Cadena baja de la Sierra Madre Oriental (2); Planicie Costera del Golfo (3); Franja Plegada de Sabinas (4); Franja Plegada de Chihuahua (5); Rift del Río Grande (6); Montañas Rocallosas (7); Montañas Uinta (8); Cinturón Orogénico Cordillerano (9); Sierra Nevada (10); Golfo de California (11); Fosa de Acapulco (12); Sierra Madre del Sur; Complejo Oaxaqueño y Yucatán (13); Sierra Madre Occidental y Faja Volcánica Transmexicana (14); Bloque de Aldama y Coahuila (15); Bloques de Tamaulipas (16). **B. Distribución de Sectores del Frente Tectónico Sierra Madre Oriental:** San Pedro Gallo (1); Huayacocotla (2); Transversal de Parras (3); Saliente de Monterrey (4); Valles(5); Cuenca de Sabinas (6); Región Zongolica (7); y Bloque de Coahuila (8); Monterrey (M); Tampico (T); Torreón (To); San Luis Potosí (SLP); Veracruz (V). Figuras tomadas de Eguiluz, et al., 2000.

Los Pliegues en el Sector Saliente de Monterrey, dentro del cual se encuentra el área de estudio, son de gran longitud y forman un arco convexo que va desde Saltillo Coahuila hasta el sur de Aramberri, N.L. (Fig. 3B). Son isoclinales apretados doblemente buzantes en sus extremos, con planos axiales verticales o ligeramente inclinados al NNE; estas estructuras se levantan de manera escalonada hacia el SSW, debido a posibles fallas inversas mayores no emergentes ubicadas entre Saltillo y Monterrey, pero espectacularmente visibles y emergentes entre Monterrey y Aramberri (Eguiluz et al., 2000).

Durante el Paleoceno Tardío – Eoceno, el evento compresivo de la Orogenia Laramide dio lugar al plegamiento de la Sierra Madre Oriental, deformando a la secuencia Mesozoica (Jurásico Superior-Cretácico Superior); generando pliegues, fallas inversas y cabalgamientos. Dicho plegamiento fue controlado por la posición de los bloques del basamento, así como, por la distribución y el espesor de las evaporitas de la Formación Minas Viejas de edad Oxfordiano (Jurásico Tardío), la cual es considerada como el presunto horizonte del desprendimiento de la cobertura de la SMO (Padilla y Sánchez, 1985; Götte, 1988). El desprendimiento de la secuencia Mesozoica fue motivado por el movimiento de la placa de Farallón que subdujo con ángulo muy somero en el W, provocando con esto un basculamiento gradual cortical del subsuelo hacia el E y el consecuente despegue de la cubierta sedimentaria.

Eguiluz et al.,(2000) mencionan que el levantamiento del frente de la SMO es impreciso, y que nuevos datos radiométricos documentados por otros autores revelan que el sepultamiento máximo y el levantamiento en ese frente, pudo ocurrir en el Eoceno Superior, con deformación máxima compresiva y levantamiento en el frente de montaña durante el Eoceno tardío–Oligoceno temprano. Estos autores señalan que tanto el levantamiento como el plegamiento inverso, son de edad radiométrica más joven que el Eoceno Medio. Lo anterior sugiere que el frente de montaña pudo continuar el depósito de sedimentos, generando una pila sedimentaria más potente a lo observado actualmente, pero que ha sido removida por erosión. Además de que la deformación migró de SW a NE y de W a E y por lo tanto la deformación del frente de montaña es más reciente a lo considerado tradicionalmente.

El sitio de estudio se encuentra en la sección sur de la Curvatura de Monterrey (Sector Saliente de Monterrey), conocida como Área de Basamento Somero, según las divisiones de estilos de plegamiento de Padilla y Sánchez (1985), Figura. 4. Esta división se distribuye en 5 grandes áreas: (1) Área Norte, con pliegues simétricos de planos axiales casi verticales, de 15 a 60 km de longitud;

(2) Área Sur, con anticlinales y sinclinales apretados recostados, la mayoría simétricos con vergencia al NE, destacan la presencia de fallas inversas y de transcurrencia; (3) Área de Basamento Somero, o Área del Anticlinal Potosí, el cual es la estructura más sobresaliente de la Curvatura de Monterrey debido a su tamaño (50 km long.) y longitud de onda de ~10km y amplitud de mas de 4 km. Es un anticlinal amplio y asimétrico. Su término noroccidental buza 30° al NW, mientras que hacia el sur parece bifurcarse en varios pliegues más pequeños. Su plano axial es casi vertical, pero tiene una inclinación unos cuantos grados hacia el SW. En el desarrollo de los pliegues de ésta área influyó principalmente la poca profundidad del basamento y secundariamente las variaciones litológicas de las formaciones mesozoicas; (4) Área de Vergencia Opuesta, situada al oeste del área de Basamento Somero, donde sus pliegues tienen una orientación aproximada de N 65° W la cual es más o menos paralela al rumbo general de las estructuras que los rodean pero sus planos axiales buzan $\sim 60^\circ$ NE $^\circ$, lo cual es completamente opuesto a la vergencia regional de los pliegues de la Curvatura de Monterrey. En esta área no existe evidencia de importantes variaciones litológicas que hubiesen controlado el desarrollo de pliegues, pero es razonable asumir que el basamento bajo el Anticlinal Potosí no solo infuyo sino que fue la causa de la vergencia anómala de estas estructuras; (5) Anticlinal La Silla, ubicado "fuera" de los límites arbitrarios establecidos para la Curvatura, tiene un rumbo de N 30° W, longitud de onda de 42 km y una fuerte inclinación de sus flancos y sus extremos en donde su plano axial buza un promedio de 70° SW. La falla inversa presente en su parte media es la responsable de la ausencia por erosión de su flanco NE.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

5.2 Cuaternario

A lo largo de la base de los cerros se observan abanicos aluviales, como los se encuentran en las márgenes del cerro El Potosí. Los valles están cubiertos por gravas fluviáticas, sedimentos lacustres, caliche y residuos blancos de granulometría muy fina que se atribuyen a la disolución de sulfatos de la Formación Minas Viejas. En el área de la Laguna de Labradores, Tuxpan y Jalisco, se encuentran dolinas que son estructuras de hundimiento y de colapso limitadas por acantilados cuyos pisos planos pueden alcanzar el nivel freático (por ejemplo la Laguna de Labradores), y que muestran la disolución subterránea de rocas sulfatadas pertenecientes a la Fm. Minas Viejas (Meiburg *et al.*, 1982 y Götte, 1988).

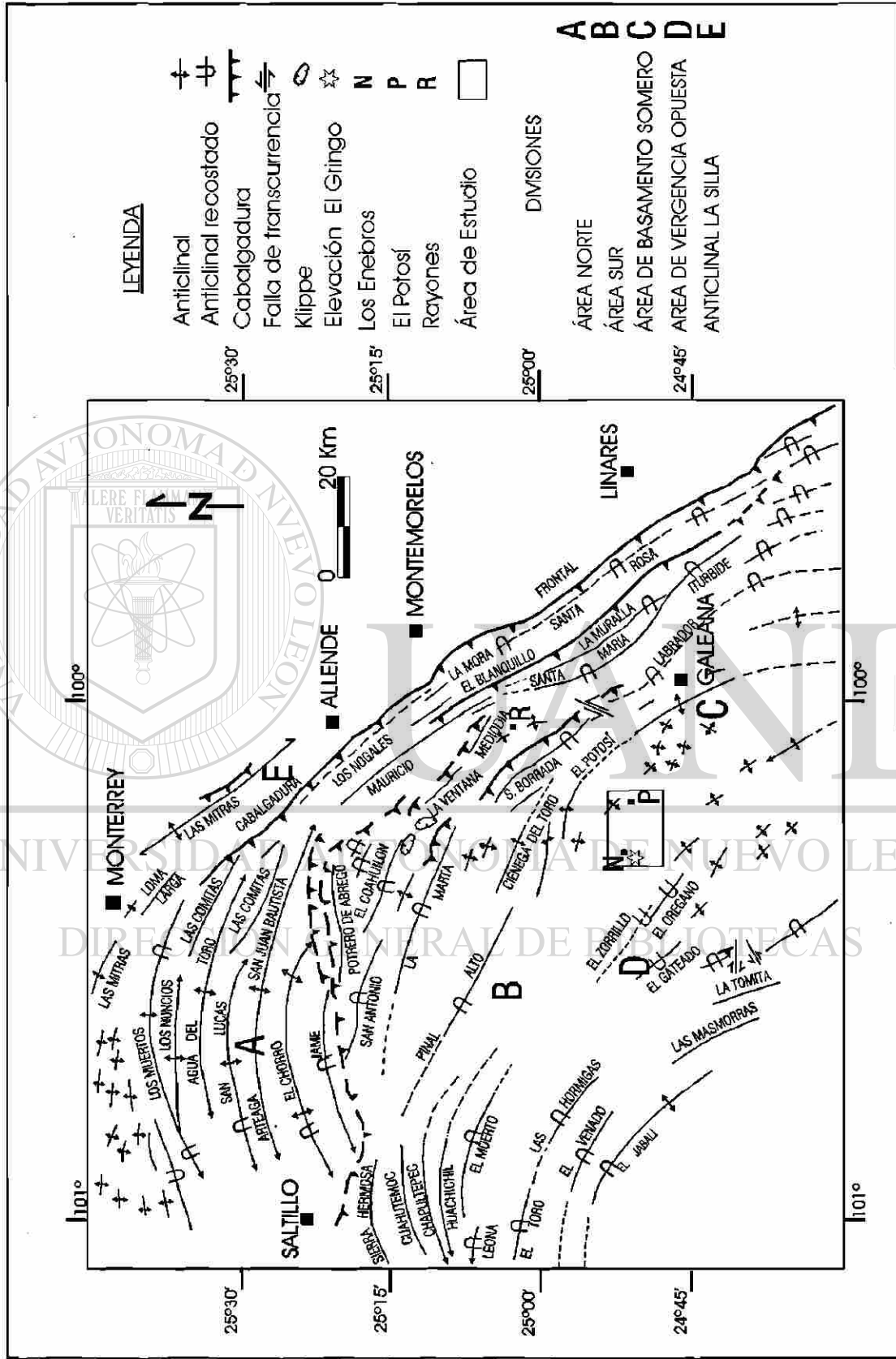


Figura 4.- Divisiones de la Curvatura de Monterrey considerando el mapa de anticlinales, cabalgaduras, fallas de transcurrancia y diferentes estilos de plegamiento en las Áreas: Norte, Sur, Basamento Somero, Vergencia Opuesta y Anticlinal la Silla. Modificado de Padilla y Sánchez (1985).

6 Geología del Área de Estudio

6.1. Estratigrafía Mesozoico

Las unidades precuaternarias que enmarcan el área de estudio, están integradas por secuencias marinas, del Cretácico Inferior y Superior (ver Carta Geológica, Anexo I). Las Formaciones (Fm) reconocidas y cartografiadas son:

6.1.1 Formación Tamaulipas Superior

Calizas del Albiano, compuestas por Micritas (*mudstone*) de color gris claro y textura uniforme (López-Doncel 1990). Estas calizas se presentan en estratos masivos con espesores mayores de 80 cm., en los que se observan estilolitas, así como pequeños nódulos de pedernal negro y estructuras de karren, producto del intemperismo químico en la roca expuesta. Contienen fósiles de pequeños bivalvos, belemnites del género *Neohibolites* y foraminíferos planctónicos del género *Hedbergella*. Cabe aclarar que las calizas descritas en el área no se apegan a la descripción de facies típica de la Fm. Aurora (calizas arrecifales y subarrecifales), que describe Padilla y Sánchez (1978) para el área de estudio. Por lo cual se denominaron como Fm. Tamaulipas Superior. Cabe aclarar que base a su estructura litológica la Fm. Aurora es mejor considerada como Grupo Aurora (Eguiluz, com pers., 2003). La unidad Tamaulipas Superior subyace a la Fm. Cuesta del Cura y aflora en la Loma El Gringo, los cerros Loma Larga, Ojo de Agua, La Noria y Cerritos Galeana (ver Anexo I).

6.1.2 Formación Cuesta del Cura

En el área está constituida por calizas de cuenca biomicriticas oscuras. Poseen textura *mudstone* a *wackestone*, alternancias con lutitas y con bandas de pedernal negro. Presenta microlaminación paralela y contiene amonites. Su edad de acuerdo con Götte (1988) y Stinnesbeck (1992) es del Albiano Tardío-Cenomaniano Temprano. La característica más notable de ésta Formación son estructuras onduladas de tipo "*boudinage*" y su fuerte plegamiento en todos los afloramientos. Los estratos de estas calizas varían entre 20-40 cm de espesor. La Fm. Cuesta del Cura subyace la Fm. Agua Nueva. Aflora en la parte Norte de la Loma El Gringo, así como en la base de los cerros Loma Larga, Ojo de Agua, La Noria, Pelón y Cerritos Galeana.

6.1.3 Formación Agua Nueva

Sobreyace concordante y con transición faunística a la Fm. Cuesta del Cura. Son calizas arcillosas biomicríticas gris oscuros de textura *wackestone*, que alternan rítmicamente con margas y lutitas carbonosas de color gris oscuro (Padilla y Sánchez, 1985). Los estratos de calizas presentan espesores entre 30-40 cm, mientras que los paquetes margosos y lutíticos varían en un rango de 30-60 cm, conteniendo nódulos de pedernal negro y nódulos de hierro color rojizo.

Su ambiente de depósito se considera de plataforma marina abierta (infranerítico) a cuenca con aporte terrígeno rítmico (Schoenherr, 1988; López-Doncel, 1990). La Fm. Agua Nueva sobreyace concordantemente a la Fm. Cuesta del Cura y aflora en los Cerros Ojo de Agua, La Noria y Ceritos Galeana (ver Anexo I). y su edad se considera Cenomaniano Tardío – Turoniano

Parte de esta litología está cubierta por sedimentos cuaternarios.

6.2 Estratigrafía del Cuaternario

6.2.1 Aluvión

Los valles de la región se encuentran cubiertos por una capa de aluvión constituida principalmente por grava, arena y limo carbonatado como matriz.

6.2.2 Abanicos Aluviales

Distribuidos en los flancos montañosos, están constituidos por fragmentos angulosos provenientes de las rocas mesozoicas que afloran en el área. En éstos depósitos se llegan a encontrar clastos de rocas cristalinas, los cuales fueron erosionados de los diques o silts triásicos.

6.2.3 Coluvión

Es una mezcla de arcilla, limo, arena y clastos masivos o pobremente estratificados y con poco sorteo, cuyo cementante incluye material carbonatado. Los depósitos coluviales están constituidos principalmente por fragmentos angulosos de calizas.

Los sedimentos cuaternarios incluyen también depósitos lacustres, palustres y caliche, presentados de manera detallada en el capítulo 7

6.2. Geología Estructural del área de estudio

En base a el análisis de lineamientos tectónicos y de las características estructurales de las Formaciones cretácicas, se identificó la presencia de fallamiento de tipo normal, enmarcando el área del bolsón o cuenca del Lago Potosí. Éstas fallas se encuentran delimitando el flanco Oeste del anticlinal El Potosí cuyos lineamientos con dirección NW-SE se prolongan fuera del área de estudio (Fig. 5).

Las fallas normales se encuentran de manera escalonada y aparentemente desplazan las rocas cretácicas con una rotación antitética, reorientando de los paquetes sedimentarios con un rumbo dirección NW-SE y buzamientos suaves hacia el NE. Hacia la parte alta del Cerro del Potosí se manifiesta un escalonamiento que define la traza del fallamiento existente.

Información complementaria obtenida por análisis gravimétricos del proyecto PAICYT CT629-01 y de Rodríguez-Pimienta en preparación, coinciden con los datos obtenidos previamente e indican que la estructura general de la cuenca del Potosí está limitada por una serie de fallas normales, de rotación antitética donde la falla más grande localizada en la parte oriental de la cuenca sigue el rumbo NW-SE ya identificado y que además tiene un salto aproximado de 30m (Fig. 6).

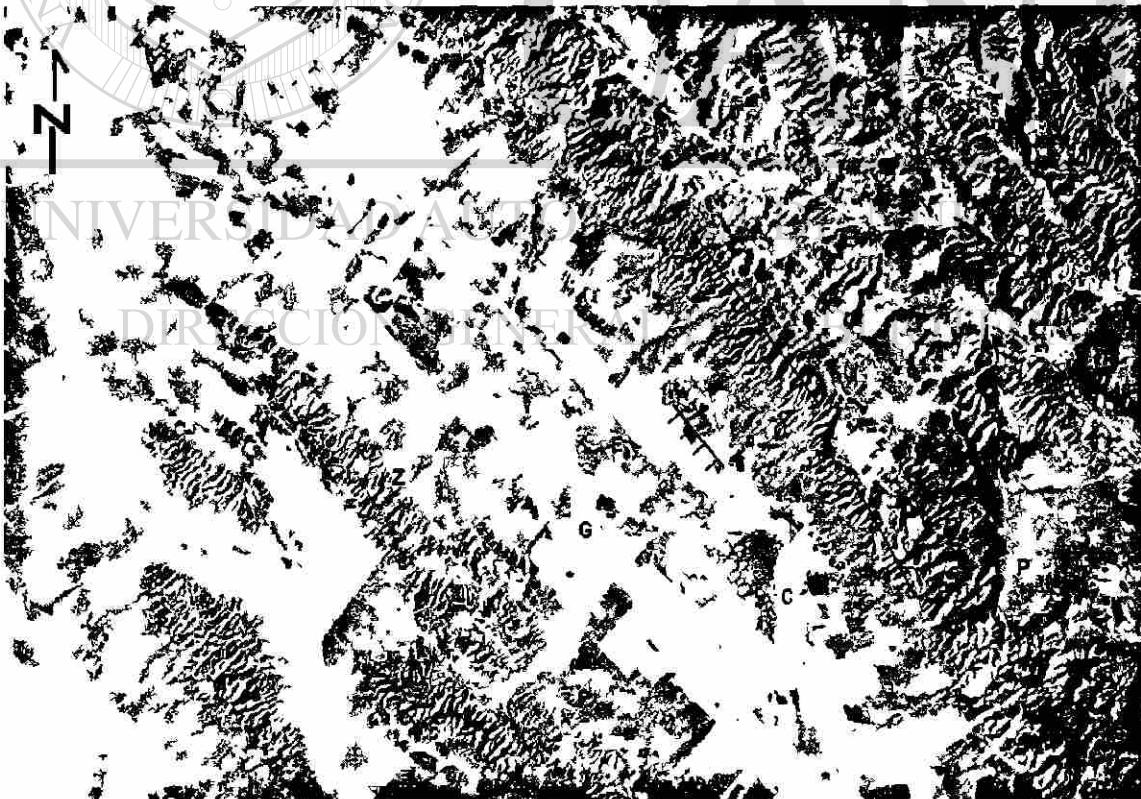


Figura 5.- Imagen LANDSAT,1990., del Área Sur de la Curvatura de Monterrey. Se muestra el Área de Basamento Somero representada por el Anticlinal Potosí (P) y el Área de Vergencia Opuesta con los anticlinales Z- El Zorrillo; O- El Orégano y A - El Gateado. Localidades: C- Catarino Rodríguez – El Potosí; E- Los Enebras y la elevación denominada G- Cerro El Gringo. Se indican lineamientos principales. El (área de estudio se encuentra entre los puntos señalados por las letras C, G y E. descritas anteriormente y ubicadas en el área del Bolsón. \equiv Falla Normal.

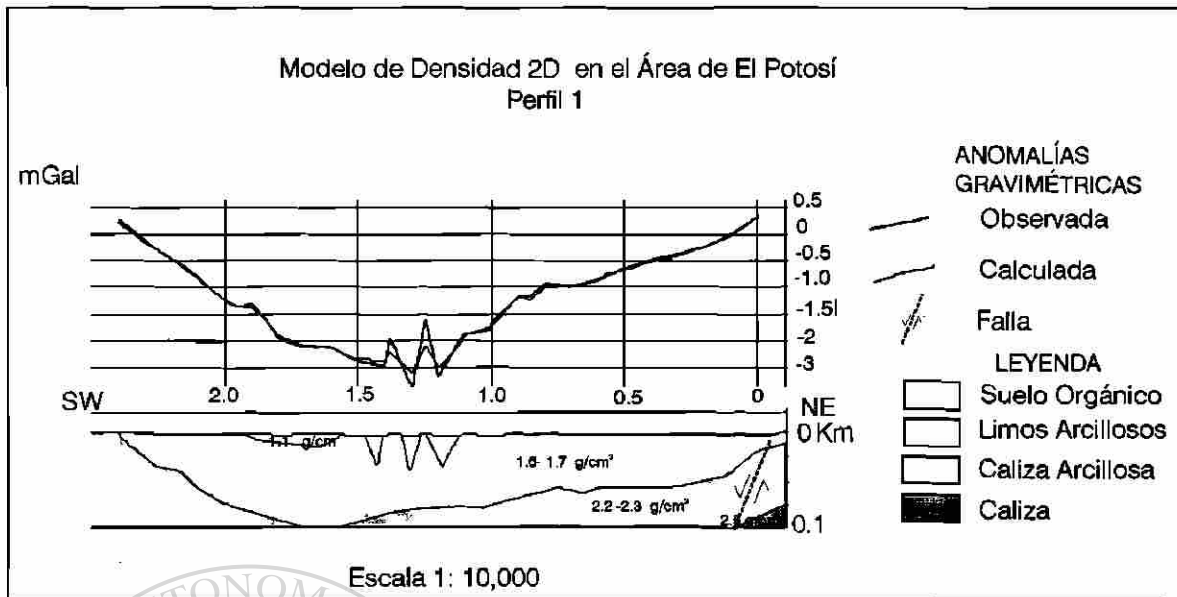


Figura 6. Modelo de densidad 2D en el área del Potosí. Perfil 1. dirección SW-NE, mostrando la tendencia general de las estructuras del valle (PAICYT CT629-01, 2002, modificado de Rodríguez-Pimienta, datos inéditos)

Es posible también asumir la presencia de más fallas y/o agrietamientos, donde uno de ellos probablemente limita la cuenca (o parte de ella) en el Oeste. Los datos geofísicos sugieren que tectónicamente ésta cuenca representa un pequeño graben, localizado dentro de un graben más grande.

6.3.1 Levantamiento estructural

Para el levantamiento estructural se utilizó una brújula tipo Clar, con la cual se realizó la medición de elementos tales como: planos de estratificación, diaclasas y ejes de pliegues.

En los afloramientos medidos, el sistema de diaclasas se asocia genética y geoméricamente al plegamiento. Tomando como base la clasificación de los sistemas de diaclasas para pliegues de Adler et.al.(1965, 1977), y de Meier y Kronberg (1989), se determinaron: 1) diaclasas perpendiculares al eje del pliegue de tipo αc , las cuales se presentan en mayor cantidad y 2) las de cizalla conocidas como hko , mismas que se presentan con menor incidencia (Fig.7).

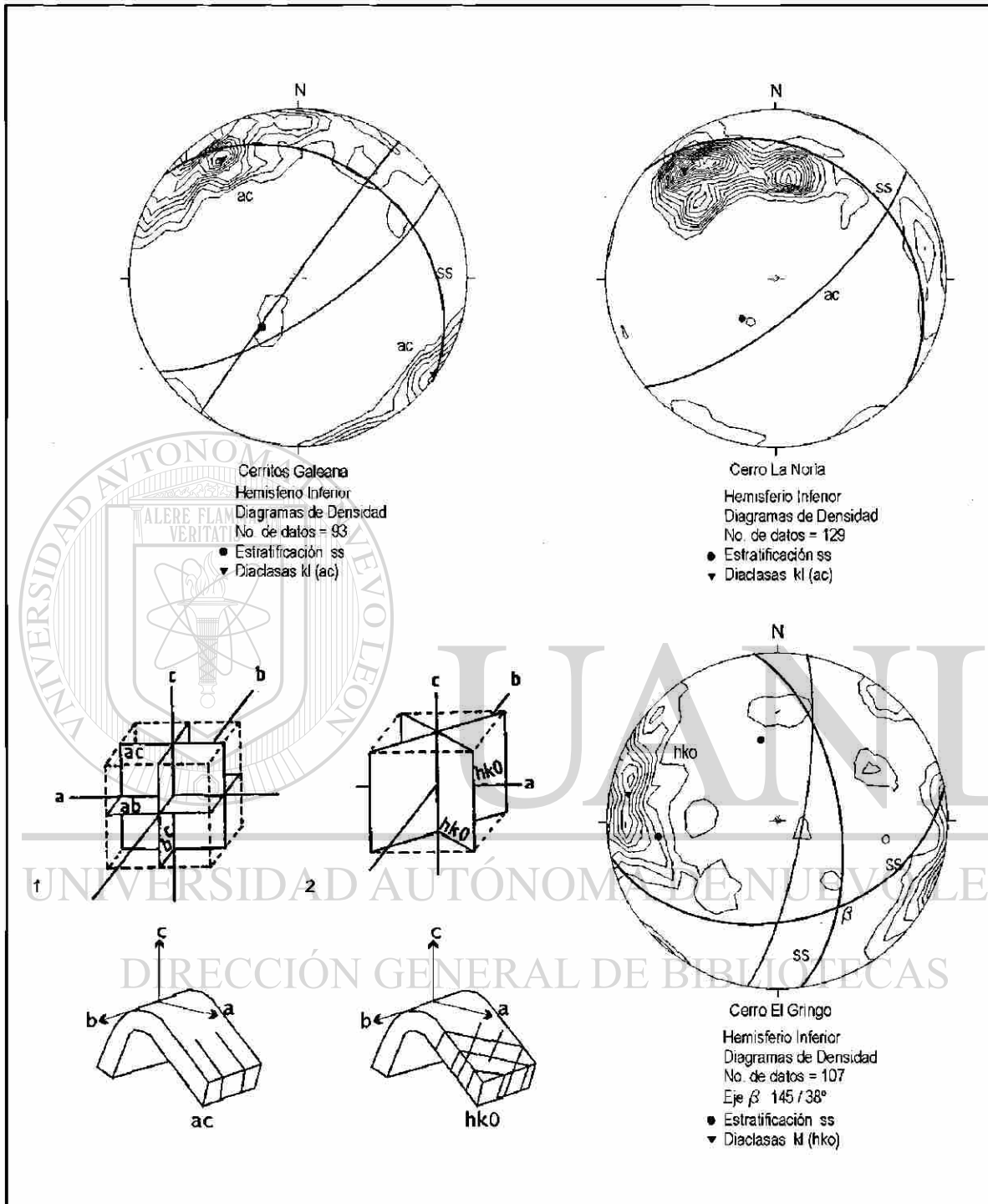


Figura 7.- Representación de datos estructurales en diagramas de densidad y círculos máximos de los elementos tectónicos medidos. Se identifican los tipos de fracturamiento (diaclasas) y buzamiento del plano axial del pliegue intraformacional de la Fm. Tamaulipas Superior (Ver Carta Geológica- Anexo I). Las representaciones de los sistemas de diaclasas para pliegues (1y2) son tomados y modificados de Adler et.al.(1965, 1977), y Meier y Kronberg (1989).

Las calizas del Cretácico Medio (Albiano) de la Fm. Tamaulipas Superior que afloran en el la loma El Gringo ubicado en el área del bolsón, presentan plegamientos intra-formacionales a manera de pequeños anticlinales y sinclinales. La estructura principal tiene un rumbo 145° y un eje con inmersión de 38° de orientación Sureste (Fig. 7 y 8). De ésta manera el plegamiento identificado sigue el patrón estructural típico de los pliegues laramídicos en el área Sur de la Curvatura de Monterrey



Figura 8. Plegamiento intraformacional en la Fm. Tamaulipas Superior, en la elevación conocida como El Gringo.

6.3.2. Hipótesis sobre el origen geológico de la cuenca del Potosí

Las cuencas lacustres tienen una gran variedad de orígenes y de circunstancias geológicas, que a manera general pueden ser agrupadas en: (1) lagos de origen glacial, (2) tectónico y (3) sedimentario (Meybeck, 1995). La cuenca de El Potosí, pertenecería al tipo 2, debido a que tectónicamente se encuentra limitada por fallamientos de tipo normal representando una estructura de graben.

En este trabajo se manejan la siguiente hipótesis sobre el marco tectónico que dio lugar a la formación de la cuenca del Potosí y es que:

El fallamiento normal en particular de tipo antitético está relacionado a la fase de distensión o relajamiento al final de la Orogenia Laramídica.

A pesar de que al momento no se tiene la certeza de su origen, el fallamiento estudiado en campo estableció las condiciones necesarias para el desarrollo de un Bolsón o *Playa Basin* en el área delimitada por el flanco oeste del Anticlinal Potosí, en donde se formó el paleolago del Potosí (*playa lake*) y cuyos sedimentos son analizados en el siguiente capítulo.

7 Sedimentos del cuaternario tardío del Área Potosí-Los Enebros

7.1. Introducción

Los sistemas lacustres responden física, química y biológicamente a cambios en el clima, estas respuestas son registradas de distintas maneras en los sedimentos lacustres, mismos que contienen una historia de alta resolución de cambios y procesos ambientales importantes (Battarbee, 2000). Dichos cambios son en sí mismos dependientes de factores tales como el clima, la hidrología de la cuenca, la sucesión de la vegetación y recientemente el uso del suelo (Kelts y Talbot, 1988). El estudio y uso de múltiples indicadores climáticos de registros locales ("proxies") son importantes en la reconstrucción del clima del pasado, pero también son útiles para conocer las respuestas de los sistemas lacustres a tales cambios (Battarbee, 2000).

Los estudios paleolimnológicos en lagos Mexicanos iniciaron con los trabajos de Deevey (1944) y Hutchinson *et al.* (1956) en el centro del país, a partir de los cuales ha habido nuevas contribuciones, principalmente en las cuencas cerradas del Cinturón volcánico Mexicano (Metcalfé, 1997). En el Noreste de México, Ruiz - Martínez (1990), Ruiz-Martínez y Werner (1997) y De León-Gutiérrez (1999), trabajaron en la región de Iturbide en las terrazas de los paleolagos del Cañón Santa Rosa. Éstos depósitos tienen edades que van de 119 Ka en Los Pinos, a 250-350 Ka en Iturbide, y 70, 524 Ka en El Calabozo 1 y 5,964 Ka en el Calabozo 2. Padilla y Sánchez (1978), señala la presencia de depósitos lacustres compuestos principalmente por limos finos y arcillas, en las llanuras de inundación de Llano de la Soledad, ubicado al Norte de la Sierra de las Mazmorras, al Oeste del área de estudio. Depósitos de playa también son mencionados por Padilla y Sánchez (1985), y según éste autor, se localizan en los valles de la Sierra Madre Oriental de manera discordante sobre los depósitos Mesozoicos.

En regiones de clima árido a semiárido –como lo es el noreste de la república- se desarrollan sistemas de cuencas lacustres cerradas o sistemas de playa. En este tipo de sistemas la evaporación de la superficie del lago excede la cantidad de agua que ingresa al mismo (Rosen, 1994; Brie, 2000). Dependiendo del tipo de clima los depósitos evaporíticos pueden ser importantes (Miall, 1996). Según Talbot (1996) el llenado sedimentario de las antiguas cuencas lacustres, puede ser dividido en cuatro tipos principales de sedimentos: (1) clásticos, (2) carbonatados, (3) evaporíticos y (4) de materia orgánica; cada uno de éstos tipos refleja las variaciones en el estado del lago a través del tiempo. La naturaleza inusual y la variedad de sedimentos formados en sistemas lacustres proporcionan información fidedigna acerca del clima y sus cambios en el pasado (Einsele, 2000). Por lo que, a continuación se describen los sedimentos cuaternarios del Paleolago Potosí.

Resultados

La cuenca de El Potosí según datos gravimétricos (PAICYT CT629-0, 2002), tiene un espesor aproximado de 100 m de sedimentos no consolidados (limos, arcillas, materia orgánica y arena), de los cuales al menos los últimos 20m corresponden a sedimentos con alto contenido de materia orgánica.

Se realizaron 7 secciones estratigráficas (Fig. 9), con el fin de analizar la secuencia y obtener indicadores (proxies) de cambios ambientales. De ellas seis fueron levantadas al Oeste y Noroeste del poblado de El Potosí: Potosí 1 a 6, con profundidades de 3.40 m a 8 m., otra más ubicada a 7 Km en dirección Noroeste, en Los Enebras con 4.70 m de espesor (ver Anexo II). Las secciones fueron levantadas dependiendo de la accesibilidad al sitio, utilizando norias o excavaciones (por ejemplo en los Enebras). Como producto del levantamiento y muestreo, se describen los siguientes depósitos.

7.2 Facies Lacustres

Las Facies lacustres predominan en la mayoría de los perfiles llegando a presentar transiciones a facies palustres y de caliche. Estas son el resultado de la sedimentación primaria en el ambiente lacustre.

7.2.1 Descripción

Los limos son de color beige claro en muestra fresca a gris claro en muestra intemperizada (Fig. 10 y 11). Forman unidades de contactos difusos cuyos espesores van de los 10 a 190 cm. Existen también horizontes de limos, limos arcillosos y limos arenosos. Las arcillas son de color café claro a oscuro y gris verdoso. Se presentan por lo general de manera compuesta como arcillas limosas o limo arcillosas. Los espesores van de los 10 hasta 220 cm (Fig. 9). Las arenas son de grano muy fino y de color verde oliva.

El contenido de materia orgánica es variable y alcanza valores que van de <0.1 a 47.42 % de Carbono Orgánico Total (COT) . Abundan fragmentos de conchas y conchas completas de moluscos, ostrácodos y girogonios de carofitas, en excelente estado de preservación. Otolitos y dientes de peces también pueden ser encontrados.

Presentan o no indicadores de exposición subaérea. En las secciones, la densidad de raíces varía de moderada a alta y son predominantemente verticales, mostrando pocas bifurcaciones (Fig.10). Su rango de longitud es de 1 a 7 cm aproximadamente y los diámetros varían de 0.5 a 3 mm. La gran mayoría conserva parte de la materia orgánica original de la raíz, y en algunos casos incluso ésta se conserva a profundidades mayores a los 3 m.

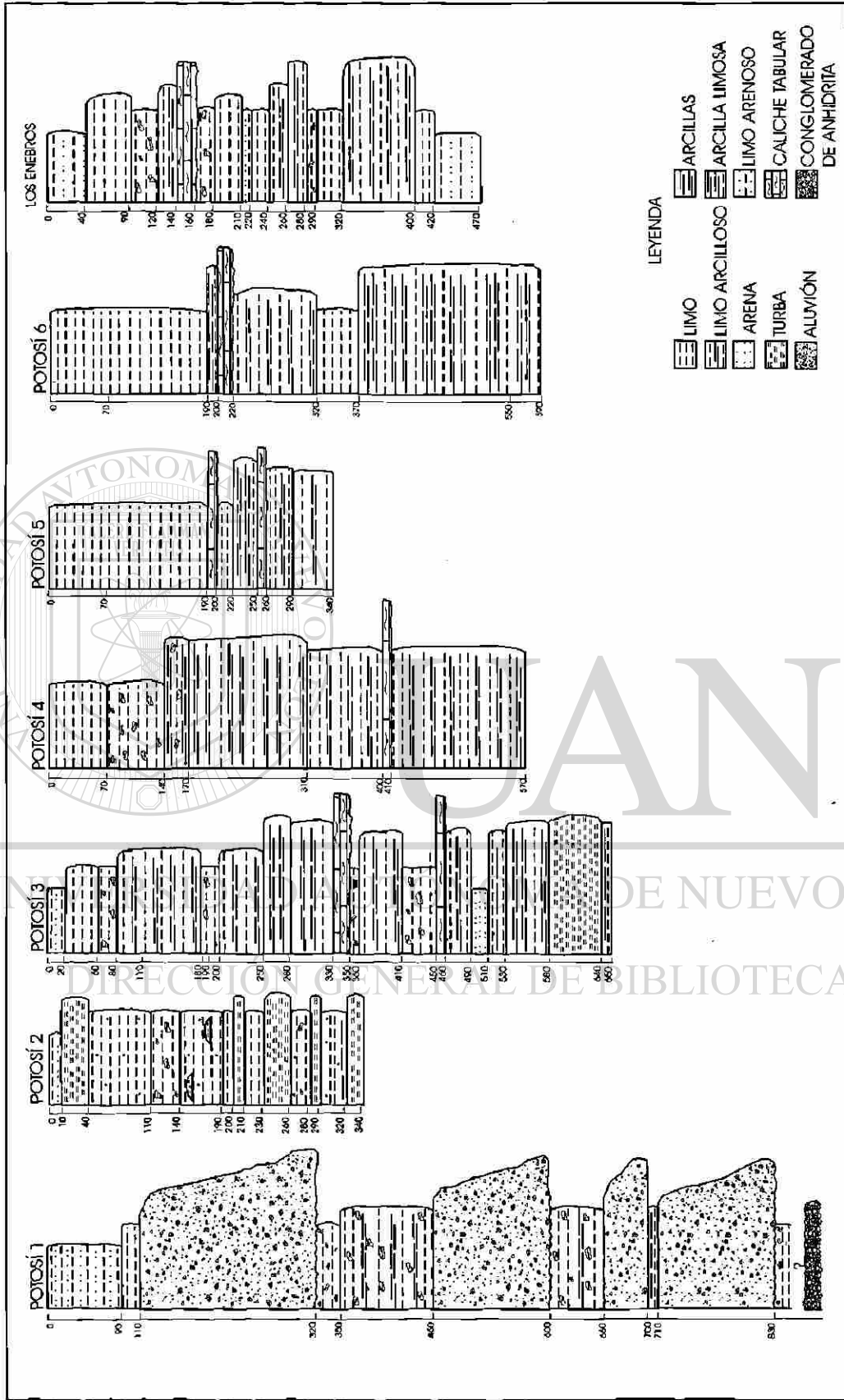


Figura 9. Secciones estratigráficas de El Potosí - Los Enebro. Escala vertical en centímetros. La ubicación de las secciones dentro del área de estudio se muestra en el Anexo II.



Figura 10. Muestra de mano de los limos (primeros cm. de la Sección Potosí 5).
Donde se muestra la abundancia de raíces.



Figura 11. Horizontes de turbas (color negro) intercalados por limos en la sección Potosí 2 (horizontes -200-250cm prof.).

7.2.2 Facies ricas en materia orgánica – Turbas

Las turbas son depósitos orgánicos compuestos de restos de plantas en proceso de carbonificación (Flotte, 1992). Se encuentran en un ambiente saturado de agua o con un alto contenido de humedad (al menos 75%). Los vegetales que conforman la turba son esencialmente hidrófilos, o sea, capaces de almacenar en sus tejidos cantidades considerables de agua, ó xerófilos, vegetales que comúnmente tienen su tallo dentro del agua (Flotte, 1992).

La sustancia orgánica de las turbas muy jóvenes contiene un 50% de carbono, 45% de oxígeno y 5% de Hidrógeno. En las turbas propiamente dichas, este porcentaje puede variar, el carbono con un 65%, el Hidrógeno hasta en un 6% y el oxígeno 30%. Su contenido de cenizas varía entre 12 y 15% a causa de su gran cantidad de agua. Como combustible tiene un poder calorífico interior comprendido entre 3 400 y 4 000 cal/kg. Su formación se da en condiciones en parte aeróbicas (óxicas) y en parte anaerobias (anáxicas) Fig. 28. Si la oxidación continúa indefinidamente, la acción de los agentes oxidantes sobre la materia orgánica terminará por destruirla sin carbonificarse (Flotte, 1992)

En las secciones Potosí 2 y 3, los horizontes de turba son color café oscuro a negro, con espesores de 10 a 60 cm (Fig. 11). Las capas que se encuentran más cercanas a la superficie, contienen restos de material vegetal distinguible y muestran una textura fibrosa. Conforme se incrementa la profundidad, el material vegetal cambia su textura fibrosa a una materia negra tipo coloidal, en la que no es posible distinguir restos vegetales o fragmentos de conchas de organismos. Es posible que la concha de CaCO_3 fuera lixiviada por los ácidos húmicos de las turbas.

Sin embargo existen algunos horizontes de turbas que contienen conchas de moluscos y semillas de Cyperaceas. Para mayor detalle sobre el grado de evolución y tipo de materia orgánica de las turbas, ver el capítulo 11 de Carbono Orgánico Total.

7.3 Facies Palustres

Los carbonatos palustres son depósitos de agua dulce somera, que muestran evidencia de modificación pedogénica y de exposición subaérea de las facies lacustres (Platt y Wright, 1992). Las facies palustres se asocian a la fluctuación del agua en el margen del lago, y donde los carbonatos lacustres están sujetos a procesos incipientes de formación de suelo (colonización por plantas terrestres, formación de nódulos y grietas de desecación), pero que aún se encuentran saturados con agua del lago, a partir de lo cual se les denominan suelos hidromórficos (Armenteros, et al., 1997).

El origen de los carbonatos palustres fue discutido por Freytet (1973, 1984; en Platt y Wright, 1992), quien sugiere su origen, a partir de la modificación subaérea de limos lacustres carbonatados biogénicamente producidos. Freytet (1973) menciona que largos periodos de exposición de los carbonatos lacustres pueden resultar en un proceso progresivo de pedogénesis, explicando así la convergencia de texturas entre carbonatos palustres y caliche. Debido a éstas semejanzas suele ser difícil el distinguir entre carbonatos palustres y el caliche, pero éste problema aparentemente puede ser resuelto estudiando la secuencia sedimentológica y sus relaciones laterales de facies complementados con análisis geoquímicos (Esteban y Klappa, 1983)

7.3.1 Descripción

Las facies palustres representan a los limos y arcillas y asociaciones de ellos que muestran efectos de exposición subaérea y características de ambientes lacustres marginales y someros (Platt y Wright, 1992). El contenido fósil esta conformado principalmente por gasterópodos pulmonados de agua dulce.

Los depósitos palustres tienen un alto contenido de carbonatos, a manera de caliche, por lo cual las facies de caliche se consideran parte de los carbonatos palustres. El Caliche (*Calcrete*) es común en ambientes semiáridos y su formación depende de la presencia de un clima estacional que alterne entre condiciones húmedas y secas (Rossinsky y Swart, 1993). Es definido como un depósito de carbonatado de calcita baja magnesio ó LMC (compuesta por CaCO_3 que contiene menos de 4% de MgCO_3) de material de grano fino, que va de bien cementado a deleznable, formado en suelos ó sedimentos

preexistentes (Esteban y Klappa, 1983). Por lo anterior, no es de extrañar que los depósitos lacustres en el área de estudio pasen por este tipo de proceso de diagénesis.

En una secuencia vertical y lateral, la posición y el desarrollo del caliche es altamente variable, presentando más de un tipo de caliche. Para el área de trabajo se identificaron los siguientes:

7.3.2 Caliche tabular– *platy caliche, laminar calcrete-*

Se distingue por su “estratificación” horizontal a subhorizontal, ondulada o delgadamente estratificada, su fracturamiento planar, su porosidad y abundancia de texturas alveolares y de rizolitos (Fig.12 A). Los espesores del caliche tabular no rebasan los 20 cm de espesor (Fig. 9). Algunos llegan a presentar grietas de desecación, bioturbación por raíces y restos de conchas de moluscos. Se considera que el caliche laminar puede ser el equivalente al denominado “*Laminar limestones*” de Armenteros *et al.* (1997).

7.3.3 Caliche nodular

En horizontes de limos y algunos de arcillas, existen concentraciones de carbonatos o caliche nodular. Según Esteban y Klappa (1983), es formado por concentraciones de carbonato de calcio embebidas en una matriz menos rica en carbonatos. Tienen un tamaño variable que alcanza desde 0.5 a 7 cm. de diámetro (Fig.12 B). Pueden ser esféricos o subesféricos, cilíndricos a irregulares, presentándose a manera de partículas aisladas o masas agregadas.

Los horizontes nodulares muestran límites superiores e inferiores difusos

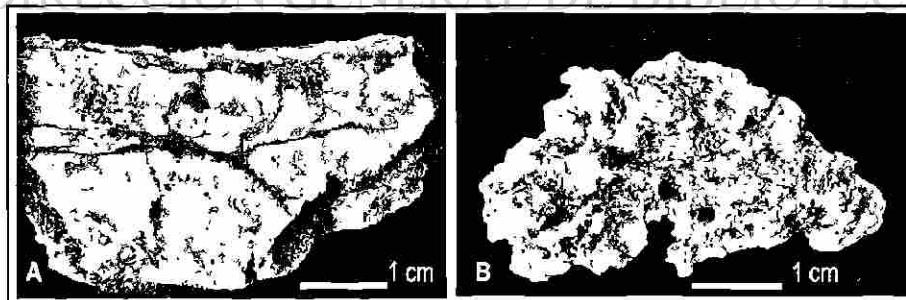


Figura. 12. Caliche. La imagen A. Sección pulida en muestra de mano de Caliche Tabular. B. Concentraciones de carbonato del Caliche Nodular

7.4 Estructuras Sedimentarias Secundarias

Los sedimentos lacustres y palustres contienen estructuras sedimentarias secundarias, tales como:

7.4.1 Rizolitos, los cuales según Esteban y Klappa (1983), están formados por calcita baja en magnesio o LMC y son estructuras biogénicas producidas en las raíces por acumulación, reemplazamiento y / o cementación dentro de ellas de material mineral (Fig. 13 A, B, C y 15). En los sedimentos del Potosí – Los Enebro abundan rizolitos de tamaño milimétrico (microrrizolitos), los cuales se asocian a raíces de plantas muy pequeñas y a filamentos algales (Fig. 13 A y B). En los Enebro existen macrorrizolitos que son especímenes de mayor tamaño alrededor de 7 cm de longitud y 1 cm de diámetro (Fig. 13 C). Éstos últimos sólo fueron observados en los sedimentos de las áreas que sufrieron calcinación de la materia orgánica y colapso en los Enebro.

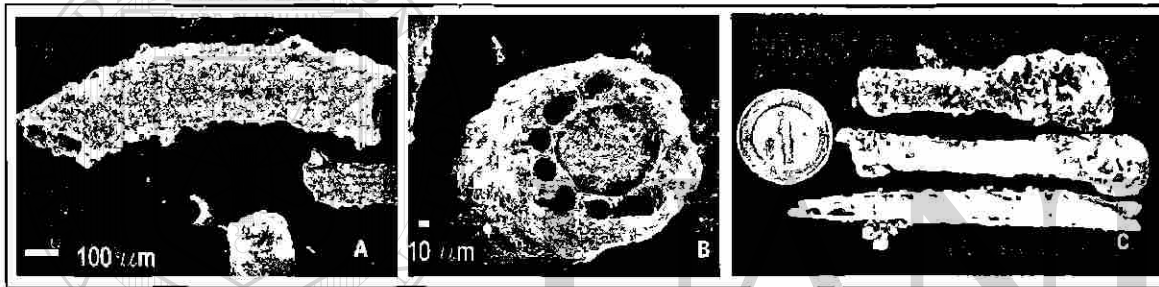


Figura 13. Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de Microrrizolitos. En A, magnificación :160X, B- magnificación: 505X. Fotografía C Rizolitos, el diámetro de la moneda es 2 cm.

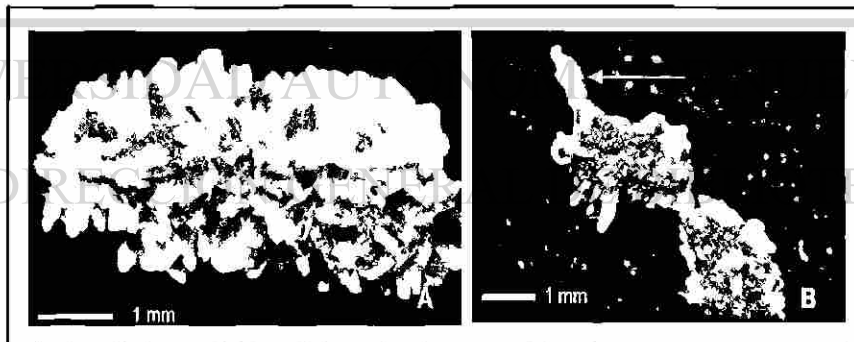


Figura 14. Imágenes de Rizocreciones. En B, aún se pueden observar restos de la materia orgánica de la raíz indicada por la flecha.

7.4.2 Rizocreciones, solo fueron identificadas hacia la base de la sección Potosí 2 (Fig.15). Según Esteban y Klappa (1983), son incrustaciones, impregnaciones o reemplazamientos carbonatados de minerales orgánicos donde las raíces quedaron parcial o totalmente preservadas; se presentan también alrededor de raíces vivas o en descomposición (Fig. 14 A y B).

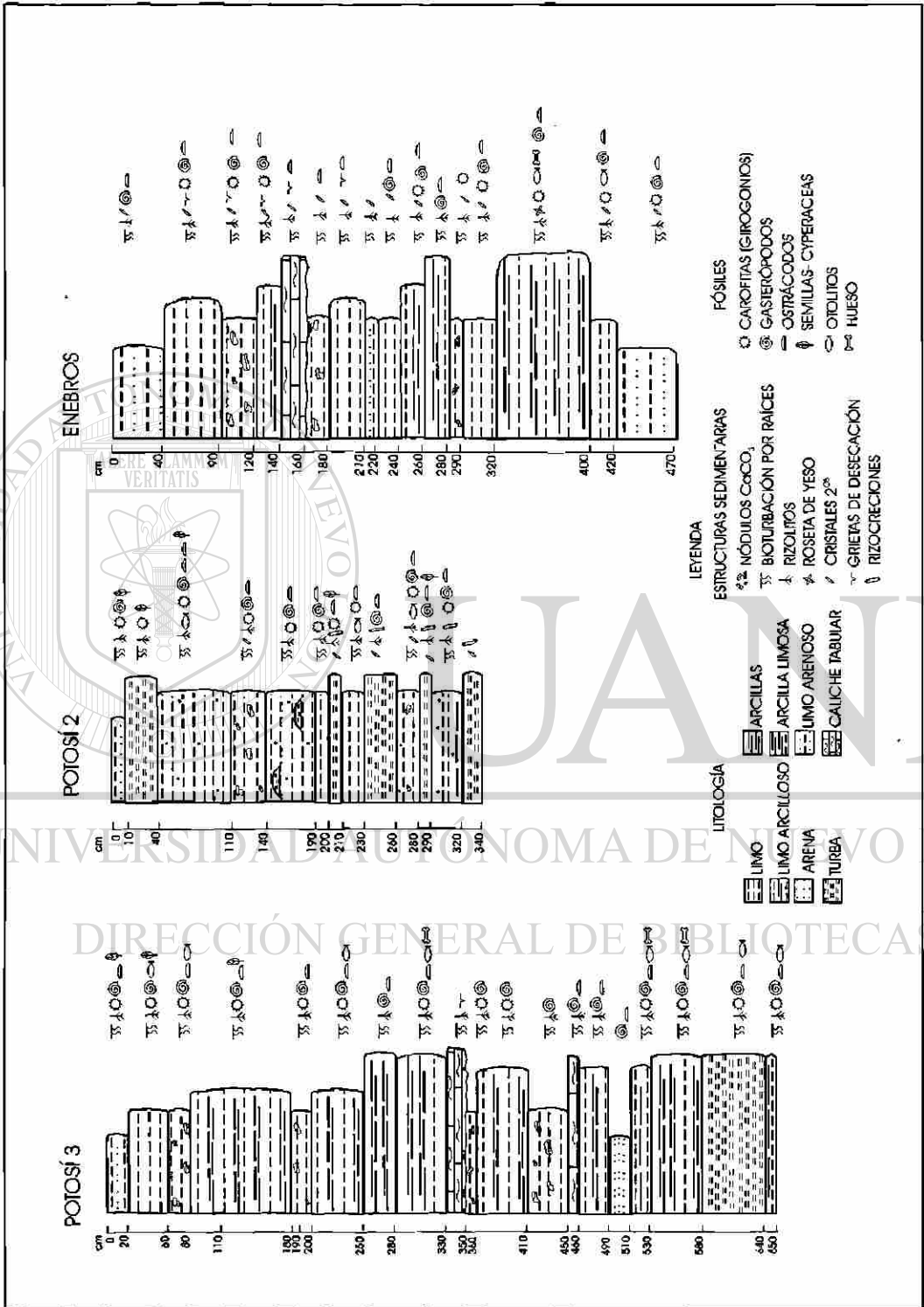


Figura 15. Descripción litológica, estructuras sedimentarias y componentes de Las secciones Potosi 3, 2 y Eneberos.

7.4.3 Marcas de desecación y cristales de yeso. Éstos se identificaron particularmente en algunos intervalos de la sección Enebras (Fig. 15). El yeso es comúnmente el segundo mineral que ha precipitado después de los carbonatos (Ca-Mg), pero se precipita sólo si elementos alcalinos se encuentran presentes después de la producción de carbonatos (Talbot y Allen, 1996).

Según la clasificación de Cody y Cody (1988) para tipos morfológicos de yeso, en los sedimentos del Potosí-Los Enebras se encontraron el:

Tipo-II. Cristales lenticulares, solitarios y de tamaño aproximado de 1 mm.

Tipo-V. Rosetas. Los "pétalos" individuales de estas rosetas son cristales lenticulares del Tipo II, cada uno de los cuales se distribuye en forma de abanico a partir del cristal lenticular parietal (Fig. 16 A). En la mayor parte de los casos los pétalos encierran una pequeña área central en la cual el cristal parietal es visible. Diámetro de 2 – 3.5 mm.

Tipo-VI. Rosetas compactas. Tamaño aproximado 3 mm (Fig. 16 B).

Tipo-VII. Agregados en bloques. Su rango de tamaño varía de 3 a 6 mm.

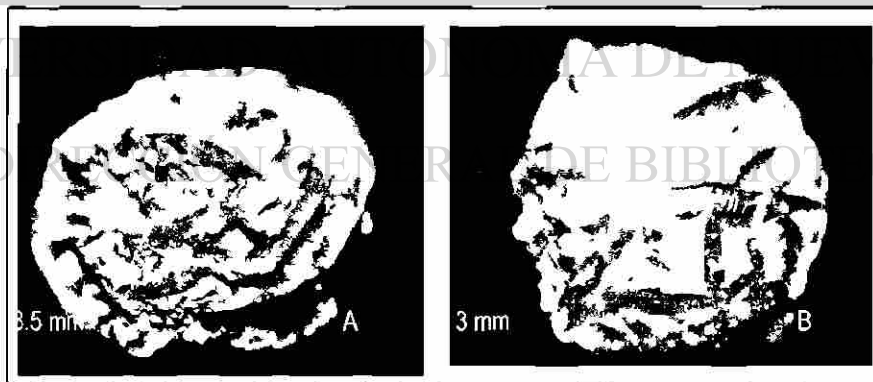


Figura 16. Rosetas de Yeso. Imagen A. Roseta, B. Roseta Compacta. Las unidades en milímetros representan el diámetro de la roseta.

7.5 Depósitos Aluviales

En el área de estudio fueron cartografiados una serie de depósitos de abanicos aluviales, ubicados a las márgenes del flanco Oeste del Anticinal El Potosí, identificados en la sección Potosí 1. Los componentes de éstos depósitos reflejan en mayor o menor grado la erosión mecánica producto del transporte fluvial pendiente abajo, indicando el frecuente aporte de materiales y agua de las elevaciones hacia la cuenca. Los clastos muestran formas subangulares. Se encuentran embebidos en una matriz rica en carbonato de calcio y otros minerales, presentando poco contacto entre ellos. Los clastos son predominantemente calizas de las formaciones cretácicas. En estos depósitos clásticos, no fue posible distinguir estructuras sedimentarias o una dirección preferencial de los clastos.

En la misma sección se identificó un conglomerado, el cual está compuesto en mayor proporción por clastos de anhidrita, mientras los de caliza se encuentran en menor cantidad. Éstos se presentan bien redondeados y tienen sulfatos como cementante principal. Contiene restos de carbón. Los componentes se encuentran en contactos puntuales y tienen sorteo regular. Debido al asolve de la noria donde se levanto este perfil, no fue posible determinar con exactitud la profundidad de la que proviene, por lo cual se estima una profundidad alrededor de los 8.50 m. Éste conglomerado es producto de la erosión y transporte de rocas evaporíticas de la Fm. Minas Viejas (Oxfordiano), las cuales afloran fuera del área de estudio en la ladera del Cerro el Potosí (Anticinal Potosí).

7.6 Interpretación de los sedimentos y su edad relativa

El grano fino de los sedimentos y la ausencia de marcas de corriente, indican que la mayor parte de éstos sedimentos han sido depositados en un lago poco profundo y de baja energía. En base al área cubierta por los puntos de muestreo se infiere que el Paleolago Potosí fue un sistema de playa ("Playa Lake") que tuvo una extensión posiblemente mayor a los 28 km², cuya área de inundación se expandía durante periodos de alta precipitación. En las columnas sedimentarias también se observaron intervalos palustres. Estas condiciones de influencia acuática temporal en un ambiente de exposición subaéreo, están indicadas por la modificación pedogénica de los sedimentos lacustres y por el alto contenido de carbonatos (caliche).

Considerando los perfiles Potosí 1- 6 se realizó un bloque diagramático (Fig. 17), para correlacionar las secuencias sedimentarias. En él se observan cambios y/o discordancias laterales de facies bien marcadas. Aparentemente el sistema se encontraba bajo la influencia de variaciones en el aporte de

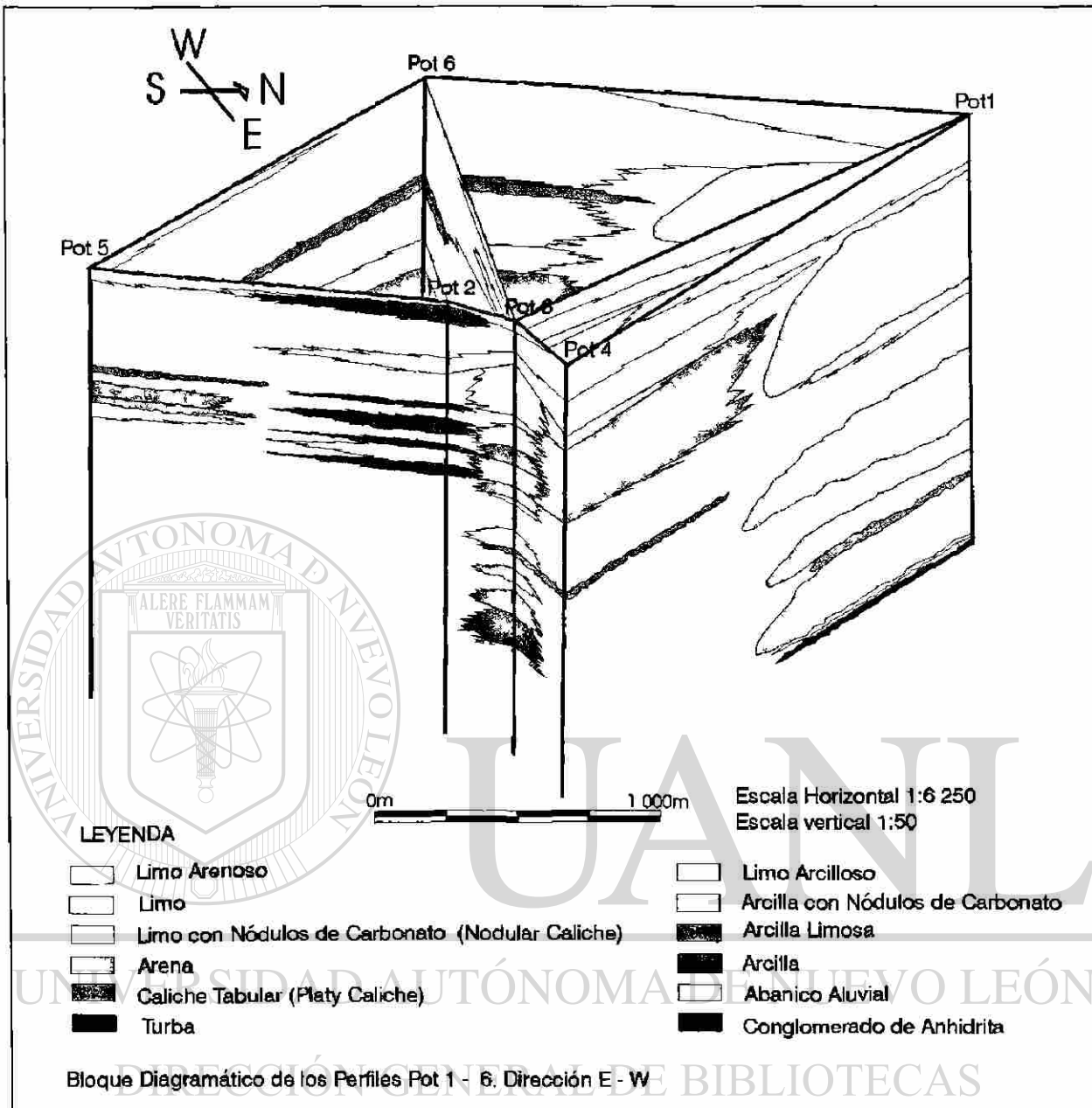


Figura 17. Bloque diagramático de las secciones Potosí (Pot) 1-6. Dirección E-W, considerada así para poder mostrar los detalles de las secuencias del Este en el área de Estudio.

sedimentos y la cantidad de agua disponible, predeterminando las características de los depósitos, la extensión y configuración del lago. Se interpreta que durante periodos de desecación, quedaban cuerpos de agua aislados del cuerpo principal (lago), las capas de arena (en particular el intervalo 490-510 cm de Potosí 3) representan periodos secos en los cuales la dirección del viento era un factor importante para realizar este deposito originado por la deflación de los sedimentos. El patrón de vientos actual tiene dirección SE-NW durante el verano y NW-SE en invierno.

La escasez de material clástico en las secciones del Oeste es un indicador de que el lago se encontraba limitado por pendientes muy suaves que actuaban como filtro al transporte clástico y que servían como planicies de inundación. Se estima que el área Este fué el depocentro principal de la cuenca, ya que contiene una mayor cantidad de depósitos finos y orgánicos de ambiente lacustre (horizontes de turba con espesores de hasta 40 cm). La secuencia de depósitos de abanicos aluviales (Potosí 1), producto del aporte clástico pendiente abajo del flanco Oeste del Anticlinal Potosí, está estrechamente relacionadas con periodos de abundante precipitación pluvial que dieron lugar a esos depósitos. La intercalación de los depósitos con limos y arcillas no consolidados indican varios episodios de sedimentación. Se considera que una fuente permanente de agua hacia el lago fue un manantial que por mucho tiempo estuvo ubicado en la base del Cerro La Noria, y que desde hace 50 años es improductivo.

El hallazgo en los sedimentos de Los Enebras, de fósiles de *Mammutus* sp. por parte de la autora, y de fragmentos de hueso de caballo, identificados por González *com pers.* (2002), permiten inferir una edad relativa del Pleistoceno Tardío – Holoceno para éstos depósitos.

7.7 Conclusiones

En el área de estudio se encuentran sedimentos de carácter carbonatado y de materia orgánica y en menor frecuencia horizontes clásticos y evaporíticos. Estas texturas en su conjunto definen una asociación característica de ambientes lacustres, palustres y fluviales. Los sedimentos indican la presencia de un cuerpo de agua somero y efímero con fluctuaciones en sus márgenes, lo cual generaba cuerpos de agua aislados durante periodos de desecación, ampliando su área de cobertura en periodos de mayor precipitación pluvial. En su conjunto la sedimentología indica que se trataba de un lago cuyo nivel de agua y área de inundación fluctuaba constantemente, por lo que refleja cambios en las condiciones climáticas (Fig. 43).

8**Contenido Fosilífero**

Para la preparación de fósiles de concha calcárea se utilizó una combinación de métodos físicos (secado al horno 50°C) y químicos (H_2O_2 al 10% y Ácido Acético 100%). El material fue lavado utilizando tamices de 0.2μ , $.63\mu$, 4μ y 1mm y posteriormente examinado al microscopio estereoscópico, clasificado, fotografiado y catalogado, determinando la siguiente composición fosilífera.

8.1 Moluscos

Los moluscos son los invertebrados fósiles más comunes en los depósitos cuaternarios. Los sedimentos lacustres y palustres del Potosí, contienen moluscos de las Clases *Bivalvia* y *Gastropoda* (Tablas I y II; Fig. 18). Los gasterópodos incluyen formas acuáticas (*Basomatophora*, *Prosobranchia*) y terrestres (*Stylomatophora*). Los *Stylomatophora* están adaptados a las condiciones de humedad de las zonas marginales de cuerpos de agua y pantanos. Generalmente las conchas de los gasterópodos son aragoníticas, mientras que las de bivalvos están compuestas por aragonita y en menor frecuencia de calcita o Mg-Calcita / Dolomita (Kelts y Hsü, 1978). Las conchas calcáreas pueden ser preservadas en sedimentos, siempre que exista suficiente concentración de CaCO_3 . Estas condiciones se presentaron en los depósitos del paleolago Potosí, describiéndose dos grupos:

8.1.1 Bivalvos

Sólo se encuentran dos formas de bivalvos en los sedimentos lacustres de El Potosí. *Pisidium* sp. un típico bivalvo cosmopolita de aguas dulces (Tabla II, Fig. C y D) y *Limax* sp. que es un organismo endobentónico de los márgenes del lago (Fig. 18). Después de la muerte del animal sus conchas son fácilmente transportadas por los escurrimientos superficiales. Los fósiles de *Limax* conservan casi íntegra la estructura lo cual sugiere que no recibieron transporte y se encuentran "in situ", más sin embargo, presentan remineralización total en su concha.

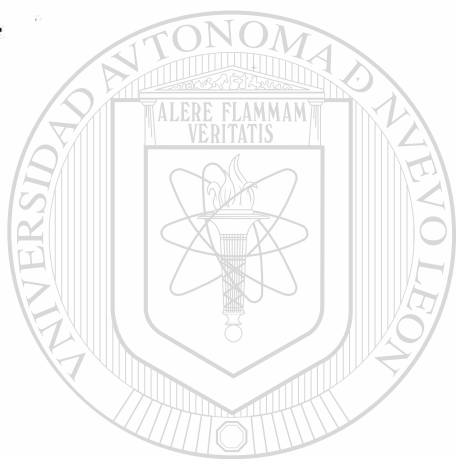
8.1.2 Gasterópodos

Los sedimentos lacustres y palustres de El Potosí muestran una fauna abundante y diversa de gasterópodos acuáticos y terrestres. Se identificaron varios miembros de la Familia Planorbidae (Tabla II Figura F-H y Fig. 18), cuyos géneros al momento son difíciles de determinar. Gasterópodos (*Basomatophora*) se identificaron *Physa* sp. representada por la forma sinestral y *Limnea* sp. El resto de la fauna la componen conchas fósiles del género *Valvata* sp. y del Tipo *Vertigo* del género *Pupilla* sp. (Tabla I y II y Fig. 18). Los gasterópodos representan géneros

terrestres y acuáticos, de sistemas de agua dulce con salinidad normal (Bandel *com. pers.* 2002).

8.1.3 Conclusión

En los sedimentos de El Potosí, se observa que las conchas aragoníticas de bivalvos y gasterópodos quedaron preservadas en su mayoría sin mostrar algún cambio diagenético. La distribución y abundancia relativa de gasterópodos y bivalvos para los perfiles Potosí 2, 3 y Enebras, se muestra en la Figura 18. Los grupos de organismos incluyen tanto terrestres como acuáticos y de transición de aguas dulces y salobres. Los tres perfiles analizados presentan hiatos respecto a fauna de moluscos



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Tabla I.- Imágenes de Microscopía Electrónica de moluscos de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León.

Figura	Clasificación	Magnificación	Sección de Proveniencia
A	af. <i>Pupilla</i> sp.	65X	Enebros
B	Tipo1 <i>Vertigo</i>	120X	Enebros
C	<i>Physa</i> sp.	65X	Potosí 2
D	<i>Physa</i> sp.	65X	Potosí 2
E	<i>Valvata</i> ?	65X	Enebros
F	<i>Limea</i> sp.	80X	Enebros
G	<i>Limax</i> sp.	70X	Enebros
H	<i>Uncancylus</i> sp.	150X	Potosí 3

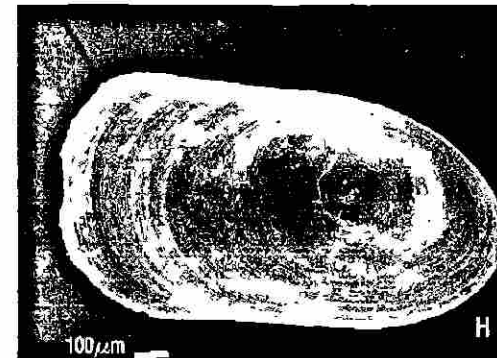
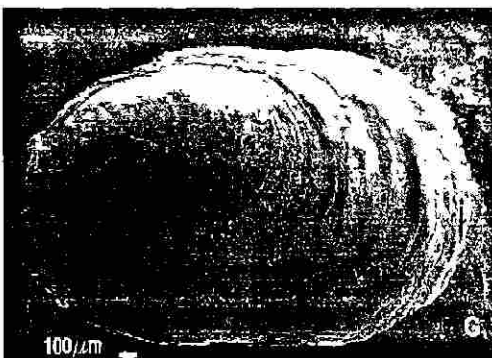
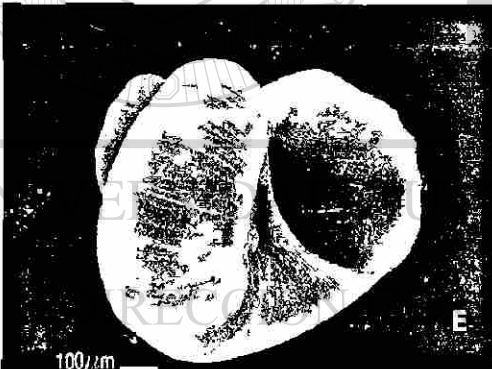
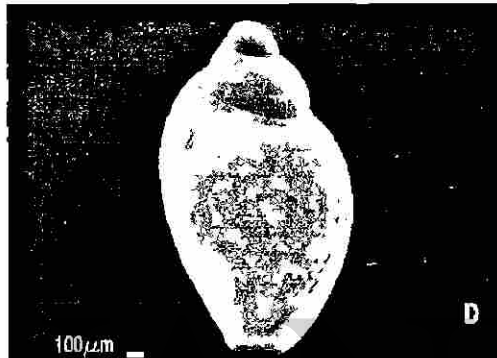
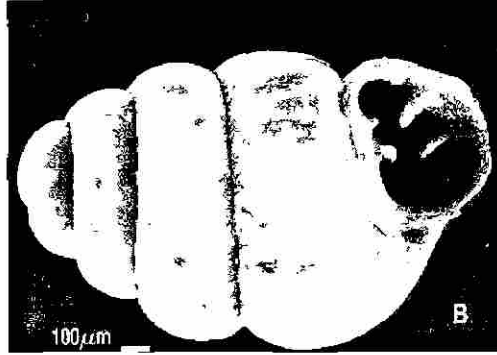
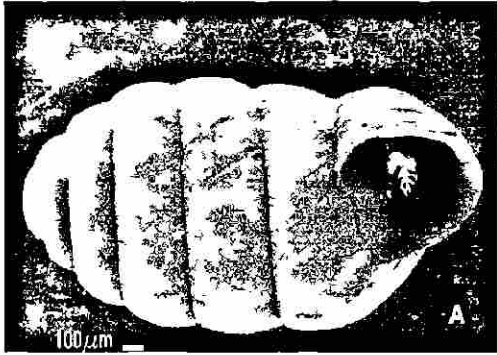
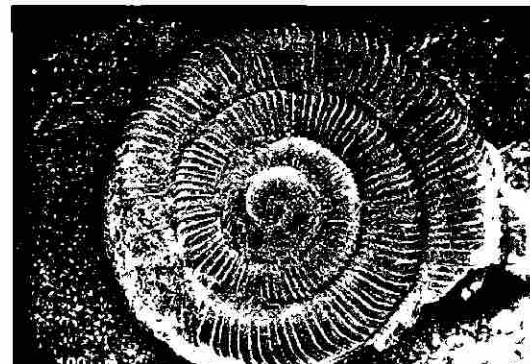
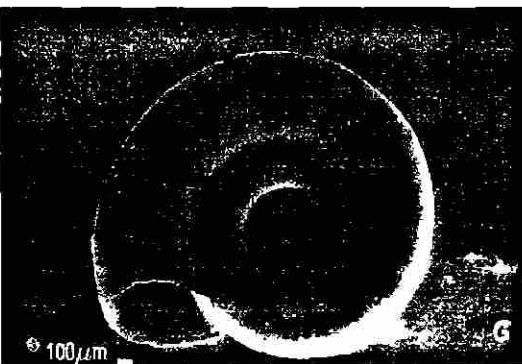
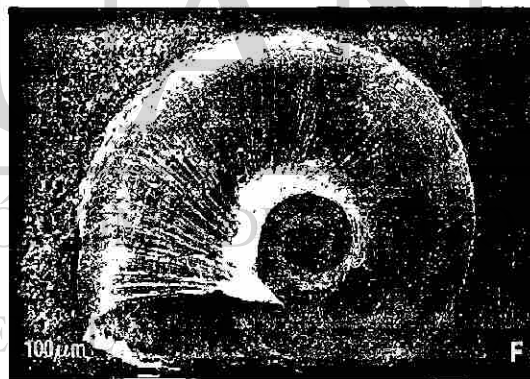
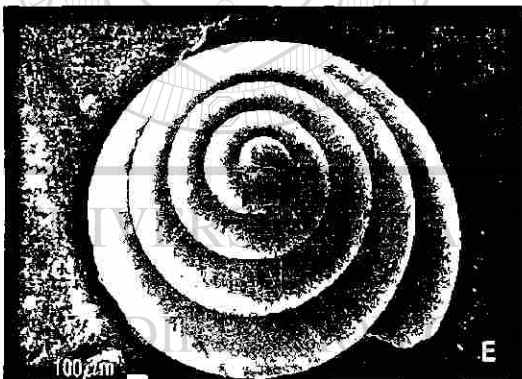
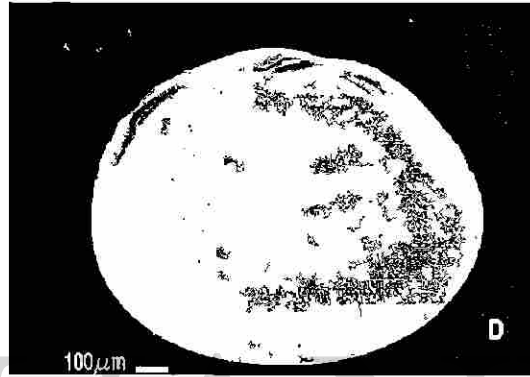
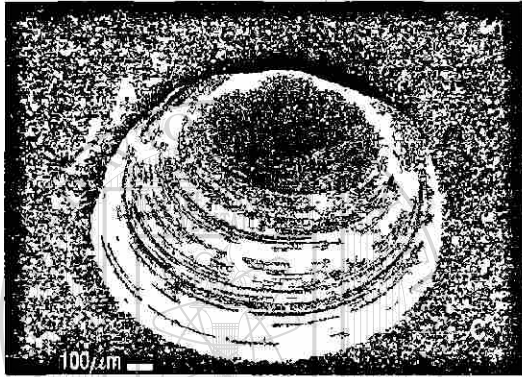
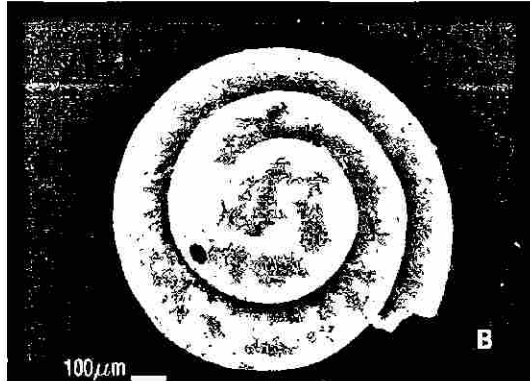
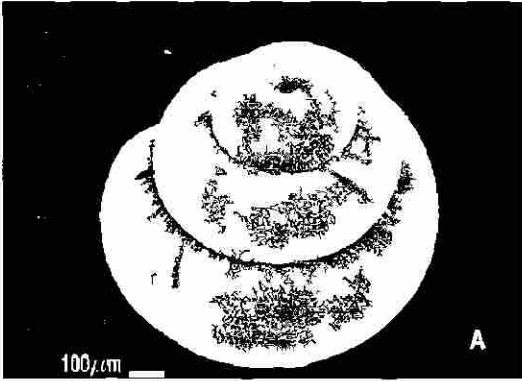


Tabla II. Imágenes de Microscopía Electrónica de moluscos de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León.

Figura	Clasificación	Magnificación	Sección de Proveniencia
A	<i>Stylomatophora</i> sp.	160X	Enebros
B	<i>Stylomatophora</i> sp.	130X	Enebros
C	<i>Pisidium</i> sp.	130X	Potosí 3
D	<i>Pisidium</i> sp.	100X	Potosí 3
E	Indeterminado	70X	Potosí 3
F	<i>Planorbis</i> sp.	90X	Enebros
G	<i>Planorbis</i> sp.	50X	Enebros
H	Planorbidae	92X	Enebros



8.2 Carofitas

Son plantas sumergidas de habitat lacustre cuya posición taxonómica es incierta -algas verdes o bryophytas- (Burne *et al.*, 1980). Partes de su estructura se calcifican, como por ejemplo los tallos, siendo mas común la estructura reproductiva femenina, el **oogonio**, que desarrolla una cubierta exterior denominada **girogonito** (Fig. 19 A y B). Tucker y Wright (1990) mencionan que el girogonito es usualmente compuesto de calcita baja en magnesio, pero en los lagos salinos puede estar compuesta de calcita alta en magnesio (su CaCO_3 contiene mas de 4% de MgCO_3).

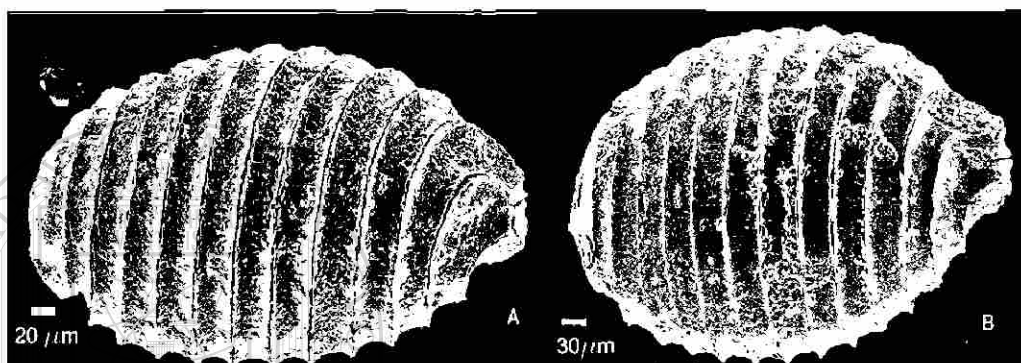


Figura 19. Girogonitos de Carofita. Se muestran algunas de sus formas. A. Magnificación 500X; B. Magnificación 300X.

Su regeneración y desarrollo se realiza durante el periodo invernal, cuando los niveles de agua se incrementan debido a las bajas tasas de evaporación. La segunda opción es que la descarga de agua subterránea relativamente fresca, cree un cuerpo de agua permanente (Burne, *et al.*, 1980). Los girogonitos son fácilmente transportados, en especial si están desecados ya que pueden flotar. Las carofitas son consideradas indicadores de agua dulce de condiciones oligotróficas (Burne *et al.* 1980), más sin embargo, algunas llegan a tolerar ambientes con salinidades arriba de 70‰. Juegan un papel crucial en la precipitación biogénica de carbonato de calcio en los lagos, pero también contribuyen a la acumulación de materia orgánica, debido a que forman gruesos depósitos ricos en materia orgánica (gyttia) o hasta de turbas.

8.2.1 Discusión y conclusión

En los sedimentos del Lago Potosí se identificaron tallos de carofitas y girogonitos. La presencia de éstas estructuras frágiles sugiere un ambiente de aguas someras y de poca energía (Armenteros *et al.*, 1997). Considerando a las carofitas como indicadores de profundidad, se puede sugerir que el lago de Potosí tuvo profundidades menores a los 10 m, pero otros indicadores (ostrácodos, otolitos) sugieren

quela profundidad no fue mayor a 2 m (Fig. 43). El agua somera también es indicada por las huellas de raíces (probablemente relacionada a plantas sumergidas) y a estructuras diagenéticas de la zona vadosa. Otros argumentos para respaldar la poca profundidad del lago, provienen de la presencia de girogonios de carofitas adyacentes a minerales evaporíticos en los sedimentos, indicando que el ambiente de depósito comprendía sistemas someros. Particularmente asociaciones de girogonios y evaporitas, están presentes a lo largo de los depósitos de la sección Los Enebros (Fig. 18).

Las asociaciones de girogonios de carofita y evaporitas se forman como resultado de la variación estacional en la salinidad dentro de lagos en zonas climáticas semiáridas (Burne *et al.*, 1980). Considerando la morfología del girogonito (forma, ornamentación y tamaño) se infiere que existe más de una especie (Fig. 19 A y B). Burne *et al.*, (1980) proponen que el análisis de la morfología del girogonito puede ser utilizado para establecer zonaciones bioestratigráficas en los sedimentos lacustres.

8.3 Otolitos

Los otolitos son estructuras acelulares compuestas de calcita (Kelts y Hsü, 1978) que funcionan como órganos sensitivos en el cráneo de los peces. Crecen de manera similar a las conchas de moluscos más que por osificación, la cual ocurre en escamas, espinas y partes duras del pez al cual perteneció. Investigaciones sobre el desarrollo y la composición de los otolitos permiten identificar los peces que los poseían, así como sus respuestas a su ambiente físico y biológico. Microestructuras lamelares desarrolladas en los otolitos también registran su crecimiento diario (Secor, *et al.*, 1995).

En los sedimentos lacustres del Potosí, los otolitos son muy escasos y sólo se encontraron 13 ejemplares que proceden de las secciones Enebros, Potosí 2 y 3 (Fig. 18). Los otolitos pertenecen a individuos juveniles de la Familia Cyprinodontidae, Reichenbacher, *com. pers.* (2001), (Figura 20 A y B). Los Cyprinodontidae viven en aguas dulces o salobres, rara vez en zonas de costa. Su distribución actual va desde el sureste de Canadá hasta Sudamérica, África, Madagascar, el Sur de Europa y Asia. Alrededor de 30 especies del Género *Cyprinodon* habitan en lagos en los desiertos del Sureste de los Estados Unidos y el Norte de México (Miller, 1968).

Tres especies del género *Cyprinodon*, habitan en la cuenca de Cuatro Ciénegas, Coahuila (Miller 1981 y Minkley, 1984). La mayoría de los Cyprinodontidae son aparentemente abundantes en sitios cuyas condiciones son severas (Miller, 1981; Minkley, 1984). Particularmente *Cyprinodon atrorus* es muy resistente a las altas temperaturas y salinidades en playas de desecación y cuerpos de agua efímeros.

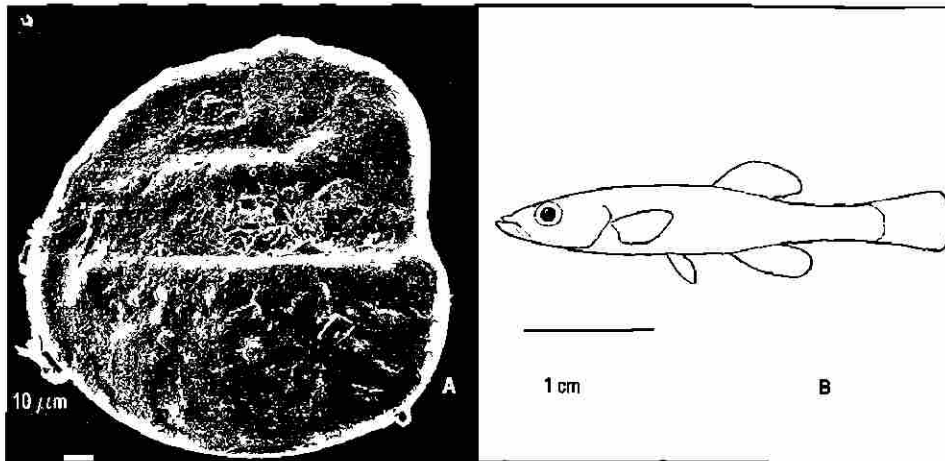


Figura 20. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido de Otolito (A). Magnificación 500X. B. Imagen del tipo del pez al cual perteneció, tomada de Decor, et al, (1995)

Respecto a su distribución inferida por la presencia de otolitos en los sedimentos del Potosí, los Cyprinodontidae parecen haber tenido gran movilidad, logrando migrar a través de remanentes de agua que conectaban cuerpos de agua aislados en proceso de desecación con el cuerpo de agua principal.

8.4 Ostrácodos

Los ostrácodos son crustáceos equipados con valvas de calcita baja en magnesio (compuesta por CaCO_3 que contiene menos de 4% de MgCO_3). Las formas continentales están ampliamente distribuidas en aguas salinas y no salinas, normalmente bajo condiciones de buena oxigenación. Existen especies nectónicas, sin embargo la mayoría son bentónicas (Fig. 21). Los ostrácodos bentónicos viven en el sustrato moviéndose entre los intersticios de los granos en los sedimentos o nadando justo sobre la superficie de ellos, así como alrededor de la vegetación subacuática (Palacios - Fest et al., 1994).

La morfología de la concha de los ostrácodos provee información valiosa para la interpretación de paleoambientes lacustres. Delrome (1989) señala que los cambios en el crecimiento del caparazón pueden estar controlados por factores ambientales, tales como la salinidad, la composición de solutos, el pH y la profundidad del agua. Algunas especies euritróficas pueden desarrollar ornamentaciones inusuales en respuesta a la temperatura del agua, su química y posiblemente a la variación estacional.

Los ostrácodos en los sedimentos cuaternarios del Potosí contienen una diversidad relativamente baja. Se identificaron un total de 8 géneros: *Lymnocythere ceriotuberosa*, *L. paraornata*, *Cypridopsis vidua*, *Potamocypris* sp., *Candona obtusa*, *C. ohioensis*, *Herpetocypris brevicaudata*, *Eucypris* sp., *Cyprinotus*

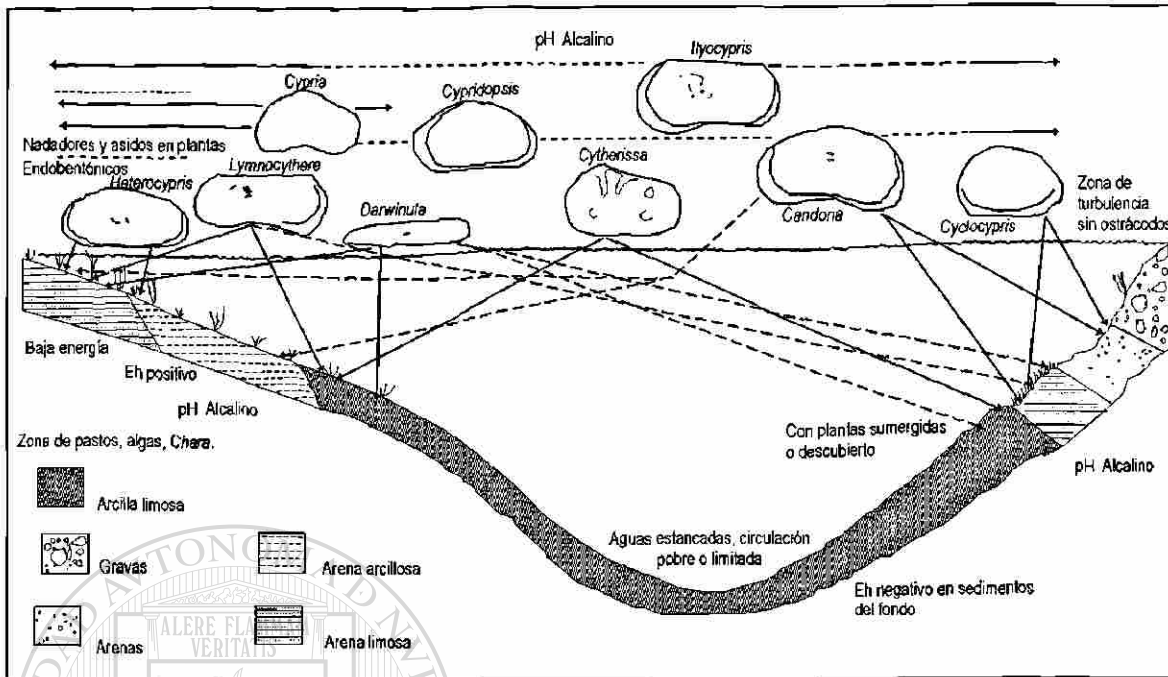


Figura 21. Presencia de ostrácodos no marinos en un lago hipotético de Norte América en respuesta a parámetros físicos y biológicos (tales como sustrato, penetración de luz, profundidad, energía de corrientes, y vegetación). Nótese que los géneros mostrados en el diagrama son ejemplos elegidos para ilustrar las preferencias de los organismos. Líneas sólidas (—) indican el rango de ocurrencia registrado en algunos lagos en Canadá y Norte de los Estados Unidos. Líneas discontinuas (---) indican que no necesariamente el grupo vive en esa área, sólo sugiere su presencia en sitios poco profundos (Modificado de Delrome, 1969, 1989; y Delrome y Zoltai, 1984, en Palacios-Fest et al., 1994)

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

glaucus e *Ilyocypris bradyi* (Tablas III y IV), mismos que corresponden a una variedad de especies Norteamericanas de ambientes lacustres, estanques y arroyos (Fig. 22). Su distribución a lo largo de las secciones analizadas se muestra en la Figura 18.

El género *Potamocypris* indica corrientes agitadas cerca de las fuentes de drenaje, ya sea interno por manantiales, o externo durante periodos de escurrimientos superficiales (Palacios - Fest, et al., 1994). En el Oeste de Norte América el género *Lymnocythere* muestra sensibilidad a variaciones en la salinidad a través de cambios en el grosor, la estructura, la ornamentación y el tamaño del caparazón, desarrollando una gruesa ala ventral ornamentada (esta forma es conocida como *L. platiforma*). *L. ceriotuberosa* hoy en día es euryhalina (amplio intervalo de tolerancia a la salinidad de ~100-10,000

ppm), por lo que puede caracterizar horizontes donde se tenga un incremento en la concentración de sales en los depósitos recientes (por ejemplo Enebros 90-30 cm hacia la superficie).

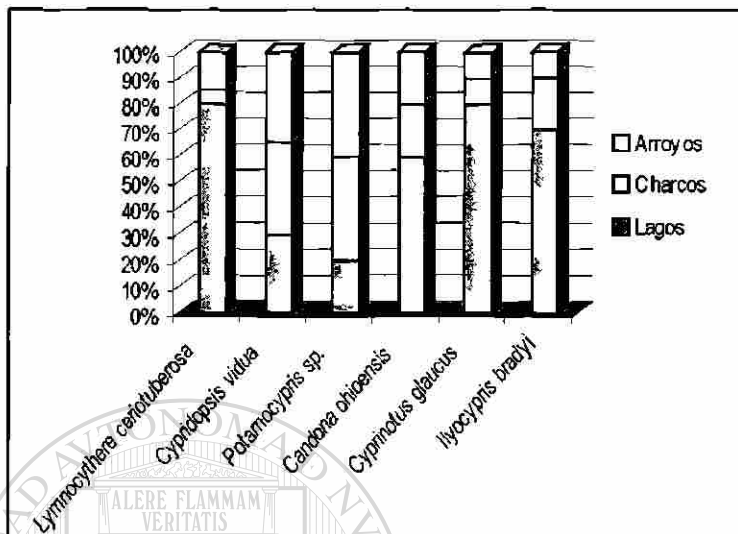


Figura 22.- Porcentaje de la probabilidad de encontrar ostrácodos de agua dulce en lagos , estanques y arroyos. Graficada con datos de Delrome (1989). Se utilizaron solamente algunos de los géneros y especies que encuentran en los sedimentos del Paleolago Potosí.

L. ceriotuberosa podría incluso indicar un carácter evaporativo en los cuerpos de agua o al menos en la zona litoral del lago (ambiente palustre), ya que tolera rangos de 800 a 10,000 ppm de sólidos disueltos (Delrome, 1989). *Cypridopsis vidua*, es un organismo eurytérnico de aguas oligotróficas el cual prefiere vivir en humedales cálidos de 10 a 25 °C (Palacios-Fest, *com pers.*,2002). Tolerancia amplia en el pH, oxígeno disuelto, así como concentraciones de Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} y Cl^- (Delrome, 1989, Palacios-Fest y Dettman, 2001). Su ciclo de vida es de 4 a 8 semanas, habitando cuerpos de agua perennes o efímeros y con salinidades de 100 a 4,000 ppm (Palacios-Fest, 1997). *Candona ohioensis* es especie de agua dulce y tolera rangos de sólidos disueltos de 200 a 1,000 ppm, mientras que *Cyprinotus glaucus* especie predominantemente lacustre, cuyo un rango de tolerancia va de 1000 a 10,000 ppm (Palacios-Fest et al., 1994).

Considerando la presencia y distribución de los géneros de ostrácodos se concluye lo siguiente:

8.4.1 Ostrácodos de la sección Enebros

Partiendo de la base del perfil de los 470 cm a los 310 cm, se propone que fue el periodo con mayor cantidad de agua disponible, debido a la presencia y abundancia de especies lacustres como son: *Candona obtusa*, *C. ohioensis*, *Ilyocypris bradyi*, *Cyprinotus glaucus* y *Lymnocythere sp.* (Fig. 18). Considerando el espesor de los sedimentos se infiere que corresponde al periodo de mayor precipitación, en el cual el lago alcanzó una mayor área de cobertura y profundidad hacia ésta zona. El

intervalo 310 a 140 cm contiene tres horizontes estériles o hiatos (310-280 cm, 220-210 cm y 160-410 cm) respecto al contenido de fauna acuática, lo cual puede ser un indicador de periodos de sequía fuertes. Éstos depósitos se encuentran intercalados por horizontes que contienen *Cypridopsis vidua* y *Potamocypris* sp. las cuales indican aguas muy someras, posiblemente cuerpos de agua aislados.

En ellos el aporte del agua vadosa tuvo que ser muy importante para su permanencia, así como para la formación de depósitos carbonatados (caliche). La presencia de *Cyprisopsis vidua*, *Potamocypris* sp. y principalmente *Lymnocythere ceriotuberosa* a partir del intervalo 140 hacia la superficie, sugiere que dicho intervalo corresponde al último período de inundación del lago, en el cual la extensión de un cuerpo de agua efímero se estableció en esta zona para después desecarse y quedar como en la actualidad, dentro de un área de ambiente semiárido.

8.4.2 Ostrácodos de la sección Potosí 2

Se encuentran cuatro intervalos (340-320 cm, 250- , 210-200 cm y 30- 10 cm) que no contienen restos de fauna, constituidos por turbas (Fig. 18). Para ellos se interpreta que las conchas calcáreas de los organismos fueron "disueltas" por el ácido carbónico producto de la lixiviación de la materia orgánica. El resto de la sección contiene asociaciones de fauna característica de ambiente lacustre por el género *Lymnocythere* sp., y las especies *Candona ohioensis* y *Cyprinotus glaucus*.

8.4.3 Ostrácodos de la sección Potosí 3

Cuenta con depósitos principalmente lacustres, solamente el intervalo 460-300cm es considerado un periodo seco, en el cual hubo un cambio de condiciones lacustres a una charca con posterior desecación (Fig. 18) y que concuerdan con los datos isotópicos del capítulo 10. A partir del intervalo 290-40cm hacia la superficie, vuelven las condiciones lacustres donde se encuentran especies como: *Lymnocythere* sp., *L. paraornata*, *Candona ohioensis* y *Cyprinotus glaucus*. Las transiciones a cuerpos de agua con tendencia a la desecación se caracterizan por la presencia de *Cypridopsis vidua*. En la fase seca los moluscos terrestres (*Planorbidae* sp. y *Vertigo* sp.) son los únicos elementos faunísticos presentes.

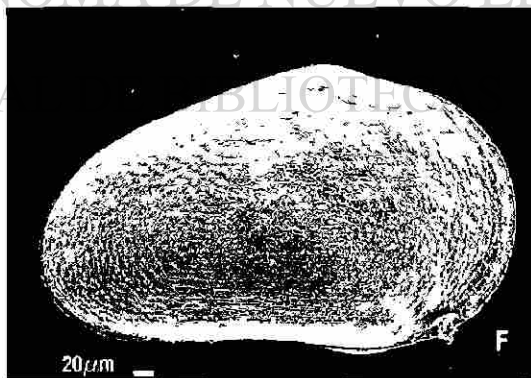
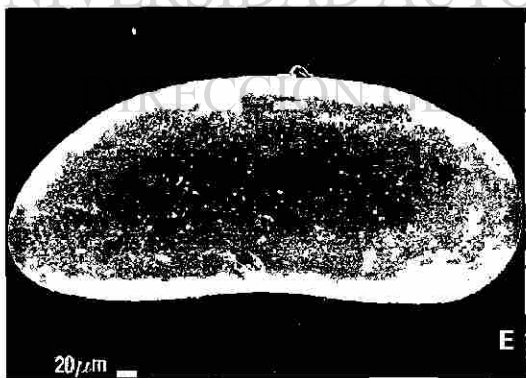
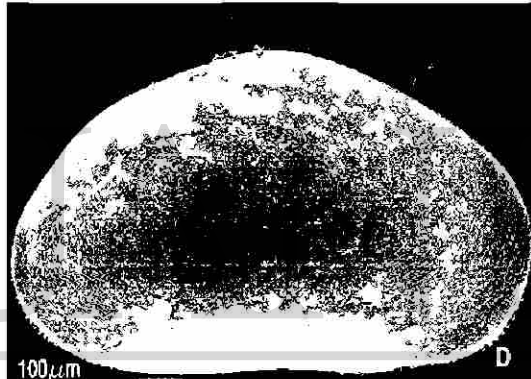
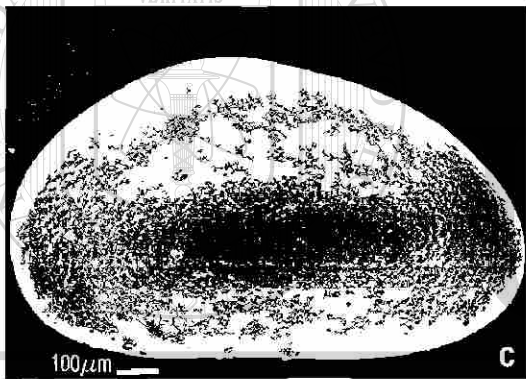
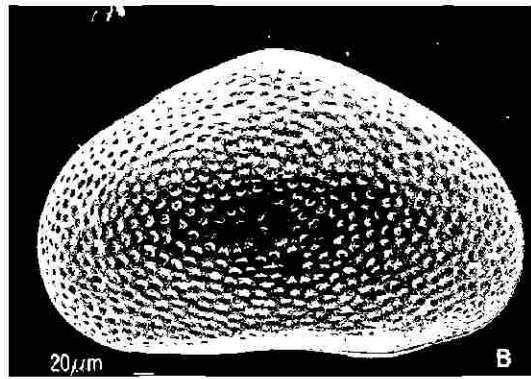
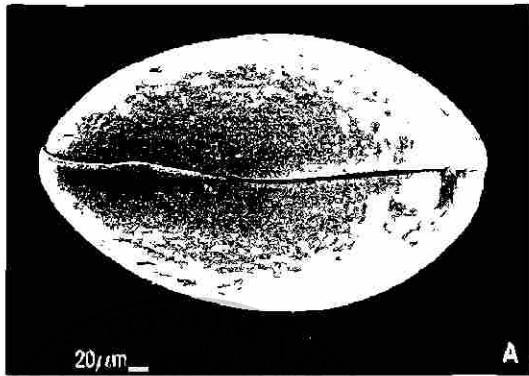
8.4.4 Conclusión

Los ostrácodos en las secciones analizadas representan cambios en el balance hídrico del lago, así como de sus condiciones hidroquímicas. Las asociaciones de éstos organismos indican también los cambios de condiciones propiamente lacustres a palustres o bien cuerpos de agua en proceso de desecación (Fig. 43). Los hiatos en la fauna de ostrácodos se asocian a periodos de sequía y / o disolución de conchas por ácidos húmicos en las turbas.

Tabla III.- Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de conchas de ostrácodo, de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León.

Figura	Clasificación	Magnificación	Tipo de Valva	Sección de Proveniencia
A	<i>Cypridopsis vidua</i>	346X	Ambas	Enebras
B	<i>Cypridopsis vidua</i>	450X	Valva Derecha	Potosí 3
C	<i>Cyprinotus glaucus</i>	180X	Valva Izquierda	Potosí 2
D	<i>Eucypris</i> sp.	250X	Valva Derecha	Potosí 2
E	<i>Candona ohioensis</i>	350X	Valva Izquierda	Potosí 2
F	Indeterminado	400X	Valva Derecha	Potosí 3

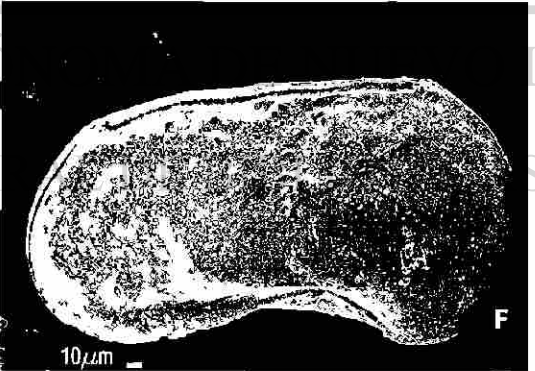
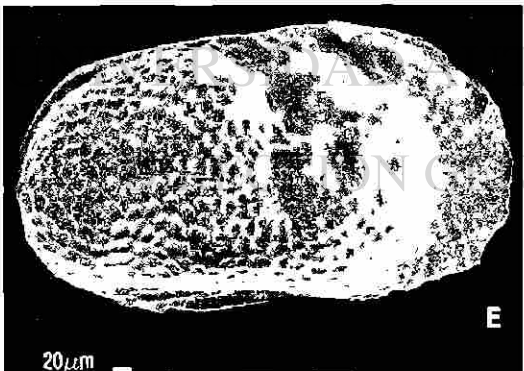
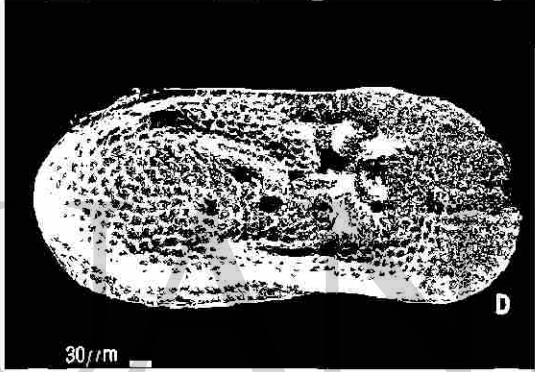
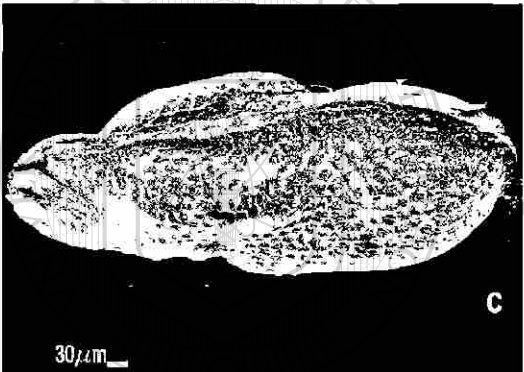
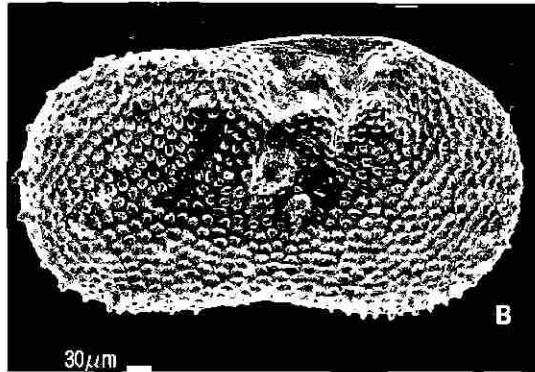
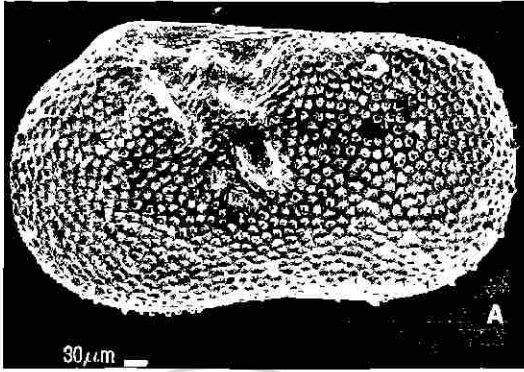
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
VERITATIS
BIBLIOTECA

Tabla IV.- Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de conchas de ostrácodo, de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León.

	Clasificación	Magnificación	Tipo de Valva	Sección de Proveniencia
Figura A	<i>Ilyocypris bradyi</i>	300x	Valva Izquierda	Enebros
B	<i>Ilyocypris bradyi</i>	300X	Valva Derecha	Enebros
C	<i>Lymnocythere paraornata</i>	300X	Ambas	Potosí 3
D	<i>Lymnocythere paraornata</i>	270X	Valva Derecha	Potosí 3
E	<i>Lymnocythere</i> sp.	335X	Valva Derecha	Potosí 3
F	<i>Lymnocythere cariotuberosa</i>	500X	Valva Izquierda	Enebros



9 Palinología

9.1 Introducción

La vegetación es el objetivo central de una investigación analítica de polen. Básicamente el análisis de polen es una técnica de reconstrucción de la vegetación, basándose en los granos de polen que ésta produjo (Fægri e Iversen, 1992).

El primer registro de polen del Cuaternario Tardío para el Noreste de México, proviene de dos núcleos de la cuenca de Cuatro Ciénegas, Coahuila; realizados por Meyer en 1973. El siguiente estudio fue hecho por Bryant y Riskind en 1980, quienes analizaron polen de los estados de Nuevo León, Tamaulipas y Coahuila; concluyendo que las áreas del noreste de México tuvieron cambios de vegetación durante el Cuaternario Tardío.

En el resto de la Republica Mexicana, los análisis de polen fósil en depósitos lacustres se han llevado a cabo principalmente en la Cuenca de México, en el Lago de Chalco (Clisby y Sears; 1955, Sears y Clisby, 1955; Lozano y Xelhuantzi, 1997) y el Lago de Texcoco (Lozano y Xelhuantzi, 1997), así como en la Cuenca de Zacapu, Michoacán (Xelhuantzi, 1994a; Lozano y Xelhuantzi, 1997). Las edades de los depósitos van desde el Wisconsin Temprano (33,000-23,000 BP) en el Lago de Chalco, a Pleistoceno (30,000) /Holoceno para el de Texcoco y exclusivamente Holoceno (8,100-6700 BP) en la Cuenca de Zacapu, Michoacán.

En la región del Sur de Texas, Arizona y Nuevo México diversos estudios se han enfocado al análisis de polen, proveniente de cuevas, sedimentos lacustres, coprolitos y restos orgánicos, que en conjunto comprenden edades desde el Pre-Wisconsin, Postglacial (12,000 BP) al Actual (Martin y Mehringer, 1965).

9.2 Análisis de Polen para muestras del área de estudio

Para el análisis de polen se consideraron muestras de 1 cm³ en volumen, fueron tomadas de distintos intervalos considerando cambios en la litología de las secciones Enebros y Potosí 2. Éstas fueron tratadas de acuerdo a la metodología de la Acetólisis propuesta por Fægri e Iversen (1992) complementada con tratamiento de Ácido Fluorhídrico; explicada a detalle en el anexo III. Se realizaron dos conteos con un microscopio Leitz Dialux 22EB (aumento 40X) de cada intervalo, para disminuir el grado de error. Para la identificación morfológica y polínica de cada taxón se siguió la nomenclatura de Fægri e Iversen (1992) describiendo en primer término las aperturas, luego el tipo escultural, seguido por las medidas e índice de tamaño. Debido a que no existe colección de referencia ni descripciones de polen del área de estudio, el análisis de polen fue limitado. La mayoría de los granos de polen fueron referenciados a nivel de género o familia. Algunos tipos de polen fueron registrados durante los conteos más no se incluyeron en la representación gráfica de los resultados.

A partir de la información generada, se construyeron los diagramas de polen (Fig. 23 y 24), en los cuales se encuentran representados los tipos identificables de vegetación para el área de estudio. Los análisis muestran una diversidad de 10 géneros de polen arbóreo (AP por sus siglas en inglés) y 11 tipos distintos entre familias y géneros de no arbóreas (NAP) de los cuales al menos dos (*Potamogeton* y *Thypha*) son estrictamente acuáticos. Imágenes de los granos de polen y sus distintas estructuras son mostrados en las Tablas V, VI y VII. Una exageración en la representación en el diagrama fue necesaria para aquellos granos de polen cuyo porcentaje fue menor al 1%. Ambos perfiles presentaron zonas con mayor o menor cantidad de granos. En base a las fluctuaciones en la representación de polen de arbóreo y no arbóreo, las secuencias de Los Enebros y Potosí 2 fueron divididas en zonas de polen con los respectivos sufijos ZPE y ZPP, que son descritos a continuación.

9.3 Palinología de la sección Enebros

Esta sección ha sido dividida en cuatro zonas (Fig. 23). La primera de ellas o **ZPE-I**, muestra la mayor diversidad de polen arbóreo con 8 géneros: *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Fagus*, *Quercus*, *Juglans*, *Ephedra* y *Juniperus*. La mayor abundancia de polen arbóreo es de *Juniperus* (30%), con *Pinus* (10%) y *Quercus* (10%) en menor proporción, éste último indicador de condiciones cálidas. *Abies* (1%) que requiere para su desarrollo condiciones de humedad y semifrias, sólo se identificó en las muestras 8, 9 y 10, hacia la base de la zona (**ZPE-I**). Los principales componentes de la flora son *Chenopodiaceae* (40%), seguida por *Gramineae* y *Cyperaceae*, que debieron conformar el tipo de vegetación alrededor del lago Potosí; mientras que las plantas acuáticas como *Potamogeton* (1%) habitaron dentro de él.

En la zona dos **ZPE-II**, disminuye en gran medida el polen arbóreo y sólo contiene polen de *Pinus* (5%) y *Juniperus* (20%). Bryant (1978) menciona que una disminución bien marcada en el polen de *Juniperus* y un correspondiente incremento en las herbáceas sugieren una tendencia al calentamiento. Lo anterior es reforzado debido al incremento de ciperáceas y gramíneas alrededor del 50%. Particularmente en la muestra 6, las gramíneas y ciperáceas son el único tipo de polen encontrado, donde hay una ausencia de polen arbóreo, que vuelve a aparecer hacia el límite de la zona. Estas condiciones reflejan un cambio en la vegetación más asociado a un pastizal semidesértico.

La zona tres **ZPE-III** solamente contenía seis granos de polen de *Juniperus* sp. Intervalos que sólo contienen restos de *Juniperus* sp., fueron descritos por Van Devender (1986) en una muestra de Puerto Ventanillas, Coahuila, cuya edad asignada es ~12,000 años BP. Las posibles razones por las cuales en éste intervalo el polen es escaso o no se llegó a encontrar de otro tipo son: (1) alta tasa de sedimentación, de manera que la lluvia de polen es "diluida" en la matriz sedimentaria; (2) destrucción del los granos de polen durante el proceso de fosilización en depósitos aireados; (3) baja producción de polen de la vegetación adyacente; (4) la frecuencia de especies en una región; (5) la producción absoluta de polen, la cual varía específica e individualmente bajo las condiciones en que se desarrolla la planta productora; (6) los mecanismos de dispersión de los granos (Fægri e Iversen, 1992); y (7) el daño o destrucción durante el proceso de lavado (Hölzer *com. pers.* 2002).

La zona cuatro **ZPE-IV**, presenta una buena diversidad. El polen arbóreo es dominado por *Juniperus* el cual alcanza valores de hasta 60%, para volver disminuir alrededor del 40% al final de la columna. *Pinus* también reaparece (10%) a excepción de *Abies*, *Picea* y *Quercus*; en su lugar se observan géneros como *Buxus* y *Juglans*, éste último es indicador de condiciones cálidas y húmedas, aunque su porcentaje es bajo (1%). En el polen no arbóreo persisten los géneros *Cyperaceae*,

Gramineae, *Chenopodiaceae*, incrementándose la presencia de compuestas. El elemento acuático, *Potamogeton* se encuentra en valores bajos (1%), pero indica la presencia de agua para haberse desarrollado. Según Hölzer, *com. pers* la aparición de *Plantago* se relaciona a la intervención humana.

El diagrama de polen de Los Enebro refleja en su parte basal una vegetación asociada a condiciones cálido templadas con humedad. Posteriormente tiende a un calentamiento con un clima posiblemente mas seco con alta evaporación-debido al incremento de gramíneas y ciperáceas-, que hacia el final de la secuencia parece retornar a condiciones cálido-húmedas.

9.4 Palinología de la sección Potosí 2

El diagrama de polen Potosí 2 muestra porcentajes de polen arbóreo y no arbóreo mas equilibrados, sin embargo el porcentaje de arbóreas está muy influenciado por el genero *Juniperus sp.* (Fig. 24). En la zona uno de polen ZPP-I, las no arbóreas del género *Typha* (3%) y *Potamogeton* (1%), exhiben la presencia de un cuerpo de agua, que en este trabajo ya se ha referido como el paleolago Potosí. De la misma manera se desarrolló vegetación lacustre o marginal compuesta de gramíneas (20%), ciperáceas (40%) y chenopodiáceas (10%). En su conjunto *Pinus* (15%), *Juniperus* (20%), *Quercus* (10%) y *Juglans* (2%) representan el polen arbóreo ya que *Picea* y *Ulmus* sólo cuentan con el 1%.

La zona dos ZPP-II, indica la dominancia de *Juniperus* (40%) en dos intervalos. Cada intervalo es dividido por un repunte en el porcentaje de ciperáceas (35%), mientras que las gramíneas (20%) se mantienen relativamente constantes. *Pinus* (5%) y *Quercus* (5%) se muestran relativamente estables hacia el final de la secuencia. Reaparece el elemento acuático *Potamogeton* (1%), así como y las quenopodiáceas (5%).

En resumen, el diagrama de Potosí 2 muestra que la vegetación se desarrolló bajo condiciones cálidas y húmedas, indicadas por *Quercus* y *Juglans*. Aparentemente la presencia de agua era constante, aunque con cambios en el área de inundación del lago, lo cual es mostrado por el polen de *Typha* y Ciperáceas desarrolladas en sus márgenes. Se estima por la ubicación del perfil al que pertenece este diagrama que se encontró cerca de una fuente permanente de agua, que puede asociarse con el manantial del Cerro la Noria. Algunos granos de polen en éste perfil muestran indicios de corrosión, la cual se atribuye a espacios aireados en las turbas.

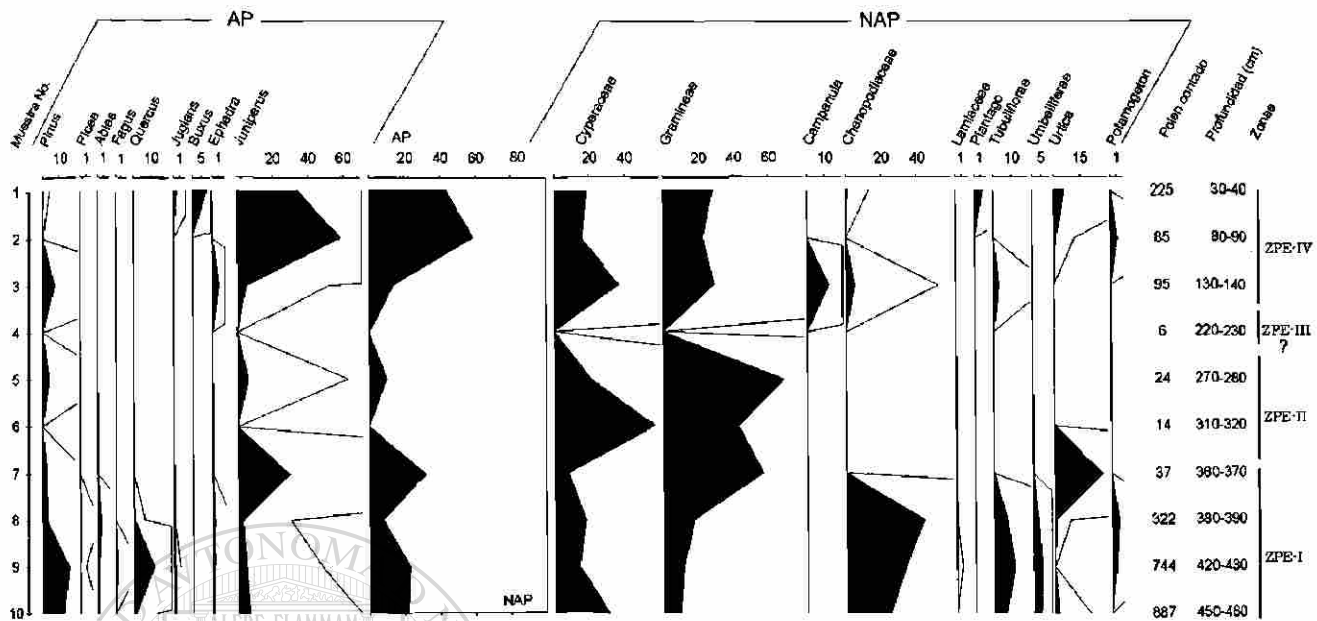


Figura 23. Diagrama de polen de la sección Los Enebros, Galeana, Nuevo León

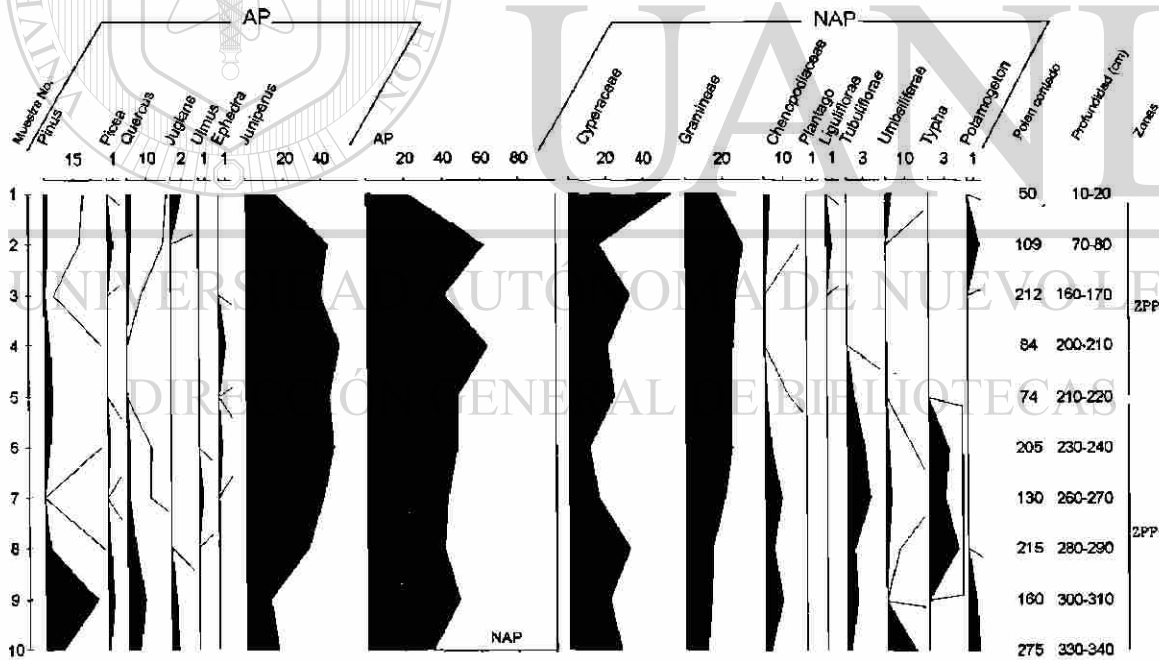


Figura 24. Diagrama de polen de la sección Potosí 2, Galeana, Nuevo León.

9.5 Otros grupos

La palabra tipo en éste texto se utiliza para representar especies no formalmente denominadas, debido a que su identificación plantea algún cuestionamiento. Dentro de las muestras de polen analizados se tiene como ejemplos:

Tipo *Tilletia sphagni*

No fueron consideradas en los conteos, ya que a ésta y otras esporas observadas, no fue posible clasificarlas debido a la falta de especímenes en una colección de referencia. Cabe destacar que *Tilletia* es una espora comúnmente encontrada parasitando a *Sphagnum* (Hölzer *com. pers.* 2002). *Sphagnum* es uno de los principales generadores de turbas, sin embargo esporas de *Sphagnum* no fueron encontradas, más la abundancia de esporas del tipo *Tilletia* podría ser una evidencia indirecta de su presencia. El tipo *Tilletia* tuvo su mayor abundancia en el perfil de Los Enebros, encontrándose casi en toda la secuencia. Para el del Potosí 2, también se reporta, específicamente en el intervalo 2 (160-170cm)..

Tipo *Zygnema*

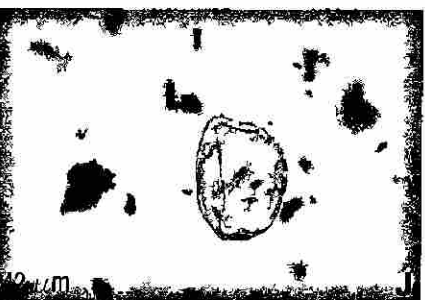
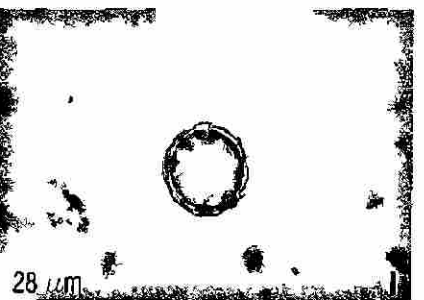
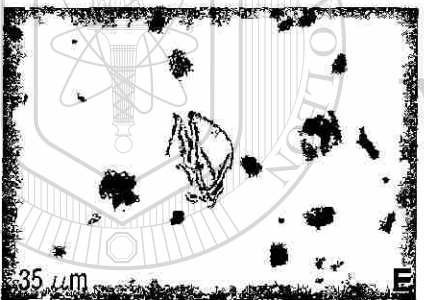
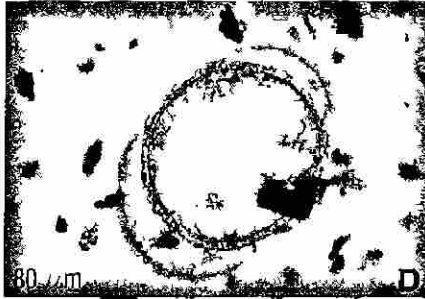
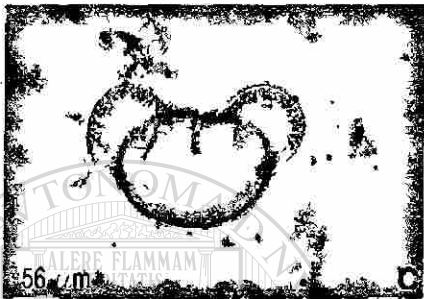
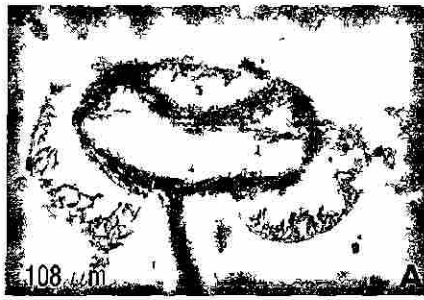
Grupo heterogéneo de zygotesporas hialinas, esferoidales o aplanadas, con concavidades en la superficie. Este tipo de esporas no es raro en los análisis de polen, pero usualmente son descartadas por los palinólogos (Van Geel *et al.* 1981). Aunque existen diferencias en la preferencia de su hábitat, la mayoría de las zignemantaceas necesitan una temperatura relativamente alta en el agua para esporular (Van Geel, 1981). Lo anterior es un indicador de condiciones cálidas en el sitio. En base a ello se infiere que los intervalos Enebros 10, 9 y 2 presentan condiciones cálidas que determinaron la presencia del Tipo *Zygnema* en esta sección. Esporas de *Zygnema* en sedimentos lacustres está asociada con zonas acuáticas abiertas y someras, de condiciones mesotróficas a eutróficas del Yungger Dryas en Los Países Bajos, (Van Geel *et al.* 1981)

Tipo *Spirogira*

Zygotesporas elipsoidales (o posiblemente aplanosporas). Esporas de *Spirogira* generalmente indican zonas acuáticas abiertas, de aguas relativamente eutróficas durante el Yungger Dryas y Preboreal Temprano (Van Geel, *et. al.* 1981). La presencia de estos dos tipos de esporas refuerza la hipótesis de que este lago fue somero y abierto ("Open Water").

Tabla V.- Imágenes de granos de Polen Arbóreo presentes en las secciones estratigráficas de El Potosí - Los Enebros. Las micras indican el tamaño del grano.

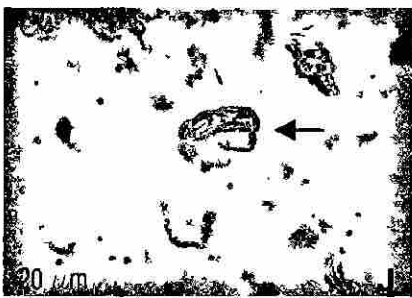
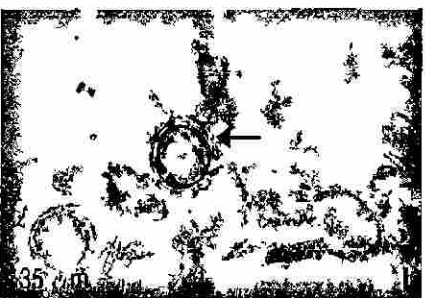
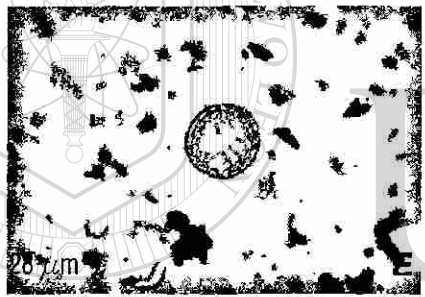
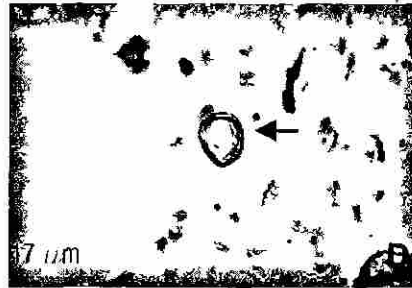
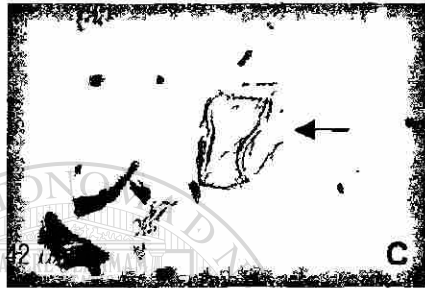
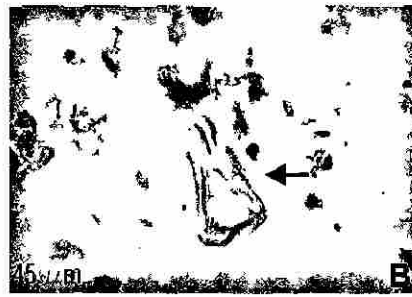
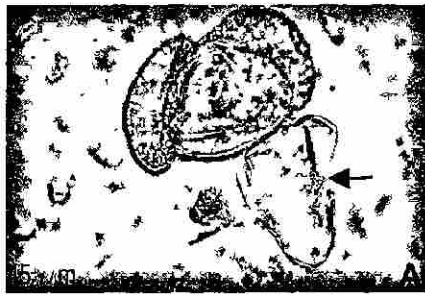
	AP	Secciones de Proveniencia
Figura A	<i>Abies</i> sp.	Enebros
B	<i>Abies</i> sp	Enebros
C	<i>Pinus</i> sp.	Enebros
D	<i>Pinus</i> sp	Enebros
E	<i>Juniperus</i> sp.	Enebros
F	<i>Juniperus</i> sp.	Enebros
G	<i>Juniperus</i> sp.	Enebros
H	<i>Quercus</i> sp.	Potosí 2
I	<i>Buxus</i> ?	Enebros
J	<i>Juglandaceae</i>	Potosí 2



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Tabla. VI.- Imágenes de granos de Polen No Arbóreo (NAP), presentes en las secciones estratigráficas de El Potosí - Los Enebros. Las micras indican el tamaño del grano.

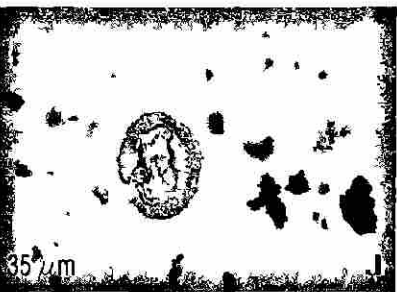
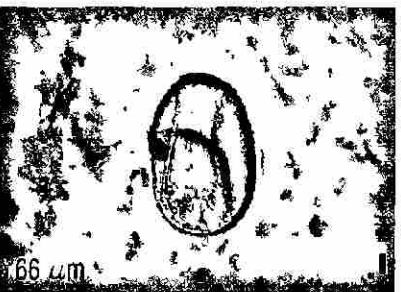
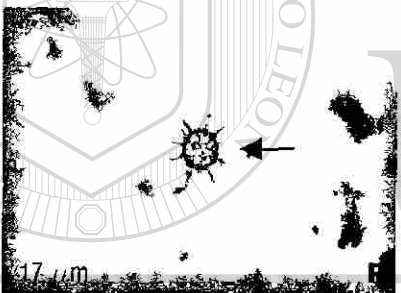
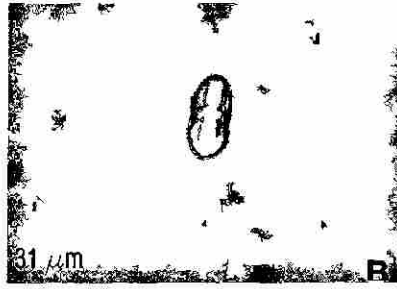
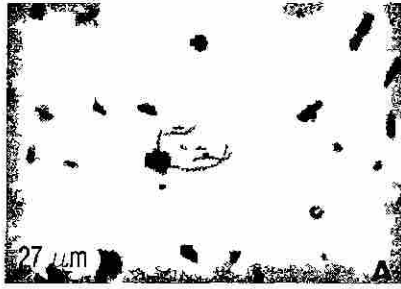
Figura	NAP	Sección de Proveniencia
A	Cyperaceae	Enebros
B	Cyperaceae	Enebros
C	Poaceae (Gramineae)	Enebros
D	Poaceae (Gramineae)	Enebros
E	Chenopodiaceae	Enebros
F	Chenopodiaceae	Potosí 2
G	Compositae (Asteraceae)	Enebros
H	<i>Campanula</i> sp.	Enebros
I	Compositae (Asteraceae)	Enebros
J	Lamiaceae (Labiatae)	Enebros



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Tabla VII.- Imágenes de granos de Polen No Arbóreo (NAP), Esporas e Indeterminados, presentes en las secciones estratigráficas de El Potosí - Los Enebros. Las micras indican el tamaño del grano.

Figura	NAP	Sección de Proveniencia
A	<i>Potamogeton</i> sp.	Potosí 2
B	<i>Umbelliferae</i>	Enebros
C	<i>Typha</i> sp.	Potosí 2
D	<i>Typha</i> sp.	Potosí 2
ESPORAS		
E	<i>Tilletia sphagni?</i>	Enebros
F	Indeterminado 1	Enebros
G	Indeterminado 2	Potosí 2
H	Indeterminado 3	Enebros
I	Indeterminado 4	Enebros
J	Indeterminado 5 ¿ <i>Tsuga</i> ?	Potosí 2



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
UNIVERSITY OF NEW LEÓN
BIBLIOTECA GENERAL DE BIBLIOTECAS

9.6 Discusión sobre la relación con otros datos palinológicos del Norte de México y el Clima

Comparando los datos generados sobre la flora del Potosí con los de otros registros en el norte de México, puede mencionarse que la base de ambos perfiles zonas ZPE-I y ZPP-I muestran una abundancia importante en la composición de polen arbóreo de *Juniperus*, *Pinus* y *Quercus*. Éste tipo de vegetación también ha sido descrita por Van Devender y Burges (1985) para el Desierto de Chihuahua en el Bolsón de Mapimí (hacia el noroeste del área de estudio) y se asocia al Wisconsin Tardío (Fig. 25). Para la mayoría de las áreas del Norte de México (del Desierto de Chihuahua), el final del Wisconsin Tardío está marcado por una reducción de vegetación tipo méxico de plantas que incluyen a los Pinos y Juniperos alrededor de los 11,000 años, con un cambio a condiciones xéricas de los últimos 4000 años en el Holoceno (Van Devender, 1986). En ambas secciones existe una amplia variedad morfológica de granos de *Pinus*, lo que implicó serias dificultades en su clasificación, optando por clasificarlas sólo a nivel de género. Es posible que alguno de ellos represente a *Pinus culminicola*, especie considerada relicto del Pleistoceno en el Cerro Potosí (Sánchez, 1987; citado en Oropeza, 1990). Cambios de este tipo se observan en los diagramas de polen de Potosí 2 y Enebros, más se requieren fechamientos para determinar exactamente la relación de las variaciones en la vegetación con los cambios en el clima. Hay que considerar que ciertas áreas de Norte América, contienen registros Cuaternarios de polen fósil que aparentemente no muestran análogos actuales, lo que implica la existencia de arreglos vegetacionales sin equivalentes hoy en día (Meyer, 1973). Los tipos de polen dominantes durante el Pleistoceno del suroeste de los Estados Unidos, incluyen los siguientes grupos:

(1) Chen-Ams (*Chenopodiaceae* – *Amaranthaceae*), (2) Compuestas (*Compositae*, separable en *Artemisia* y otros tipos con espinas cortas o largas), (3) Pastos (*Gramineae*), (4) Árboles anemófilos, particularmente *Pinus*, seguido por *Quercus* y/o *Juniperus*, dependiendo de la ubicación e historia del depósito (Martín y Mehninger 1965). Como se mostró en los diagramas, asociaciones de éstos géneros de plantas fueron encontradas en los sedimentos de las secciones El Potosí 2 y Los Enebros.

Meyer (1973) determinó la evolución del clima en la región Noreste de México, por medio de un estudio polínico en el área de Cuatro Ciénegas Coahuila y donde menciona que el clima regional de hace aproximadamente 12,480 años aparentemente era más húmedo y frío, presentando periodos de mayor precipitación y veranos fríos, repercutiendo en cambios de vegetación en zonas altas. El Holoceno Temprano en el norte de México parece haber sido más húmedo y frío que hoy en día (Metcalfe et al. 2000). Para el Holoceno Medio (8000- 4500 años atrás), el clima era cálido con un fuerte desarrollo de monzones en verano y una consecuente máxima expansión de pastizales.

Aparentemente los desiertos “verdaderos” aparecieron hace 4000 años atrás, por lo que el desarrollo de las comunidades modernas es un evento holocénico (Van Devender, 1986). Hoy en día los desiertos se encuentran en su máxima expansión, relacionados a los climas más severos del presente interglaciar (Van Devender, 1986). La información sobre la palinoflora obtenida en este estudio y sus condiciones ambientales asociadas, concuerda con la publicada por autores como Meyer (1973); Van Devender (1986); Metcalfe; (2000), en que las condiciones de los desiertos del Norte de México parecen haber sido más húmedas y frías en el Pleistoceno – Holoceno Temprano que las actuales. Las condiciones ambientales que favorecieron la precipitación y por ende el establecimiento de lagos, son confirmadas por la presencia de plantas acuáticas lacustres (*Typha* y *Potamogeton*) en los depósitos del paleolago Potosí, indicando la presencia de antiguos lagos en el Norte del país, como aquellos que existieron durante el Pleistoceno tardío en el *Basin & Range* al sur de los Estados Unidos.

9.7 Conclusiones

La lluvia de polen sobre la cuenca, estuvo dominada por granos de plantas anemófilas terrestres y algunas plantas acuáticas. Se observaron algunos granos de polen y esporas cuya clasificación no fue posible, quedando como indeterminados y fuera del conteo. La ausencia de polen o la cantidad del mismo pudo deberse a que el tamaño de muestra no fue suficiente.

En relación a los depósitos de carbonatos y las plantas, cabe señalar, que tanto las carofitas como el *Potamogeton* pueden ser fuentes prolíficas de calcita, y que su presencia dentro de los sedimentos lacustres y palustres del área de estudio contribuyó al aporte de carbonatos en el lago. La porosidad en los sedimentos creada por las raíces de las plantas se asocia con vegetación acuática (*Potamogeton*), ciperáceas y pastos que limitaban el cuerpo de agua, que debió presentar condiciones de agua somera para su establecimiento (Fig. 43).

Las proporciones de los tipos de polen fluctúan considerablemente en ambos perfiles, y es debido a esto que no es posible su correlación estratigráfica a través del polen. Los cambios en la composición del polen no arbóreo, indican que el tipo de vegetación crecía adyacente a los sitios muestreados y que cambió repetidamente en respuesta a cambios en los factores edáficos de humedad de suelo y salinidad.

En general las asociaciones de polen en los sedimentos del Potosí, reflejan cambios ambientales y climáticos de condiciones cálido húmedas – cálido templadas- secas, mostrando una tendencia hacia el calentamiento.

		Presente
Holoceno		10 a 12 ka
(Estado 1 Isótopos de Oxígeno)		
Pleistoceno Tardío	Wisconsin Tardío	~28 ka
	(Estado 2 Isótopos de Oxígeno)	
	Wisconsin Medio	~71 ka
	de Richmond y Fullerton (1986) (Estados 3 y 4 Isótopos de Oxígeno)	
Pleistoceno Medio	Sangamonian Tardío	~115 ka
	(Wisconsin Temprano y Eowisconsin de Richmond y Fullerton, 1986, Estados 5a y 5b Isótopos de Oxígeno)	
	Sangamonian	~128 ka*
de Richmond y Fullerton (1986) (Estado 5e Isótopos de Oxígeno)		
Pleistoceno Medio	Pleistoceno Tardío-Medio	~300 ka
	(Illinoian de Richmond y Fullerton, 1986; (Estados 6-8 Isótopos de Oxígeno)	
	Pleistoceno Medio -Medio	~620 ka**
	de Richmond y Fullerton (1986) (Estados 9-15 Isótopos de Oxígeno)	
Pleistoceno Medio-Temprano	Pleistoceno Medio-Temprano	~750-775 ka**
	(Richmond y Fullerton (1986) (Estados 16-19 Isótopos de Oxígeno)	
Matuyama - Brunnes Cronozona Limite		
Pleistoceno Temprano		
Limite Superior Subcron Olduvai		1.65 Ma
o Limite Cron Gauss - Matuyama		2.48 Ma
Plioceno		5.0 - 5.5 Ma+
Mioceno		

Figura 25. Divisiones del Cuaternario y sus límites. Tomada de Morrison, 1991.

* Corales de el ultimo interglaciario en Barbados y Curacao dan edades promedio de 125 a 126 ka por fechamientos con Uranio – Torio (Bard et al., 1989).

** Richmond y Fullerton (1986) usaron el horizonte de Tefra B de Lava Creek, datado 620 ka por K-Ar y Fisión de trazas para identificar los límites en el oeste de los Estados Unidos. Esta es la edad apropiada del límite entre los estados isotópicos de Oxígeno 15 y 16.

*** INQUA Subcomisión sobre Subdivisiones del Pleistoceno en 1987 recomendó que la Cronozona paleomagnética Matuyama-Brunhes sea adoptada internacionalmente como el límite entre el Pleistoceno Inferior y Medio. Tomada de Morrison, 1986.

10 Geoquímica Isotópica: Isótopos estables de ^{18}O y ^{13}C

10.1 Introducción

Las variaciones en los isótopos estables resultan del proceso de fraccionamiento isotópico, el cual ocurre durante reacciones químicas y procesos físicos, por ejemplo, temperatura, altura, efecto continental y estacionalidad (Pearson y Coplen, 1978; Werner, 1986; Hoefs, 1997). El uso de isótopos de oxígeno en estudios paleoclimáticos continentales se basa en la observación de que las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en la precipitación meteórica depende del clima, especialmente del factor temperatura. Por tal motivo éste parámetro varía estacionalmente, mostrando valores bajos en el invierno y altos en el verano (Pearson y Coplen, 1978).

Amundson et al., (1996) mencionan que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y la precipitación actual en Norte América muestran una marcada correlación con los patrones de circulación de vientos. El cambio en los patrones de circulación atmosférica altera los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua al verse afectada la importancia relativa de las fuentes de humedad y por consiguiente la composición isotópica de la precipitación local (Yu et al., 1997). Según Amundson et al., (1996) la disminución en el valor del $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas meteóricas desde los océanos al interior del continente, tanto para el Océano Pacífico como el Golfo de México, corresponde predominantemente a los patrones de circulación del verano. Las variaciones isotópicas del $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación meteórica son transferidas al agua de los lagos y posteriormente a los carbonatos que precipitan en ellos. Por ende la evaporación y el enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ se incrementan cuando aumenta la temperatura (Siegenthaler y Eicher, 1986).

Por otro lado Pearson y Coplen (1978) mencionan que las proporciones de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en carbonatos lacustres, son influenciadas por la vegetación y el clima, y dependen de otros factores tales como: (1) el $\delta^{13}\text{C}$ en el agua alimentadora del lago con el CO_2 atmosférico; (2) la productividad biológica (debido a que las plantas asimilan $^{12}\text{CO}_2$ en preferencia al $^{13}\text{CO}_2$, enriqueciendo el carbonato en ^{13}C); y (3) los cambios en la abundancia relativa de grupos de plantas que siguen vías fotosintéticas C3 y C4 durante la fijación del CO_2 . Las plantas C4 son típicamente pastos de estaciones cálidas y algunas hierbas encontradas en pastizales tropicales y templados; las plantas C3 son principalmente árboles, arbustos y pastos de estaciones frías. Firmas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ son buenos indicadores del dominio de plantas C3 vs. C4 a través del tiempo y por lo cual están indirectamente ligados a la temperatura y la precipitación (Baker et al., 1998). Plantas modernas utilizan la C3 como vía fotosintética más común y

tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -21‰ a -34‰ , mientras que las plantas vía C4 tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -8‰ y -15‰ (DeNiro y Hastorf, 1985).

Las variaciones en el clima regional llegan a producir consecuentes cambios en el agua de los lagos y su fauna de ostrácodos (Palacios-Fest, et al., 1994). Al ser susceptibles a perturbaciones ambientales, éstos organismos han sido utilizados para realizar interpretaciones paleohidroquímicas o paleoclimáticas (Palacios-Fest et al., 1993). Durante su crecimiento, los ostrácodos mudan nueve veces antes de alcanzar la madurez. La calcificación de un nuevo caparazón (de dos valvas calcíticas) de iones en solución, ocurre en equilibrio químico y térmico con el agua hospedera. Las relaciones de isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidas en la concha de los ostrácodos depende de los cambios en la temperatura del agua, la salinidad y bioproduktividad en los paleolagos (Chivas et al., 1983; Palacios-Fest et al., 1993).

En México, los primeros estudios de isótopos estables de ^{18}O y ^{13}C en conchas de ostrácodos y moluscos fueron realizados por Covich y Stuiver (1974) y posteriormente por Hodell et. al., (1995), ambos en la Laguna Chichancanab, Yucatán. Éstos autores atribuyen las variaciones del ^{18}O a cambios en los patrones de precipitación y evaporación, deduciendo que las conchas más enriquecidas en ^{18}O corresponden a periodos de alta evaporación debido a que las aguas del lago fueron enriquecidas en ^{18}O . Su trabajo muestra una tendencia a un clima más seco con distintos intervalos de condiciones secas durante el Holoceno Temprano. Tendencias similares fueron reportadas por Curtis et. al., (1996) para el Lago Punta Laguna, también en Yucatán, a partir de las cuales discuten sobre las relaciones entre el colapso de la civilización Maya y las condiciones de sequía.

Durante el presente estudio se llevaron a cabo análisis de isótopos estables de ^{18}O y ^{13}C en valvas de ostrácodo del género *Lymnocythere* y de *Cypridopsis vidua* (Tablas III y IV), de las secciones Potosí 3 y Enebras; los cuales fueron realizados en el Laboratorio de Espectrometría, Departamento de Geoquímica, Universidad de Karlsruhe, Alemania. Se utilizó un espectrómetro de masas VG Priesm II con una fuente de gas sobre las muestras, para liberar CO_2 por disolución de carbonatos en H_3PO_4 (100%). Los isótopos separados por su masa fueron medidos contra el estándar PDB (*Belleminitella americana* de la Formación Peedee, Carolina del Sur) para el Oxígeno y Carbono en carbonatos de las valvas de ostrácodos. Los resultados del análisis isotópico (Anexo IV) son reportados utilizando la notación convencional $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en partes por mil (‰) del enriquecimiento o reducción (si es negativo) relativo al estándar PDB, a través de la ecuación:

Donde:

$R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ o $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ STD= v-PDB

(PDB referido con respecto a NBS-19 de la IREA)

$\delta^{18}\text{O}_{\text{v-PDB}} = -2.20\text{‰}$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{v-PDB}} = +1.95\text{‰}$

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estándar}}} - 1 \right) 1000(\text{‰})$$

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estándar}}} - 1 \right) 1000(\text{‰})$$

10.2 $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la sección Potosí 3

La relación de $\delta^{18}\text{O}$ en éste perfil varía en los intervalos de -6.52‰ a $+2.54\text{‰}$ (Fig. 26). Éstos valores son demasiado pesados (positivos) para ser asociados con estadios de baja evaporación (Palacios-Fest *com. pers.*, 2002). Las muestras con valores positivos alrededor de $+2\text{‰}$ del $\delta^{18}\text{O}$ son controvertidas, ya que en la literatura consultada para varios sitios de Norte América no se encontraron localidades con esos valores (i.e. Amundson et. al., 1996; Yu et. al., 1997; Baker et. al., 1998 y Leuschner y Sirocko, 2000), a excepción de valores positivos ($+2\text{‰}$ a 4‰) para el $\delta^{13}\text{C}$ del Lago Chewaucan, (Oregon) de reportados por Palacios-Fest et. al., (1993). Sin embargo, Rosenmeier et. al., (2002 a,b) documentaron valores superiores (más pesados) de $+1.2\text{‰}$ a $+5.6\text{‰}$ para los lagos Slapetém y Petén Itzá (Guatemala) durante el Holoceno.

Considerando las fluctuaciones del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, se destacan seis intervalos en este perfil. En el intervalo 650-640 cm (hacia la superficie) donde los valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (-4.21‰), podrían indicar un aporte de material orgánico terrestre o flotante hacia el lago (Pearson y Coplen, 1978). Para el intervalo 640-460cm el empobrecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ ($\sim -5.31\text{‰}$) y el relativo enriquecimiento en el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim -0.08\text{‰}$), indicarían condiciones de permanencia o "estancamiento" del agua y una alta bioproducción (Meyers, 1997). El valor positivo de $\delta^{13}\text{C}$ en el intervalo 330-300cm de -1.25‰ a $+1.15\text{‰}$, indicaría que el contenido isotópico fue modificado por intercambio del agua del lago con el CO_2 atmosférico, reflejando valores del carbono inorgánico disuelto (Li y Ku, 1997), los picos positivos tanto de $\delta^{13}\text{C}$ como $\delta^{18}\text{O}$, en éste intervalo, aparentemente están asociados a un periodo de alta evaporación y un tirante de agua muy somero así como por la actividad biológica y/o el tiempo de residencia del agua en el lago (Siegenthaler y Eicher, 1986). La asociación de fauna de ostrácodos en el intervalo 330-300 cm hacia la superficie concuerda con la interpretación de una alta evaporación. Sin embargo, se requiere información detallada sobre éstos valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para confirmar ésta hipótesis. Según Siegenthaler y Eicher, (1986) la evaporación y por lo tanto el enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ se incrementarán conforme aumente la temperatura. Para el intervalo 290-160cm el $\delta^{18}\text{O}$ presenta condiciones lacustres relativamente estables con un ligero enriquecimiento a los 260-270 cm (-1.88‰) y 220-230 (-1.35‰); mientras que el $\delta^{13}\text{C}$ de -3.92‰ a -5.11‰ , señalaría la fase menos productiva de la sección. La fase lacustre es también indicada por la presencia de ostrácodos de los géneros *Limnocythere* sp. y *Candona ohioensis*. Hacia los 150-100 cm, el $\delta^{18}\text{O}$ sigue un patrón similar al que se presenta en la base de la sección, donde el $\delta^{18}\text{O}$ es más empobrecido que el $\delta^{13}\text{C}$. Ambos podrían indicar una bioproducción relativamente estable y un tirante de agua mayor que el intervalo anterior.

A partir de los 90 a 60 cm $\delta^{13}\text{C}$ (-5.46 ‰ a -3.8‰) muestra una ligera tendencia de aumento en la productividad y podría sugerir poca variación en la bioproductión en relación a los intervalos anteriores. Al parecer vuelven a presentarse oscilaciones en el nivel de agua del lago ($\delta^{18}\text{O}$ de -5.4‰ a -3.45‰)

Aún cuando la interpretación de $\delta^{13}\text{C}$ en sistemas lacustres es muy compleja, los datos aparentemente reflejan la productividad de la cuenca, posiblemente asociada a la vegetación (Pearson y Coplen., 1978). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de Potosí 3 muestran que el paleolago fue más productivo en la parte inferior que en la superior. Ambos isótopos parecen indicar cambios de condiciones relativamente cálidas y húmedas a cálido-secas con periodos de alta evaporación (sequías), volviendo a cálido-húmedas y posteriormente cálido-secas hoy en día.

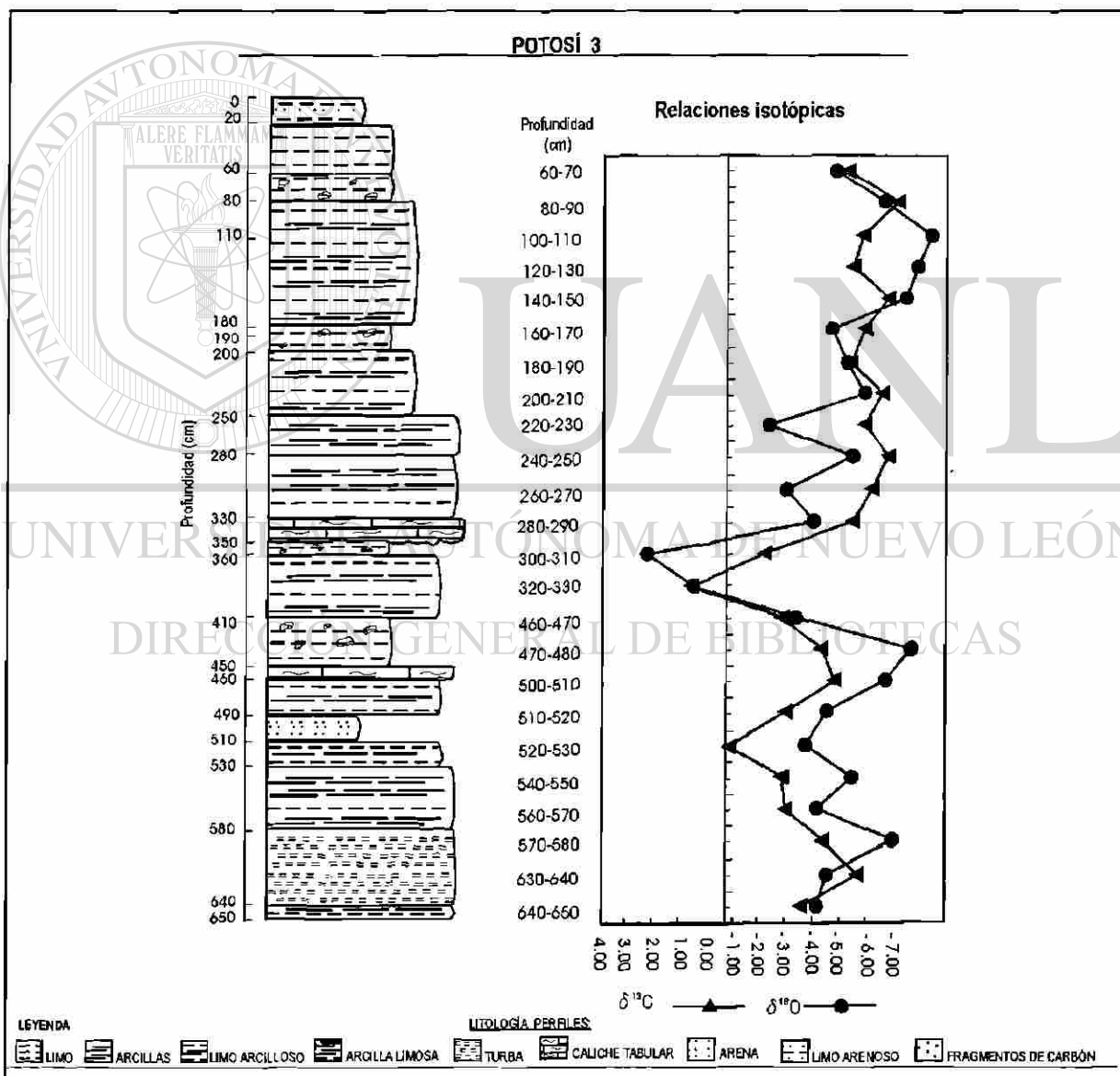


Figura 26. Tendencias comparativas de datos sedimentológicos y de isótopos estables de la sección Potosí 3. Consultar texto para la explicación.

10.3 $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la sección Enebros

La curva de $\delta^{18}\text{O}$ muestra dos patrones bien definidos, separados por valores aparentemente independientes, que varían de los -8.70‰ a -1.94‰ (Fig. 27). El patrón inferior (470-260 cm hacia la superficie), tiene valores entre -5.10‰ y -8.70‰ , con un valor promedio de -7.5‰ , los que podrían considerarse pesados para el Pleistoceno. El patrón superior (90-50 cm) constituido por 4 valores que oscilan entre -1.4‰ y -2.18‰ , son aún más pesados que los anteriores, probablemente indicando condiciones secas. Si lo anterior se compara con las proporciones del $\delta^{13}\text{C}$ (-3.76‰ a -5.60‰), podría relacionarse un periodo de sequía con una disminución en la productividad, como sucedió en dos intervalos (290-160cm y 90-60 cm) de Potosí 3. En los isótopos de oxígeno existen pulsos donde se presenta un empobrecimiento $\delta^{18}\text{O}$ en 380-390 cm (-8.70‰) y 400-410 cm (-8.02‰) podrían estar relacionados a periodos de dilución de las aguas a consecuencia de lluvias. Los valores bajos del $\delta^{18}\text{O}$ para el CaCO_3 precipitado, indican condiciones húmedas (Leuschner y Sirocko, 2000).

Los patrones de $\delta^{13}\text{C}$ en la sección, varían sólo en una relación de $\sim -2.5\text{‰}$ entre la parte inferior y la superior donde son más negativos (-5.60‰). Valores de $\sim -0.96\text{‰}$ a 1.54‰ durante la etapa inferior indican que la paleoproductividad del lago fue poco variable, destacando tres pulsos: (1) el pulso basal que permanece alrededor de -3‰ (con un pico negativo a los 440-450 cm); (2) el pulso medio que oscila entre -3.7‰ y -4.5‰ (con un pico negativo de -5.1‰ a los 380-390 cm) y (3) un pulso superior (340-110 cm) con valores pesados de $\sim -3\text{‰}$. Éstos patrones pueden estar asociados a variaciones en la materia orgánica y productividad. El patrón superior de $\delta^{13}\text{C}$, no difiere en gran medida con la secuencia inferior, más tiende a empobrecerse ($\sim -5\text{‰}$), lo cual indica una disminución en la productividad del lago. Para los valores del $\delta^{13}\text{C}$ en el intervalo 190-180cm y 140-130 cm, existe una segunda posible explicación y es que reflejen la disponibilidad del Carbono Inorgánico Total (TIC) y la alcalinidad/salinidad del lago. Cambios similares a valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$ en valvas de ostrácodos, han sido documentadas en el Lago Williams, Minnesota, el cual se volvió hidrológicamente aislado de los arroyos locales, incrementando el tiempo de residencia de sus aguas (Schwalb et.al., 1995 en Meyers, 1997). Yu et al., (1997) reportan también valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -2‰ y -6‰ para el Lago Crawford (Ontario), durante el Holoceno Tardío y Medio. En estos casos los valores del $\delta^{13}\text{C}$ tienden a empobrecerse hacia el presente. En resumen, la señal isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la sección Enebros, permite inferir que el clima muestra cambios de condiciones cálido-húmedas hacia secas, con periodos de alta evaporación (sequía) y una ligera disminución en la productividad del lago.

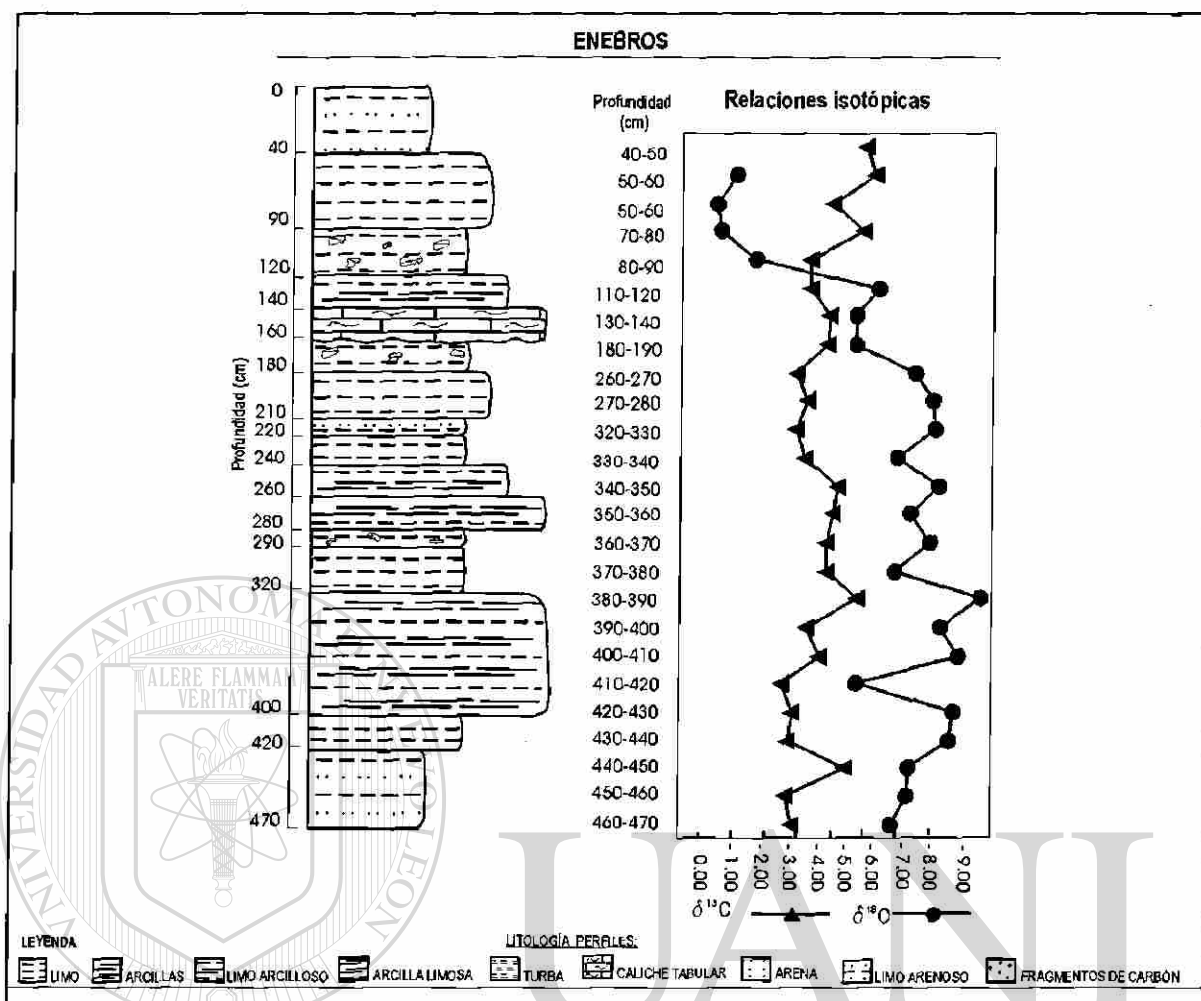


Figura 27. Tendencias comparativas de datos sedimentológicos y de isótopos estables de la sección Enebras.

Consultar texto para la explicación.

9.4 Discusión y Conclusiones

En general, las dos localidades parecen indicar que la variación de los isótopos en las conchas de ostrácodos responde a cambios ambientales. Mientras que es obvio que las variaciones en el $\delta^{18}\text{O}$ reflejan cambios climáticos, es necesario considerar a tales variaciones principalmente como registros isotópicos de paleoprecipitación y restringirlos a una interpretación cualitativa (Siegenthaler y Eicher, 1986). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y la precipitación en Norte América forman un patrón que sostiene una marcada correlación con la dominancia relativa de los principales patrones de circulación de vientos. La disminución en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas meteóricas de los océanos al interior del continente, tanto en el Pacífico como el Golfo de México, corresponde predominantemente a los patrones de circulación de verano (Amundson et al., 1996). Las conchas más enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$ corresponden a periodos donde la evaporación fue alta y, por lo cual, las aguas del lago se enriquecieron en éste isótopo

(Pearson y Coplen, 1978). En lugares áridos, un significativo empobrecimiento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ es observado en los carbonatos al incrementarse su profundidad (Amundson y Lund, 1987; Quade et al., 1989, en Amundson et al., 1996). Éste mismo fenómeno se observa en ambas secciones y siendo más característico en Enebras, donde los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían alrededor de -3% a -7% .

Tanto en Potosí 3 como en Enebras se considera que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ reflejan variaciones en la vegetación y en la profundidad del agua. En general, durante episodios climáticos fríos los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son más positivos, con sedimentos orgánicos que están siendo derivados del fito y zooplancton. Por lo tanto, valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ indican un influjo de material terrestre y flotante (Pearson y Coplen., 1978). Las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ son aparentemente covariantes con aquellas del $\delta^{18}\text{O}$ (principalmente en el perfil Enebras), al no haber una influencia directa del clima sobre el $\delta^{13}\text{C}$, lo anterior sugiere una conexión indirecta. Una explicación es que la productividad de la vegetación acuática respondió al cambio ambiental con una relativamente alta actividad biológica en fases cálidas, lo que permitió un enriquecimiento del $\delta^{13}\text{C}$ en las aguas del lago (Fig. 43).

Lo anterior sugiere que bajo ciertas condiciones el $\delta^{13}\text{C}$ debe ser un indicador de paleoproduktividad del lago (Siegenthaler y Eicher, 1986). Si los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de entre -6.0% a 3.5% PBD están en efecto asociadas con la presencia de vegetación C4 en el sitio, se esperaría que los intervalos involucrados coincidirían con periodos de alta insolación en verano y la dominancia de pastos tropicales (Desmachelier et al., 2000). Las señales isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ de los Enebras y Potosí 3 contienen valores de este tipo y concuerdan con intervalos que contienen pastos (Gramíneas). La vegetación C4 es dominante poco después de que los periodos de insolación alcanzaron el máximo, condición que favorece su dominancia (Teeri y Stowe, 1976; Tieszen et al., 1979 en Desmachelier et al., 2000), más la disponibilidad de una alta humedad durante la época de crecimiento de las plantas favorece que tanto tipos de vegetación C3 como C4 se desarrollen (Desmachelier et al., 2000). El diagrama de polen de Enebras (Fig. 21), muestra que existe un buen porcentaje de vegetación tipo C3, por lo cual, se requiere un análisis detallado para identificar los cambios en los tipos de vegetación relacionados a los valores de $\delta^{13}\text{C}$. Los cambios a valores más pesados en $\delta^{18}\text{O}$ en ambas secciones, podrían también, deberse a un incremento en la cobertura vegetal que provocó un incremento en la evapotranspiración (Rosenmeier et al., 2002 a). Aparentemente, basándose en los isótopos estables de ^{18}O y ^{13}C es posible establecer correlaciones entre ambos perfiles, más se requiere de fechamientos para una correlación apropiada.

11 Geoquímica Orgánica: Carbono Orgánico Total

11.1 Introducción

La determinación del Carbono Orgánico Total (COT) en los sedimentos orgánicos permite conocer las fuentes principales de aportación de materia orgánica y el estado en que se encuentra. En el área continental, los lagos reciben un gran aporte de nutrientes, particularmente los pequeños que llegan a ser más productivos que los de mayor tamaño. Debido a diferencias en productividad y tasa de sedimentación, los depósitos lacustres usualmente son más ricos en materia orgánica (MO) que los marinos (Meyers, 1997). Las principales fuentes de MO hacia los sedimentos lacustres son:

(1) el fitoplancton (materia orgánica primaria), que a través de procesos biosintéticos utiliza energía solar capturada por pigmentos fotosensitivos, para convertir el carbono inorgánico disuelto y los nutrientes en materia orgánica; y

(2) detritos de plantas terrestres (materia orgánica secundaria) que son la fuente adicional. La materia orgánica animal es raramente una fracción significativa. El aporte de MO de las dos fuentes principales es influenciado por la productividad y los procesos de transporte en la cuenca (Meyers, 1997).

La preservación de MO está -entre otros factores- en función del contenido de oxígeno en las aguas del fondo (hipolimnion), tasa de sedimentación e intensidad de la vida bentónica (Fig. 28). Cuando éstos factores disminuyen, la zona de bacterias fermentadoras de metano se expande hacia arriba a expensas de la zona de reducción de sulfatos, como resultado, materia orgánica más o menos estable puede ser preservada en el sedimento (Einsele, 2000). Después de que el oxígeno y los nitratos han sido agotados, la gran cantidad de sulfatos disueltos es usada como el oxidante primario para la degradación de la materia orgánica, con la producción de H_2S como subproducto (Pedersen y Calvert, 1990).

Calvert et al. (1992) señalan que el incremento en los flujos de materia orgánica que acompañan elevadas productividades, pueden producir sedimentos ricos en carbono orgánico en ambientes óxicos, sobrecargando la capacidad oxidativa del ambiente bentónico, permitiendo la preservación de la MO (Meyers, 1997) como se muestra en la Figura 28. En general, condiciones anóxicas o disaeróbicas promueven la preservación diferencial del carbono orgánico depositado (Pedersen y Calvert, 1990).

Una vez que se acumula materia orgánica en los sedimentos, durante su enterramiento y bajo el incremento de temperatura, pasa por un proceso que implica una serie de reacciones geoquímicas de evolución o maduración que van de los biopolímeros a geopolímeros, con frecuencia llamados kerógeno. Por otra parte a pocas profundidades de enterramiento, la materia orgánica inmadura puede liberar solamente gas metano, producido por bacterias metanogénicas, y es el hidrocarburo mas importante generado durante la diagénesis (Tissot y Welte, 1984).

La diagénesis es el primer estado en la evolución de la materia orgánica, la cual termina tan pronto como los ácidos húmicos extraíbles son más o menos agotados (Einsele, 2000). Una evolución normal en la diagénesis de la MO se caracteriza por una pérdida de los grupos oxigenados y una ganancia en la proporción de hidrógeno (Héroux y Tassé, 1990).

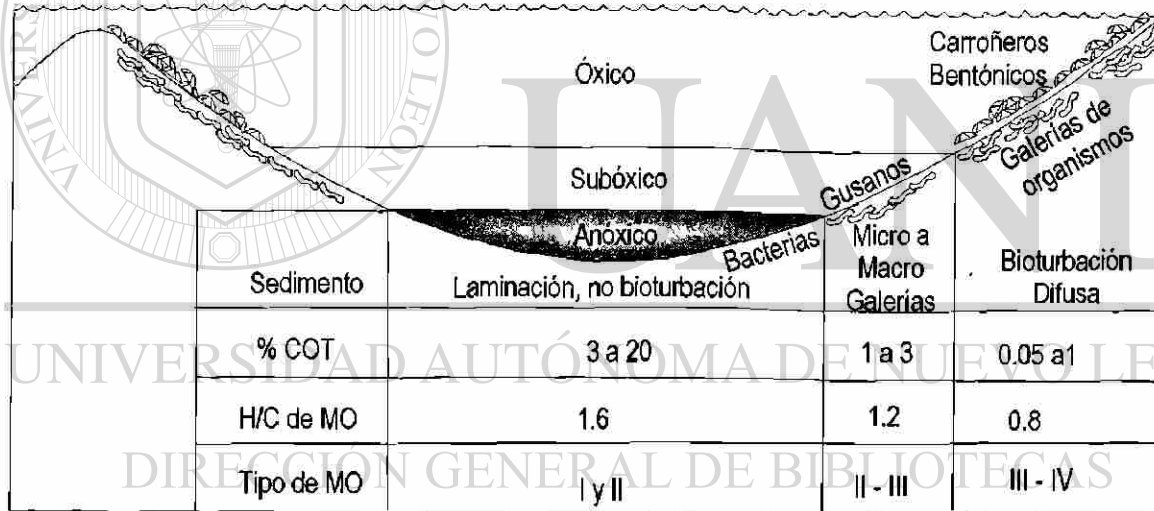


Figura 28 . Ambientes bentónicos marinos y lacustres. Contenidos de Oxígeno >1 son en ml/l H₂O son óxicos, Subóxicos 1 a 0.1 ml/l H₂O, y Anóxicos < de 0.1. El Tipo de Materia Orgánica (MO) es definido en el texto de éste capítulo. Carbono Orgánico Total % (COT)., Modificada de Hunt, 1996.

11.2 Metodología Rock-Eval 6

Rock-Eval (6) es un análisis a través de pirólisis de muestras de sedimento, para determinar una serie de parámetros a partir del contenido de materia orgánica. Inicialmente Rock-Eval fue desarrollado para evaluar el potencial de generación de hidrocarburos en rocas (Espitalié et al., 1985), mas ha demostrado ser de gran valor en la paleoceanografía, paleolimnología (Meyers, 1997) y recientemente análisis de contaminación en suelos por hidrocarburos (Lafargue et al., 1996). La pirólisis Rock-Eval es usada para determinar el tipo de materia orgánica en las muestras, ya que provee una rápida determinación de la riqueza en hidrógeno de la materia orgánica sedimentaria (Dean y Gardner, 1998).

Este método consiste en el calentamiento progresivo de muestras de sedimento y medición de las cantidades de hidrocarburos que son liberados del sedimento a diferentes temperaturas (Meyers, 1997). Durante el calentamiento programado de la muestra a temperatura relativamente baja (~200°C), concentraciones de hidrocarburos (HC) libres y adsorbidos liberados, son registrados en el área del primer pico del pirograma (S_1 , miligramos de HC por gramo de muestra). La concentración de hidrocarburos S_1 es aproximadamente proporcional a la cantidad de materia orgánica que puede ser extraída de una muestra con solventes orgánicos.

El segundo pico en el pirograma (S_2) es compuesto por los hidrocarburos pirolíticos generados por fraccionamiento térmico del kerógeno al calentar la muestra de 250°C a 550°C (S_2 , miligramos de HC por gramo de muestra). CO_2 también se genera por la degradación del kerógeno y es analizado en un tercer pico en el pirograma (S_3 , miligramos de CO_2 por gramo de muestra), Dean y Gardner (1998). El contenido de Carbono Orgánico Total (COT) es determinado por la suma de los contenidos de carbono orgánico residual (CR) y pirolizado (CP) (Meyers, 1997).

Entre otros, dos parámetros importantes se derivan de los resultados de la pirólisis: (1) el Índice de Hidrógeno ó IH [$IH = (S_2/COT) \times 100$], el cual representa el potencial de hidrocarburos del total de la materia orgánica expresado en mg HC/g COT, y (2) el Índice de Oxígeno ó IO [$IO = (S_3/COT) \times 100$], que representa la cantidad de oxígeno expresado en mg CO_2 /g COT. Los valores de IH son indicadores de las proporciones de H/C de la materia orgánica, mientras que los valores del IO representan las proporciones de O/C, y son comúnmente graficados uno contra el otro, para determinar los tipos de MO y sus rutas de alteraciones diagenéticas a través de un diagrama tipo Rock-Eval, considerando los parámetros del diagrama van Krevelen (Meyers, 1997).

11.3 Resultados de las muestras analizadas del Paleolago Potosí

Los sedimentos cuaternarios del Potosí (capítulo 7) contienen facies lacustres, palustres y fluviales. Particularmente las lacustres y palustres muestran horizontes más o menos ricos en materia orgánica. Pirolysis con Rock-Eval 6 fue utilizada para determinar el contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y análisis elementales de kerógeno a través del Índice de Hidrógeno (IH) e Índice de Oxígeno (IO) y T_{max} en muestras de sedimentos de las secciones Enebras Potosí 2 y 3 (Fig. 15, Anexo II).

11.3.1 Carbono Orgánico Total

- Enebras

En los Enebras (Fig. 29) los porcentajes en el contenido de COT son de <0.1 a 2.96 %, el valor máximo se presenta en el intervalo 400-410 cm. A pesar de que sean bajos los valores de COT, se distinguen dos intervalos. El primero se encuentra hacia la base de la sección (460-380 cm) con valores de 0.56 a 2.96% COT y el segundo hacia la cima (90-30 cm) con valores de 0.20 a 0.41% COT. El resto de la sección Enebras contiene poca cantidad de materia orgánica, cuyos porcentajes son <0.1 COT y comprende de 370 a 100 cm hacia la superficie. A partir de los 90 a los 30 cm la cantidad de COT es ~0.5%. Las muestras con un alto COT hacia la base de Enebras, muestran altas proporciones de hidrógeno entre 137 y 283 mg HC/g COT.

En ésta sección el IH e IO sólo se registró en los intervalos con más de 1% COT. Hacia la base el IH es relativamente alto (~200 mg HC/g COT) y con valores intermedios del IO, más el segundo conjunto de datos hacia la cima, muestra una tendencia invertida entre IH e IO, donde el IO llega a alcanzar los 756 mg CO₂/COT. Los IH < 50 mg HC/g COT en los horizontes 40-50 y 60-70 cm, se relacionan a materia orgánica inerte, posiblemente material reabajado ó carbón (Fig. 31). El IH puede considerarse un indicador de condiciones reductoras y del buen estado de preservación de la materia orgánica; mientras que el IO indica su grado de oxidación a lo largo de la sección analizada.

- Potosí 2

Los sedimentos de Potosí 2 (Fig. 30) contienen las mayores proporciones de materia orgánica, con un máximo de 47.47% y un mínimo de 0.98% COT. Comparando los porcentajes de COT a diferentes profundidades se distinguen en Potosí 2 cuatro intervalos: el primero de 38.38% COT (340-320 cm), el segundo (310-160cm) que varía de 3.62 – 18.37 % COT con un promedio de 10.8 %; un tercero (130-50 cm) con los valores mas bajos de la sección 0.98 – 5% COT; y el cuarto intervalo que se encuentra cerca de la superficie (30-10 cm) con los porcentajes más altos de materia orgánica de 47.42 y 45.55.

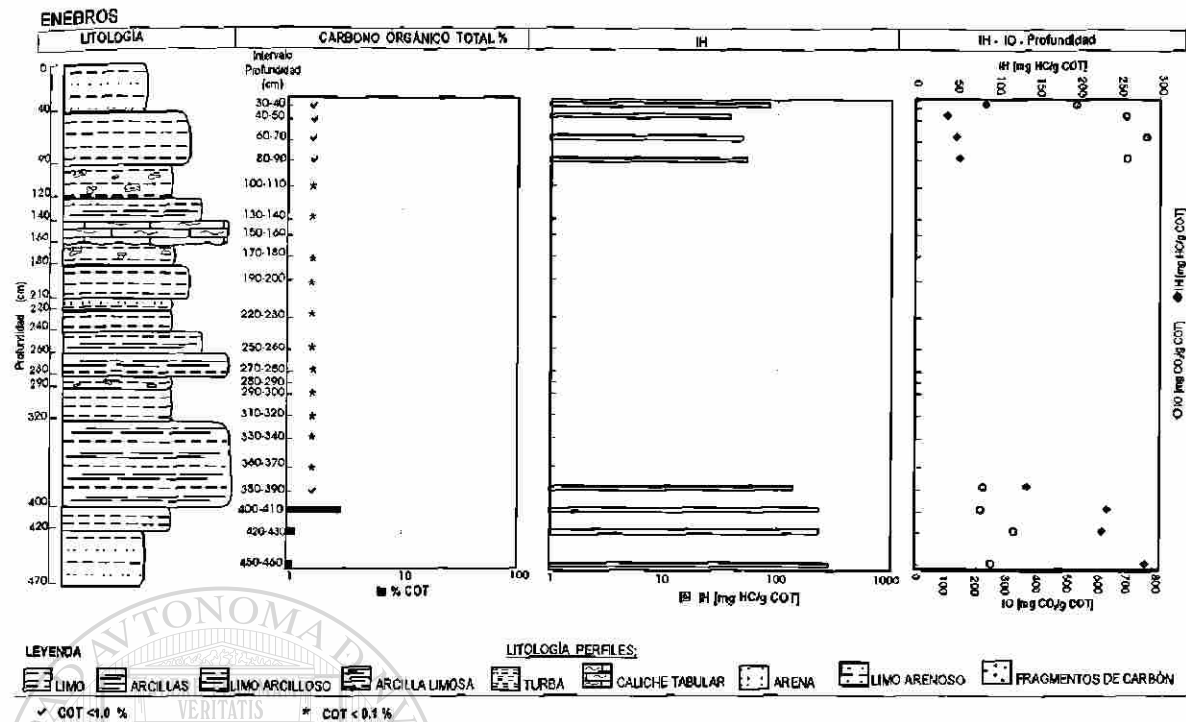


Figura 29. Carbono Orgánico Total, Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Hidrógeno e Índice de Oxígeno (IO) vs. Profundidad, producto pirolisis Rock-Eval en sedimentos de la sección Enebras.

En Potosí 2 los horizontes con mayor %COT son turbas, y en general se considera a esta sección muy rica en materia orgánica. El IH < 50 mg HC/g COT y el IO ~100 mg CO₂/g COT, de los horizontes: 50-60, 70-80, 90-100 y 120-130cm, se interpreta como fragmentos de carbón o materia orgánica retrabajada. Particularmente en 120-130cm el IH es el más bajo (18 mg HC/g COT), con un alto IO (426 mg CO₂/g COT), y es de éste horizonte del cual se tomó la imagen de carbón o "charcoal" de la Figura. 31.

POTOSÍ 2

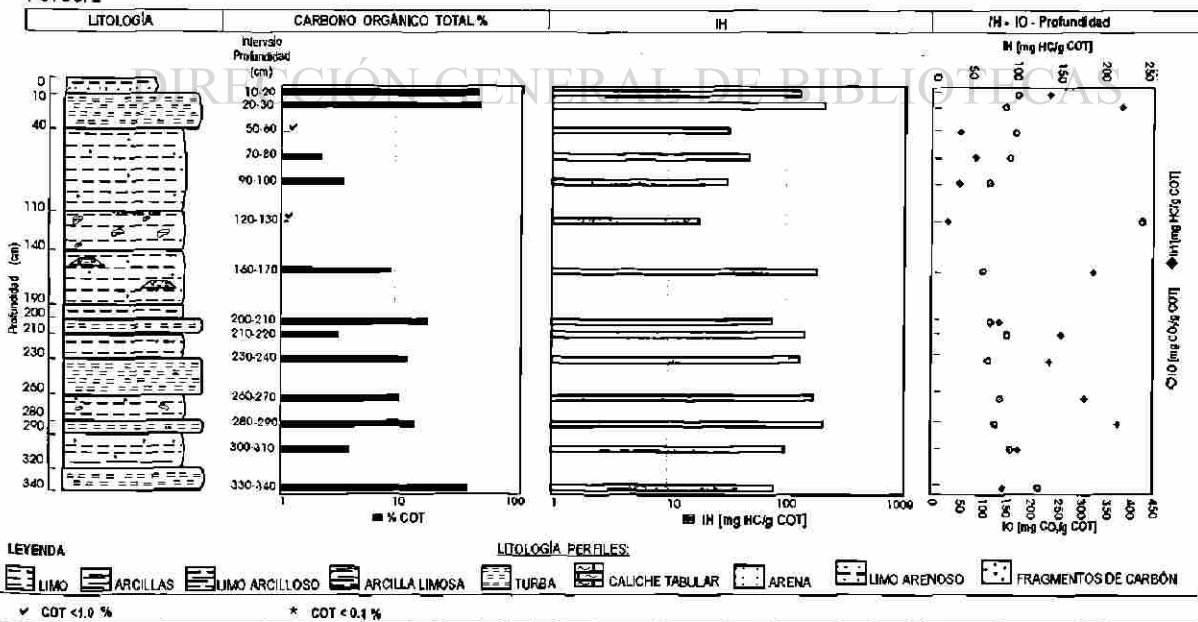


Figura 30. Carbono Orgánico Total, Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Hidrógeno e Índice de Oxígeno (IO) vs. Profundidad, producto pirolisis Rock-Eval en sedimentos de la sección Potosí 2

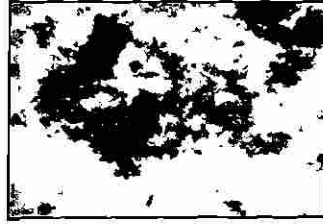


Figura 31. Carbón (charcoal) en Potosí 2.

Sin escala, horizonte 70-80 cm.

- Potosí 3

La base de Potosí 3 (650 – 520 cm) es rica en materia orgánica 18% COT y corresponde a horizontes de turbas (Fig. 32). Aproximadamente a partir de ese intervalo el contenido de carbono orgánico disminuye drásticamente hasta <0.1% (510-340 cm), para volver a incrementar ligeramente su contenido a 0.69% (270-280 cm). Hacia la cima de la sección (50-10 cm) vuelve a enriquecerse ligeramente, aumentando de 0.47 a 5.20 %COT. En Potosí 3, así como en Enebros, son frecuentes los horizontes con menos del 0.1% de materia orgánica, más en ésta sección se encuentran interrumpidos por horizontes con porcentajes mínimos entre 0.24 y 0.7 %COT. El IH para los intervalos con >1% COT es alrededor de 100 mg HC / g COT. El IH más alto (231 mg HC/g COT) y el IO más bajo (120 mg CO₂/g COT) se presentan en los horizontes de turbas, hacia la base de la sección. En el intervalo 230-240 cm el IH es muy bajo ~ 18 mg HC/g COT contrasta con los valores de ~600-990 mg CO₂/g COT para el IO. Hacia la cima de la sección el IH vuelve a ser mayor que el IO (Fig. 32).

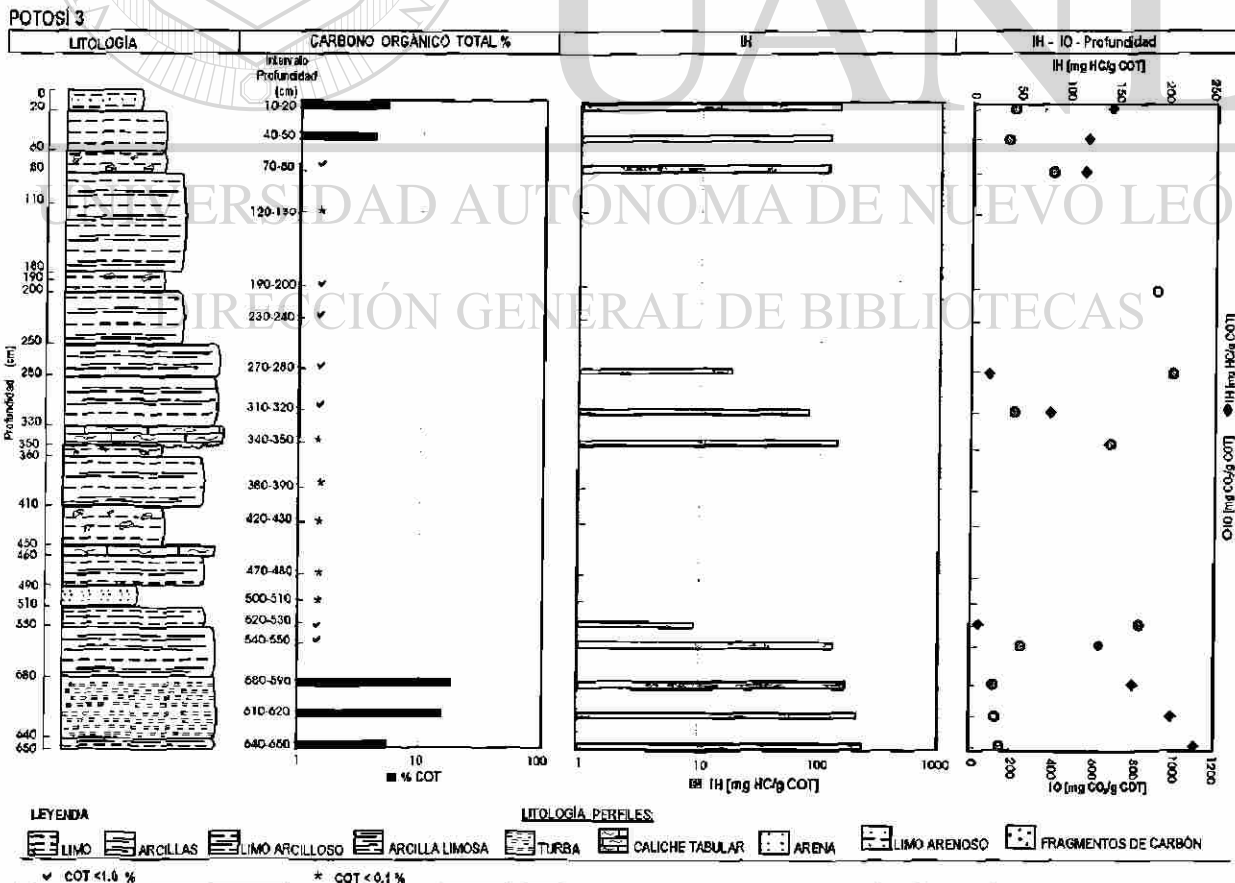


Figura 32. Carbono Orgánico Total, Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Hidrógeno e Índice de Oxígeno (IO) vs. Profundidad, producto pirolisis Rock-Eval en sedimentos de la sección Potosí 3.

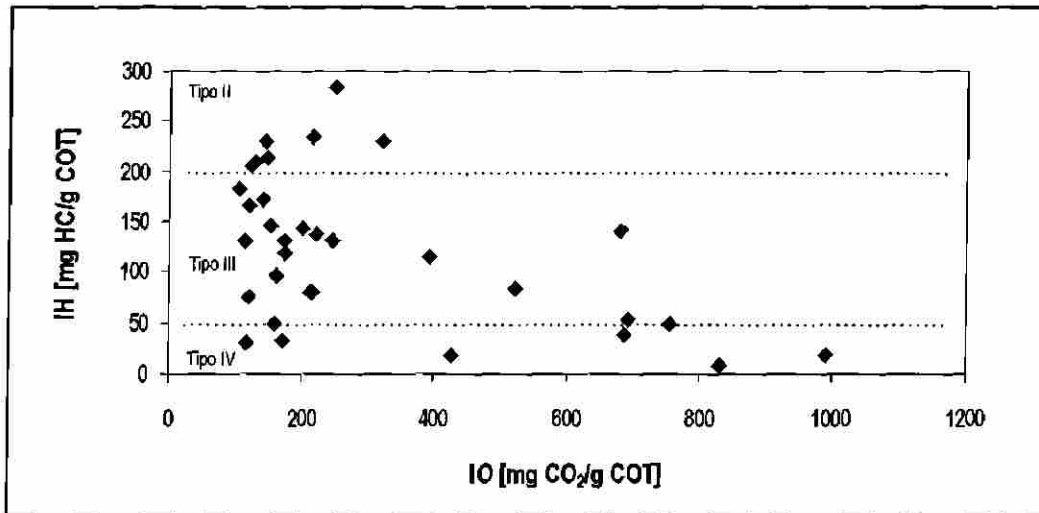


Figura 33. Diagrama de Van Krevelen Modificado mostrando el Índice de Hidrógeno (IH) vs. Índice de Oxígeno (IO) basado en análisis Rock-Eval de las secciones Enebras, Potosí 2 y Potosí 3. Con las líneas punteadas se infieren los límites entre los tipos de materia orgánica II, III y IV.

11.3.2 Tipo de Materia Orgánica el IH vs. IO

El Índice de Hidrógeno (IH) determinado por pirolisis Rock-Eval indica la riqueza de hidrógeno en la muestra (Langford y Blanc-Valleron, 1990; Héroux y Tasse, 1990; Meyer, 1998; Dean y Gardner, 1998). El Hidrógeno está presente en diferentes proporciones en la materia orgánica terrestre y la acuática, lo que hace de su uso un indicador paleolimnológico (Cohen, 2003). En base a la riqueza de Hidrógeno y a través de un diagrama de IH vs. IO, pueden ser reconocidos tipos de kerógeno, que a su vez determinan los tipos de materia orgánica generadora (Dean y Gardner, 1998). Éstos han sido definidos por Espitalié et al. (1986) en base a cambios en los valores de IH e IO durante la maduración de las facies de: la lutita negra en la Fm. Green River, Eoceno (tipo I), la lutita de la Cuenca de Paris, Jur. Sup.(Toarciano) (tipo II) y la lutita de la Cuenca Duala, Carbonífero (tipo III) (Davis, et al., 1989).

El kerógeno *tipo I* proviene de materia orgánica rica en lípidos, derivada de la biomasa microbial o componentes cerosos de plantas terrestres (Meyers, 1997). Su IH va de 600 a 900 y en algunos casos 1000 mg HC/g COT (Carroll y Bohacs, 2001). En los sedimentos del paleolago Potosí, los valores del IH son muy bajos <300 mg HC/g COT, mientras que los de IO son muy altos >100 mg CO₂/g COT, por esta razón no es posible asignar la materia orgánica al tipo I (Fig. 33). Según Carroll y Bohacs (2001), otra posible explicación por la cual no es evidente este tipo de kerógeno, es que exista una mezcla entre el tipo I y III, típico de facies orgánicas algales-terrestres, de asociaciones de facies fluvio-lacustres.

Por otra parte, experiencias en otras cuencas han mostrado que los kerógenos en muchos lagos modernos y antiguos difieren del tipo I característico de sistemas lacustres, por lo que el kerógeno tipo I no siempre es representativo de estos sistemas (Talbot, 1988; Katz, 1990; Carroll y Bohacs, 2001).

El **tipo II** (Fig. 33) es de materia orgánica moderadamente rica en hidrocarburos originada de algas, esporas, polen y cutículas, su IH va de ~100-600 mg HC/g COT. Según el diagrama IH vs. IO de los sedimentos del área de estudio el tipo II se encuentra bien representado con valores ~200 y 300 mg HC/g COT. Éste tipo de MO se determinó en más de un intervalo de las 3 secciones analizadas.

El **tipo III**, es materia orgánica pobre en hidrocarburos pero rica en carbohidratos, restos de sustancias húmicas ó leñosos de plantas superiores. Su IH está aproximadamente entre 100 y >50 mg HC/g COT. El tipo III es el de mayor abundancia (Fig. 33).

Kerógeno de **tipo IV** (Fig. 33) tienen muy poco contenido de hidrógeno y se cree derivan de sustancias mucilaginosas, materiales altamente oxidados, o materia orgánica retrabajada, rica en partículas de carbón (death carbon), también conocido como inertinita (Davis et al., 1989), el cual según algunos autores (Davis et al., 1989 y Hunt, 1996) tiene un IH <50 mg HC/g COT. El tipo IV se encuentra en más de un intervalo en las tres secciones: Enebras (40-50 y 60-70 cm), Potosí 2 (50-60, 70-80, 90-100 y 120-130cm) y Potosí 3 (230-240 y 520-530 cm) cuyo IH <50 mg HC/g COT y un alto IO (756-990 mg CO₂/g COT). Lo anterior pudiese ser considerado como un indicador producto de incendios (forestales), donde restos de carbón ó materia orgánica retrabajada fueron transportados y depositados en la cuenca durante periodos de precipitación pluvial.

11.3.3 Temperaturas Máximas

Las temperaturas máximas (T_{max}) a las cuales sucede la máxima liberación de hidrocarburos producto del fraccionamiento del kerógeno durante la pirólisis, son medidas en el pico S₂ (NOAA, 2003). La T_{max} se cree provee información del tipo y rango de la materia orgánica (Héroux y Tassé, 1990). A manera de corroborar los resultados del IH vs. IO se grafica también el IH vs. T_{max} (Fig. 34). Los valores de T_{max} en las secciones analizadas oscilaron entre 334°C y 388°C con un promedio de 361°C, y de acuerdo a los rangos propuestos por Héroux y Tassé (1990) y Hunt, (1996) para los valores de T_{max} , las muestras indican que son inmaduras y se encuentran en estado de diagénesis. La producción de ácidos húmicos es una de las características de ésta fase de transformación de la materia orgánica y cabe hacer notar que durante el lavado de muestras para polen vía acetólisis (HCl-HF), se observó gran cantidad de ellos, particularmente en los horizontes de turba de la sección Potosí 2 (Fig. 15).

11.5 Relaciones de la materia orgánica con la subsidencia y la combustión en el área del Potosí- Los Enebros

La materia orgánica diseminada en los sedimentos es un componente sensible, involucrado en procesos diagenéticos del carbón que afectan a la secuencia sedimentaria. La carbonificación de la materia orgánica es una evolución diagenética normal, que implica una pérdida de grupos oxigenados y una ganancia en la proporción de carbono (Hérroux y Tassé, 1990).

Si la preservación de las turbas y la MO está relacionada al estado reductor en que se encuentren (Stephens, et al., 1984), implicará según, una combinación Werner (1986 con el hidrógeno ó una pérdida de oxígeno, significaría que los horizontes con un mayor IH se encontrarán en un mejor estado de preservación que aquellos con un alto IO, ya que presentan un mayor grado de oxidación.

El hecho de que en los sedimentos analizados el IH este más enriquecido que el IO, también sugiere que los depósitos con alto contenido de materia orgánica (turbas), son mas susceptibles a ser alterados, debido a los cambios en el nivel freático que desencadenan la problemática de oxidación de la materia orgánica y su posterior combustión, dando como resultado morfológico la subsidencia. Debido a lo anterior, los horizontes de mayor interés son las turbas que aun mantienen altos índices de hidrógeno $IH > 50 \text{ mg HC /g COT}$, ya que cuanto mayor sea su estado de reducción y saturación de agua, tenderán a una mayor estabilidad. Los intervalos con un alto IO suelen encontrarse hacia la cima de las secciones analizadas, lo cual demuestra que se encontraron bajo influencia de condiciones oxidativas durante su depósito o bajo la influencia del intemperismo.

La preservación de las turbas y por ende sus condiciones reductoras son favorecidas al encontrarse en estado de saturación y bajo el nivel freático (Flotte, 1992). Por lo tanto, las oscilaciones en el nivel freático que propicien la pérdida de fluidos en las turbas y agrietamientos superficiales, favorecerán los procesos de oxidación, desencadenando la combustión de la materia orgánica y por ende la subsidencia

11.6 Discusión y Conclusiones

El estudio de la materia orgánica en los sedimentos del paleolago Potosí, permitió el reconocimiento de los tipos de kerógeno II, III y IV. El tipo de kerógeno en depósitos varia dependiendo de las condiciones de depositación en la cuenca, por lo que sedimentos aparentemente similares no muestran el mismo potencial.

Considerando la relación del porcentaje de COT y una mayor riqueza del IH en las secciones, Potosí 2 es el más rico en materia orgánica, ya que después los porcentajes van disminuyendo hacia Potosí 3 y Enebras. El principal enriquecimiento del IH se da hacia la base de las secciones, particularmente en Potosí 3 y Enebras, y donde los sedimentos se encuentran saturados de agua. En general los valores de COT para las secciones del área de estudio analizadas van de <0.1% a 47.47%.

Los contenidos de carbono orgánico en los sedimentos difieren ampliamente entre Potosí 2, 3 y Enebras. Como se describió, los valores máximos >40% COT se encuentran en Potosí 2, con valores muy altos comparados con el 18% COT en Potosí 3 y el 2.96 % COT en los Enebras. Lo anterior pudiese estar relacionado a que Potosí 2 se ubicaba en el depocentro de ésta cuenca lacustre, donde existió un máximo aporte de materia orgánica hacia los sedimentos, seguido por Potosí 3 que estaría en los márgenes del área del lago y finalmente Enebras que se encontraba en la parte más distal (hacia el NW) del cuerpo principal y al que se atribuyen las facies palustres. Los valores bajos de <0.1% COT se atribuyen a la presencia de minerales de arcilla o poca materia orgánica (Espitalié et al., 1985). Los mayores enriquecimientos en materia orgánica corresponden a horizontes con turbas, particularmente en Potosí 2 y 3. Los menores enriquecimientos se presentan en el caliche laminar, limos y arcillas (<0.1 % a 5 %COT).

De las secciones analizadas se determina que fueron el resultado de episodios con una elevada productividad primaria y aporte de material vegetal dentro y de los alrededores del lago, producto de los escurrimientos superficiales. Los valores del IH en las secciones analizadas son bajos y pueden reflejar variaciones temporales en la productividad primaria, grado de anoxia en la columna de agua, o alguna cuestión experimental con Rock-Eval (Carroll y Bohacs, 2001).

El rango y grado de preservación de la materia orgánica, de bueno a moderado, sugieren que en ciertos horizontes una elevada productividad contribuyó a la acumulación y preservación de sedimentos ricos en carbono orgánico, excediendo la capacidad oxidativa del medio (Meyers, 1997). Según Hunt (1986), los medios anóxicos (<1 ml O₂/ l H₂O, H₂S presente) preservan más MO con un alto contenido de hidrógeno. Por lo anterior, es posible que los horizontes con alto contenido de COT e IH se depositaron bajo condiciones anóxicas, mientras que los sedimentos pobres en COT se acumularon en condiciones de mayor oxigenación (Meyers, 1997). Los horizontes con altos porcentajes de COT son principalmente las turbas, las cuales abundan en Potosí 2 y Potosí 3, y se ha observado que son éstos horizontes ricos en COT los que están ligados a la problemática de combustión.

12 Peligros Geológicos Asociados a la Materia Orgánica Sedimentaria

12.1 Introducción

En los últimos 9 años se han reportado dentro de cuencas endorreicas (bolsones) en la región suroeste del estado de Nuevo León, zonas con la repetitiva presencia de incendios subterráneos, emanaciones de gases y cambios rápidos en la morfología del terreno. Los primeros reportes son de 1994 y fueron hechos por los moradores de La Trinidad, Municipio de Aramberri, y de manera similar en 1999 por los habitantes del poblado El Potosí y El Rancho Los Enebras en Galeana, ambas localidades ubicadas a 100 km. al norte de La Trinidad.

Localizados de Sur a Norte, los sitios que presentan o presentaron los mismos fenómenos son: El Puente - San Juan de Avilés, Sandia el Grande y El Potosí - Los Enebras. De ellos sólo San Juan de Avilés se encuentra actualmente activo, con un área afectada de alrededor de 6 km² con emanaciones de calor y gases relacionados con la actividad de combustión subterránea de la materia orgánica y manifestados en superficie, asociados con procesos de subsidencia de aproximadamente 5 metros. Los demás sitios hoy en día son inactivos desde el punto de vista de incendios subterráneos. Los fenómenos geológicos relacionados a la combustión, colapso y subsidencia de los sedimentos cuaternarios en El Potosí-Los Enebras, se han reportado brevemente por Medina-Barrera y De León-Gómez (2000 y 2001).

12.2 Zona subsidiada

En éste trabajo, se considera **subsidencia** a cualquier desplazamiento de un nivel general de la superficie del suelo ya sea por causas superficiales o sub-superficiales, generado por procesos geológicos naturales o antropogénicos (Bates y Jackson, 1984).

La subsidencia en el área del Potosí - Los Enebras afecta más de 20 km² (Anexo I), y se manifiesta de manera irregular en forma de depresiones con distribución dendriforme y altos de configuración semicircular alargados, con dimensiones de 50x100 m hasta 250x100 m (Fig. 35). Aparentemente la subsidencia solo se presenta en el área que una vez ocupó el lago Potosí. En el poblado del mismo nombre y que delimita con el margen de los depósitos hacia el Este, los daños se manifiestan a manera de agrietamientos en los muros de algunas casas. El resto del poblado se encuentra sobre conglomerado (de calizas con matriz de carbonato de calcio), que le proporciona un subsuelo más estable.

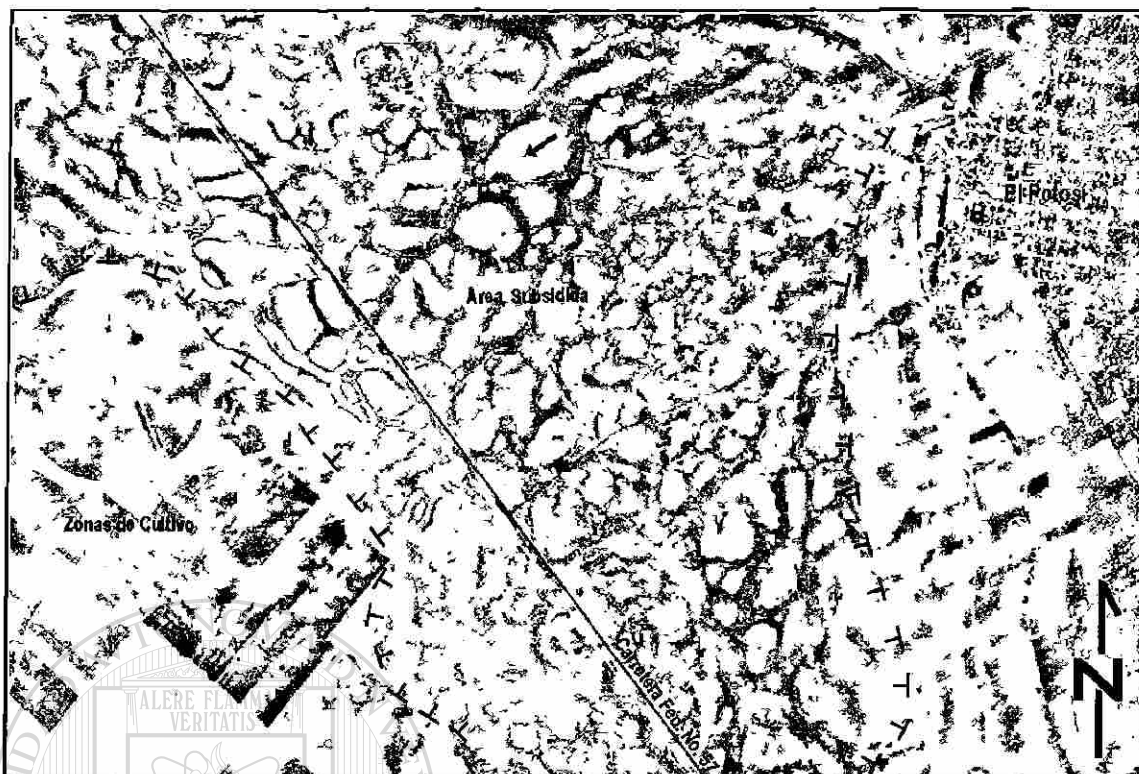


Figura 35. Ampliación de fotografía aérea escala 1:50,000, 02 Mayo 1998, INEGI, del área de estudio.

Nótese la configuración dendriforme de las zonas de mayor subsidencia, así como los altos (elementos positivos) indicados por la flecha.

El área que ocupaba el lago era utilizada con fines agrícolas. Hoy en día, se encuentra inhabilitada debido a los procesos relacionados con la subsidencia, la cual, se expresa a manera de cambios irregulares de nivel del suelo presentando relieves altos y bajos, y agrietamientos superficiales longitudinales y poligonales (Fig. 36 A). Ésta forma peculiar en la expresión de la subsidencia se debe a la heterogeneidad de los sedimentos y a su distribución (Fig. 17). Los altos se distinguen por su forma semicircular y se relacionan a los horizontes de caliche laminar (mayor contenido de carbonatos). Las depresiones dendriformes se relacionan a la distribución irregular de los horizontes con alto contenido de materia orgánica.

El desnivel en el terreno en la zona aledaña al Potosí es de ~3 m (Fig. 36 B). Los agrietamientos longitudinales en el área tienen una dirección preferencial principal hacia el NW y algunos otros tienen una dirección al NE. Muestran extensiones visibles en superficie de hasta 1 km, con amplitudes de unos cuantos centímetros a 30 cm (Fig. 36 B y 37). Los agrietamientos con rumbo NW, coinciden con las direcciones de fallas normales en las de calizas de la cuenca, determinadas en la gravimetría (PAICYT, 2002). El agrietamiento poligonal se observó al oeste del poblado Potosí, con dimensiones de los polígonos menores a 1.5m² y de algunos centímetros de profundidad (Fig. 38).

En Los Enebros las dimensiones del agrietamiento son menores pero la profundidad alcanza cerca de los 2m y la cual pudo haberse magnificado debido a el colapso de los sedimentos después de la combustión, que desestabilizó el sitio y promovió esa conformación de los bloques de sedimentos (Fig. 39 A y B).



Figura. 36. Área subsidida del Potosí: (A) Fotografía Aérea del Potosí; (B) Desniveles en el terreno por efecto de la subsidencia diferencial. La persona en segundo plano se encuentra sobre uno de los elementos positivos (señalados por la flecha en la imagen anterior). Las personas en primer plano están a los lados del agrietamiento que es indicado por uno de ellos.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

®

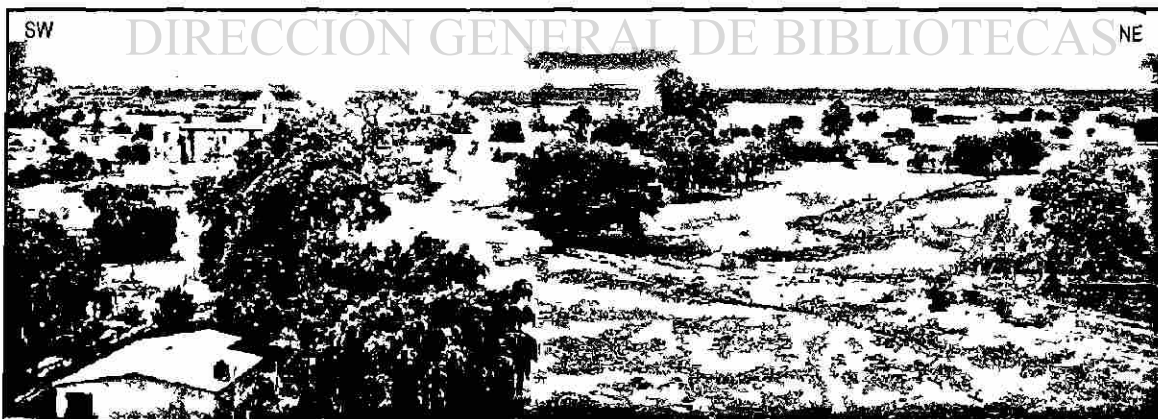


Figura. 37. Agrietamientos longitudinales. Los Principales con dirección NW-SE, y secundarios NE-SW, aledaños al poblado El Potosí.

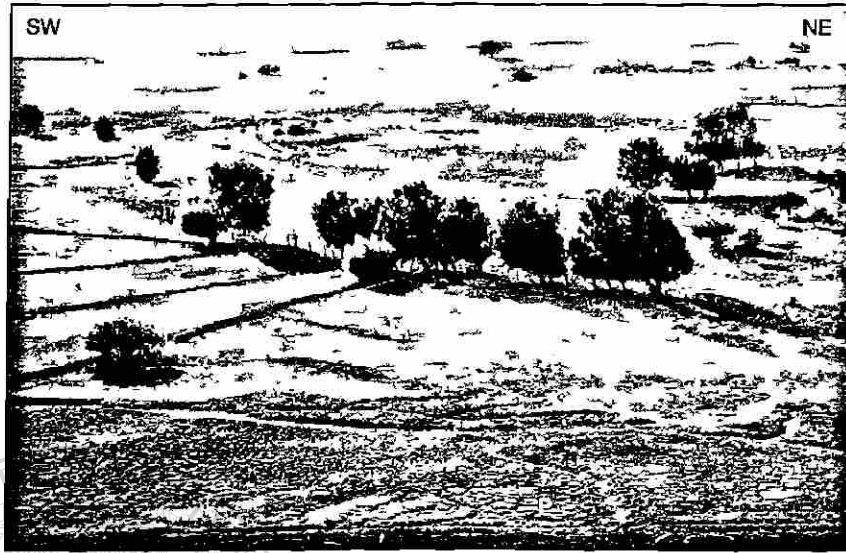


Figura 38. Agrietamientos poligonales (P), longitudinales (L) y subsidencia en el Potosí. Los agrietamientos se observan en primer plano. Al fondo de la imagen se observan las elevaciones (E) dentro de la zona de subsidencia. Vista hacia N-NW

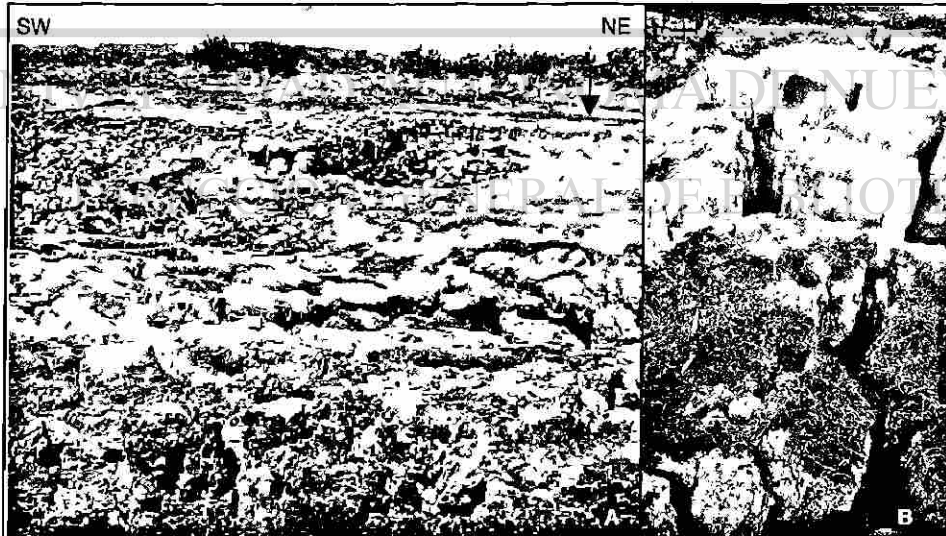


Figura 39. Agrietamiento poligonal en Los Enebros. (A) vista hacia el NW de la Zona de colapso; (B) Detalle del espaciamiento entre bloques. La flecha indica donde fue tomada la Imagen B.

El colapso de los sedimentos sólo se ha presentado en los Enebros y difiere de la subsidencia por su aparición repentina en un corto periodo de tiempo. En ésta localidad el colapso se desencadenó por efectos antropogénicos. Durante el control de combustión de las turbas por elementos de Protección Civil de Galeana, al inyectar agua y Cold-Fire a los depósitos en combustión. Como producto de ésta medida de control, los sedimentos se desplazaron y colapsaron, creando depresiones de colapso de ~4 m (Fig.40 A, B). El colapso se presentó en tres puntos dentro de la zona afectada, cuya dimensión es de ~1 km² mostrando una configuración irregular. Los márgenes de la zona colapsada están delimitados por agrietamientos semicirculares a manera de pequeños escarpes escalonados, con saltos de hasta 30 cm (Fig. 40 C). Durante los periodos de trabajo de campo en las zonas de antiguos depósitos lacustres se percibió emanaciones de gases, posiblemente se trate de dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) y Sulfuro de Hidrógeno (H₂S), lo cual no pudo ser cuantificado por falta de equipo. En las zonas afectadas por combustión se observaron precipitaciones de azufre, las cuales según Werner (1996) son producto de la descomposición de la materia orgánica y de la emanación activa del vapor de agua, que deja en la superficie o en las paredes de las grietas, precipitaciones de azufre en forma de pequeños cristales, tratándose probablemente de una disociación de H₂S presente en la materia orgánica durante las reacciones de combustión.



Figura 40. Área de colapso y escarpes semicirculares escalonados de la localidad Los Enebros: (A) Vista W-E del área de colapso; (B) Vista del área colapsada; (C) Escarpes semicirculares escalonados y agrietamientos poligonales.

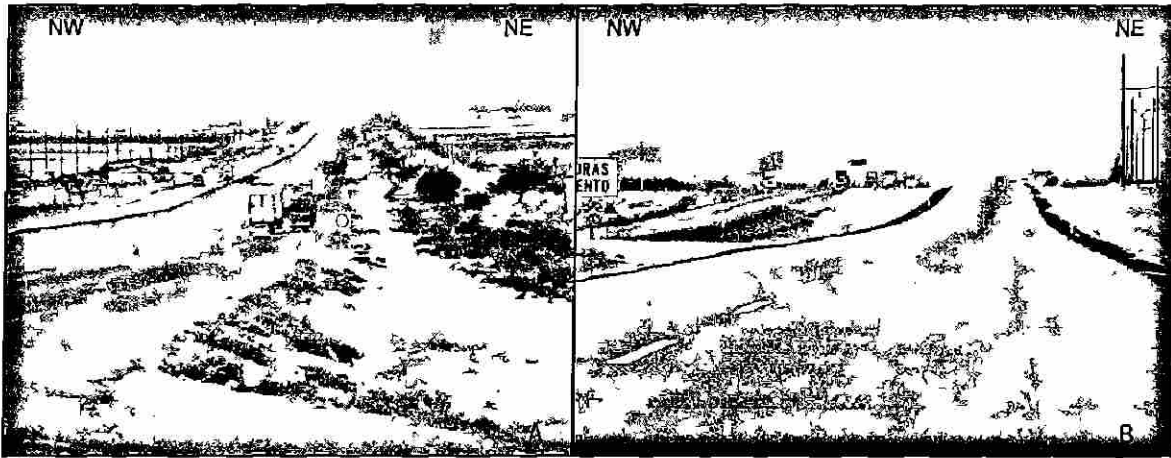


Figura 41. Carretera Federal México-Nuevo Laredo , tramo Matehuala –Saltillo, sección El Potosí (Catarino Rodríguez): (A) carriles de carpeta asfáltica (derecha) y concreto armado (izquierda); (B) Desnivel producto de la subsidencia.

La subsidencia afecta también a la Carretera Federal No. 57 México – Nuevo Laredo, en el tramo Matehuala – Saltillo, en la sección que corre al Oeste del Cerro El Potosí, hasta el Rancho Los Enebro. Dicha carretera consta de 4 carriles de los cuales dos son de carpeta asfáltica y los otros a base de losas de concreto armado. Los carriles de concreto armado (construidos a finales de los noventa con una base de terraplén), presentan ligeros cambios de nivel (Fig. 4 A y B), mientras que los de carpeta asfáltica presentan cambios con hundimientos marcados en el relieve. La sección de la carretera afectada, desde El Potosí (Catarino Rodríguez) hasta el Rancho Los Enebro, es alrededor de 8 km. Efectos más apreciables se localizan en la carretera municipal que conecta el poblado del Potosí (Catarino Rodríguez), con la Carretera Federal No. 57, donde 4.5 km de carpeta asfáltica se ven modificados en su trazo por cambios en el relieve y hundimientos más pronunciados. Uno de los impactos económicos que repercuten hacia la población, es la limitante del uso del suelo con fines agrícolas, dentro del área afectada por la subsidencia o combustión, debido a las condiciones no aptas del suelo. Éstos sitios tampoco pueden ser utilizadas con fines de urbanización.

12.3 Causas de subsidencia

Rhan (1986) menciona que los desplazamientos del suelo causados por la influencia humana, son el resultado del movimiento de fluidos o materiales bajo la superficie terrestre y el área de estudio no es la excepción. Según las observaciones de campo y el análisis de los sedimentos en laboratorio, al parecer el problema con la subsidencia en el área del Potosí – Los Enebro está relacionado a los sedimentos no consolidados y con alto contenido de materia orgánica (espesores de alrededor de 20m, PAICYT, 2002, Rodríguez-Pimienta en preparación), que son desestabilizados por las oscilaciones del nivel

freático, debido a la sobreexplotación del acuífero libre. Por lo anterior se distinguen las siguientes posibles causas de subsidencia:

12.3.1. Sobreexplotación del agua subterránea

Al extraer el agua a través de pozos, el nivel freático es abatido por el bombeo. En otras palabras la presión de poros en el acuífero del cual el agua está siendo extraída decrece; por lo que la capa de suelo o el acuífero será comprimida verticalmente (Holzer, 1984). El abatimiento del nivel freático, provoca cambios de volumen en los sedimentos, particularmente las turbas y arcillas, que pueden dar lugar a una deformación elástica donde el efecto mas prominente de subsidencia en una cuenca serán fisuras superficiales y fallamiento (Holzer, 1984; Bell, 1993), que para el área de estudio tienen una dirección principal NW-SE.

Éste tipo de manifestaciones pueden tener un comportamiento estacional relacionado a: (1) las fluctuaciones del nivel de agua subterránea; (2) asociación temporal con el fallamiento contemporánea con la sobreexplotación del acuífero y (3) expresión superficial de fallas dentro del sistema del acuífero. Las fisuras con patrones poligonales son causadas por contracción, inducida por estrés capilar en la zona deshidratada al descender el nivel del agua (Holzer, 1984). El nivel freático estático en el área de estudio es >6m de profundidad, pero en la zona más afectada cerca del ejido Potosí el nivel freático se encuentra hasta 30 m de profundidad, agudizando el problema de la subsidencia (Fig. 42).

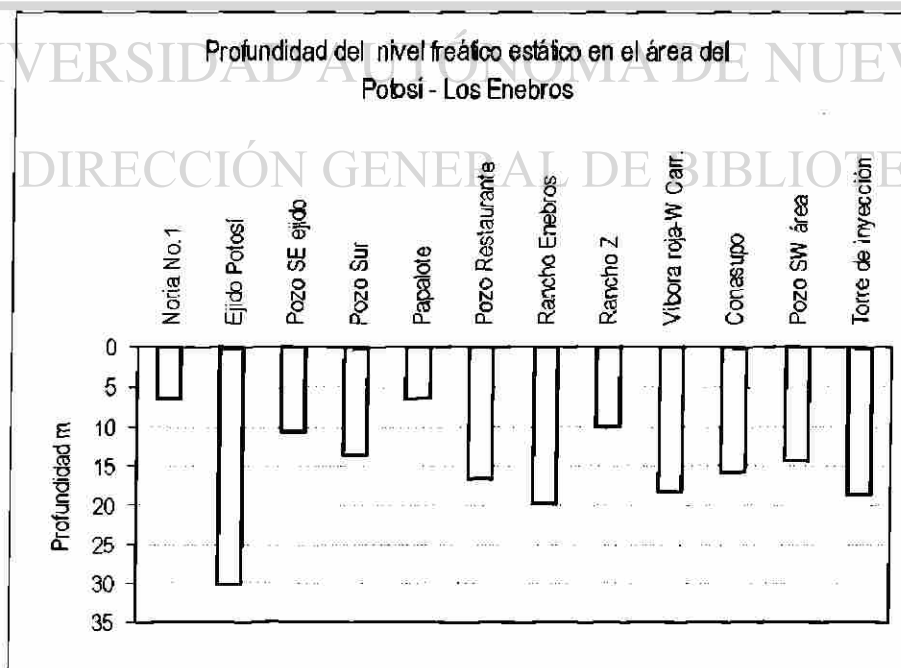


Figura 42. Gráfica de los Niveles Estáticos vs. Profundidad de los pozos en el área del Potosí - Los Enebros. Graficada con datos de PAICYT, 2002.

12.3.2 Alto contenido de materia orgánica

Stephens et al, (1984), mencionan que la subsidencia en turbas ocurre tanto por la **densificación** (pérdida de consistencia, deshidratación y compactación) así como por la **pérdida actual de masa** (oxidación biológica, combustión, hidrólisis, lixiviación, erosión). La densificación ocurre rápidamente después de su depósito, y lentamente continúa una pérdida de masa debida principalmente a la oxidación biológica. Las tasas de subsidencia están determinadas por el tipo de turba, el nivel del agua subterránea y la temperatura. El drenaje en turbas y la subsidencia tienen consecuencias severas ya que la turba seca se comporta como un coloide que absorbe nuevamente humedad (Stephens et al., 1984). Comparadas con los suelos minerales tienen una alta capacidad de calor, más cuando están húmedas tienen una baja conductividad del mismo. La combustión puede realizarse a relativamente bajas temperaturas, ya que tienen un alto intercambio catiónico por unidad de volumen y una alta capacidad de amortiguamiento que resiste fuertemente los cambios en las reacciones ácidas. La sustancia combustible de las turbas representa del 10 al 20 % de su volumen, el resto es agua (Flotte, 1992). Las tasas de subsidencia en sedimentos orgánicos se estiman de 1 a más de 8 cm por año (Stephens et al., 1984). En resumen, la subsidencia de suelos orgánicos ocurrirá principalmente debido a las alteraciones en el drenaje. Bajo condiciones naturales en la formación de la turba, el agua actúa como un agente de preservación a través de la exclusión del oxígeno (Stephens et al, 1984). Las seis causas de subsidencia orgánica son por: (1) pérdida de volumen por desecación; (2) consolidación; (3) compactación; (4) erosión por viento y agua; (5) combustión y (6) oxidación bioquímica.

12.4 Control de la subsidencia

El uso del suelo en ésta región es agrícola, por lo cual todo fenómeno natural o antropogénico que le afecte se verá también reflejado en problemas socioeconómicos. Stephens et al, 1984, proponen algunas medidas de control para obtener el máximo uso agrícola en estos suelos: (1) proveer un control adecuado de los niveles de agua, para mantenerlos tan altos como los cultivos lo permitan y que a su vez disminuya la subsidencia; y (2) intensificar la investigación para el desarrollo de prácticas agrícolas que prolonguen la vida de éstos suelos.

13 Conclusiones

- Las Formaciones Cretácicas Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura y Agua Nueva, se encuentran plegadas y desplazadas por el fallamiento normal con dirección NW-SE, buzando ligeramente al NE y están enmarcando la Cuenca del Potosí.
- Los sedimentos que rellenan la Cuenca del Potosí son principalmente limos de carácter carbonatado y depósitos de materia orgánica, con menor frecuencia del tipo clástico y evaporítico.
- Los sedimentos indican la existencia de un sistema lacustre denominado Paleolago Potosí, el cual contiene distintas asociaciones de facies, que respondieron a condiciones locales y del clima regional mas que a factores globales.
- Las Facies identificadas son lacustres, palustres y de caliche, mostrando en su conjunto que el Paleolago Potosí fue principalmente un sistema de playa en una cuenca cerrada, con un depocentro principal ubicado en el E hacia el margen W del anticlinal Potosí y que, consistió en un cuerpo de agua principal que generó cuerpos de agua aislados durante periodos de desecación.
- Los sedimentos del Paleolago Potosí contienen gran cantidad de microfósiles (moluscos, ostrácodos, carofirtas, otolitos) en excelente estado de preservación, los cuales incluyen fauna de hábitat terrestre, acuático y de ambientes de transición, que son indicadores de condiciones paleohidroquímicas de variaciones la salinidad del agua y del carácter somero de sus aguas (menos de 2m de profundidad).
- Conforme un sistema lacustre se desarrolló y el clima y drenaje fluctuaron, se alteró el balance hidrológico del lago, por lo que la composición de las asociaciones fosilíferas señalan cambios significativos del nivel del agua en una cuenca lacustre cerrada.
- El análisis palinológico indica una vegetación de plantas terrestres y acuáticas de aguas someras, que fueron condicionados por cambios en los factores edáficos de humedad del suelo y salinidad y muestran cambios ambientales entre condiciones climáticas cálido húmedas, cálido templadas y secas, con aparente tendencia hacia un calentamiento.
- La variación isotópica en la covarianza del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en conchas de ostrácodos responde a cambios ambientales reflejados en la paleohidroquímica del agua del lago.

- Los registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ reflejan cambios de la paleoprecipitación - paleoevaporación, donde el enriquecimiento en éste isótopo corresponde a periodos de alta evaporación y su empobrecimiento a dilución de las aguas durante la perezipitación.
- El $\delta^{13}\text{C}$ refleja las variaciones en la paleoproductividad del lago, relacionada a la vegetación y volumen de agua, donde los enriquecimientos se atribuyen a materia orgánica derivada del fito y zooplancton, mientras que los empobrecimientos se relacionan al aporte de material terrestre y flotante, en periodos de alta precipitación.
- Los sedimentos del Paleolago Potosí contienen horizontes con mayor o menor contenido de materia orgánica, resultado de episodios con elevada productividad primaria y aporte de material vegetal al lago, la cual es tipificada como kerógenos tipo II, III y IV.
- Los mayores porcentajes de Carbono Orgánico Total (COT) corresponden a las turbas y los menores a limos, arcillas y caliches, y pueden ser utilizados en una reconstrucción de la cuenca.
- El Índice de Hidrógeno es un indicador de condiciones de reducción en depósitos con alto COT, y es utilizado como parámetro del grado de alteración y vulnerabilidad de la materia orgánica.
- Las condiciones reductoras en las turbas son favorecidas por la saturación del agua, donde las fluctuaciones en el contenido de ésta propician su oxidación.
- Rock-Eval 6 además de ser útil en el análisis paleoambiental, puede ser utilizado en la caracterización de depósitos recientes a través del reconocimiento e identificación de fuentes sedimentarias potenciales de peligros geológicos.
- La subsidencia en el área del Potosí-Los Enebro está ligada a la composición y distribución de los sedimentos cuaternarios, donde la turba es el sedimento más conflictivo en éste proceso, debido a su densificación (pérdida de consistencia, deshidratación y compactación) y pérdida de masa (durante la oxidación, combustión, hidrólisis y lixiviación), las cuales pueden evitarse al mantenerla la turba saturada de agua.
- Se propone un modelo paleogeográfico, paleoambiental para la depositación de sedimentos en la Cuenca del Lago Potosí (Fig. 43), elaborado tomando en consideración las características litológicas, palinológicas, micropaleontológicas y geoquímicas.

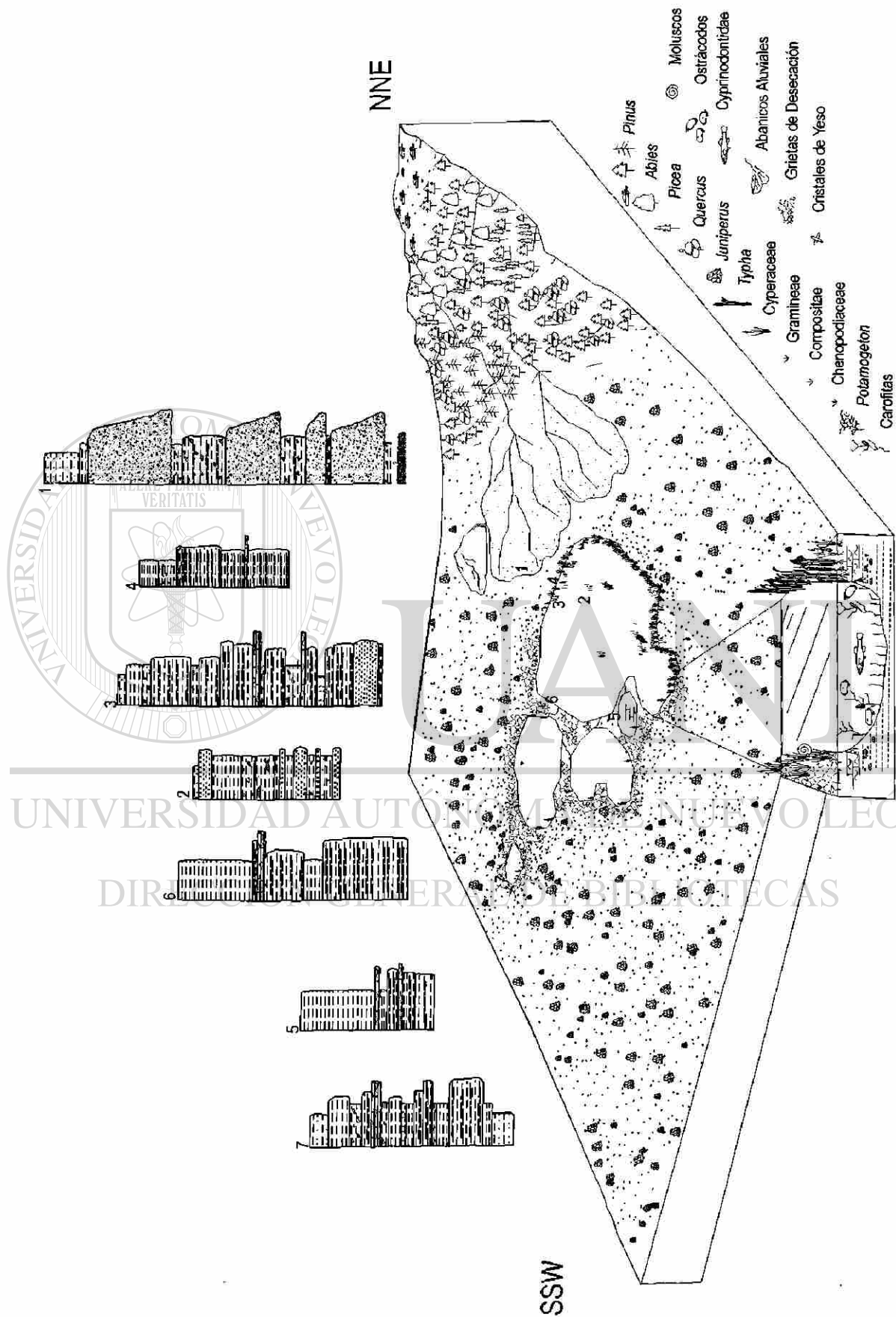


Figura 43. Modelo deposicional propuesto para la Cuenca del Lago Potosí. Sin Escala. La simbología litológica de las secciones estratigráficas se muestra en la Figura 9.

14

Recomendaciones

- Fechamientos por ^{14}C para ubicar espaciotemporalmente las secuencias y comprender de una manera mas precisa la evolución climática del Noreste de México.
 - Crear y registrar una colección de referencia de polen para futuros estudios sobre el cambio de vegetación en las zonas áridas actuales del Noreste de México.
 - Crear y registrar una colección de referencia sobre la microfauna acuática.
 - Generar a partir de los fechamientos en las secciones, un modelo paleogeográfico del Paleolago Potosí.
 - Análisis de minerales de arcilla para complementar la interpretación de los cambios ambientales y a la vez conocer el tipo de arcillas involucradas en los procesos de subsidencia al disminuir el nivel freático.
 - Correlacionar con los fechamientos las posibles relaciones espaciotemporales entre los perfiles a través de curvas isotópicas.
 - Elaboración de una carta piezométrica evaluando en mas de una temporada los niveles freáticos estáticos del área del Potosí – Los Enebros con el fin de conocer el comportamiento del acuífero.
-
- Informar a la población sobre los factores que desencadenan el fenómeno de combustión y subsidencia, además de asesorarles sobre técnicas agronómicas para éste tipo de suelos.
 - Establecer marcas de control para monitorear el desarrollo y tasa de subsidencia en el Potosí – Los Enebros.
 - Estudiar y llevar un registro de otras áreas activas que presenten éste mismo tipo de fenómenos y que se encuentran en el Estado de Nuevo León.
 - Analizar cuantitativa y cualitativamente la toxicidad de los gases emanados durante la combustión u oxidación de las turbas.
 - La subsidencia en el área del Potosí-Los Enebros no puede ser evitada más puede y debe controlarse a través del uso regulado del agua subterránea.

15

Síntesis

En área de estudio el fallamiento normal evidente en las Formaciones Cretácicas, propició la formación y el relleno de la cuenca del Lago Potosí. Los sedimentos de la cuenca son clásticos, carbonatados, evaporíticos y de materia orgánica, presentando facies lacustres, palustres y fluviales. Dentro de las facies lacustres y palustres, los indicadores bióticos y abióticos evaluados, muestran que el Paleolago Potosí fue un lago tipo sistema de playa de aguas someras con márgenes fluctuantes, que dejaron durante periodos de alta evaporación y desecación, cuerpos de agua aislados del cuerpo principal, lo cual se ve reflejado en su flora y fauna fósil. Los sedimentos y sus componentes reflejan cambios entre periodos de precipitación pluvial y alta evaporación, ligados a fases cálida húmedas, cálida secas y secas. La abundante precipitación y bioproducción en periodos más estables propiciaron el enriquecimiento de los sedimentos por materia orgánica. El contenido de carbono orgánico en la materia sedimentaria se encuentra en distintos grados de preservación. Las condiciones de estabilidad en los sedimentos con alto contenido de materia orgánica sedimentaria se ven afectados por los cambios en el nivel del agua subterránea. La disminución del nivel freático propicia que las condiciones de reducción que mantienen estables las capas con materia orgánica (en particular a las turbas), sean afectadas por condiciones de oxidación, desarrollando el fenómeno de combustión y subsidencia en los depósitos del Paleolago Potosí. Finalmente este trabajo muestra la posibilidad de utilizar distintas disciplinas y metodologías que pueden converger en el análisis y comprensión de un fenómeno para la solución de un problema.

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

16

Bibliografía

- Adler, R. E., Fencher W., Martini H.I., Pilger A., 1965, Einige Grundlagen der Tektonik II. Die tektonischen Trennflächen. Clausthaler Tektonische Hefte, 3: 94S. Clausthal – Zellerfeld.
- Adler, R. E., 1997, Statistisch –gefügetektonische Strukturanalyse in der Montanpraxis. En: Tectonische Vorfelderkundung im Ruhrkarbon Bd.III, Forsh. Ber. Ld. Nordh. Westf. 2675:5-120; Opladen.
- Amundson, R. Chadwick O., Kendall C., Wang y DeNiro M., 1996, Isotopic evidence for shifts in atmospheric circulation patterns during the late Quaternary in mid-North America: *Geology*, vol. 24. No. 1. p. 23-26.
- Amundson, R, y Lund, L.J., 1987, The stable isotope chemistry of a native and irrigated typic Natrargid in the San Joaquin Valley of California: *Soil Science Society of America Journal*, v.51, p. 761-767.
- Armenteros, I., Daley B., García R., 1997, Lacustrine and palustrine facies in the Bembridge Limestone (late Eocene, Hapshire Basin) of the Isle of Wight, southern England: *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128: 111-132.
- Bard, E., Hamelin, B., Lao, Y., Anderson, L.F., y Fairbanks, R.G., 1989, Dating of the last interglacial period by U/Th mass spectrometry of caribbean corals (abs.): International Correlation Program, 3 meeting 1989, Cambridge, United Kingdom.
- Bates, C., y Jackson, G., 1984, Dictionary of Geological Terms. Academic Press, 358 pp.
- Battarbee, R. W., 2000, Paleolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews*. 19:107-124.
- Baker, R.G., Gonzalez, L.A., Raymo, M., Bettis III E.A., Reagan M.K., Dorale, J.A., 1998, Comparison of multiple proxy records of Holocene environments in the Midwestern United States: *Geology*, v. 26; no. 12; p. 1131-1134.
- Bell, F. G., 1995, Engineering Geology. Blackwell Science. 359, pp
- Bredden, H. 1960. Vorschläge zu einer international einheitlichen Darstellung auf lithologischen, tektonischen und hydrogeologischen Zeichnungen und Karten. Erster Teil. Geologische Mitteilungen. Aachen, pp.120.
- Brie, P.R., 2000, Playa, Playa Lake, Sabkha: Proposed definitions for old terms: *Journal of Arid Environments*, 45: 1-7.
- Bryant, V.B., 1978, Late Quaternary pollen records from the East-Central periphery of the Chihuahuan Desert. Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region, United States and Mexico. Ed: R.H. Wauer y D.H. Riskind U.S. Dept. of the Interior Transactions and Proceeding Series No. 3.

- Bryant, M. B. y Riskind D.H., 1980, The Paleoenvironmental record for northeastern Mexico: A review of the pollen evidence. Center of Archeological Research. Univ. of Texas, San Antonio, Special Report 9. p.7-31
- Burne, R.V. Bauld J., De Deckker P., 1980, Saline Lake Charophytes and their geological significance: *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 5, No. 1, p. 281-293.
- Calvert, S.E., Bustin, R.M., y Pedersen, T.F., 1992, Lack of evidence for enhanced preservation of sedimentary organic matter in the oxygen minimum of the Gulf of California: *Geology*, v. 60, p. 757-760.
- Campa, M.F., 1985, The Mexican Thrust Belt. Tectonostratigraphic terranes of the Circum – Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Huston, Texas: *Earth Sciences Series*, No. 1 p. 229 - 313.
- Carroll, A.R. y Bohacs, K.M., 2001, Lake-type controls on petroleum source rock potential in nonmarine basins: *AAPG Bulletin*, v. 85, No. 6, pp. 1033-1053.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Geology, Geochemistry and tectonic evolution of central México during Mesozoic time: *Revista de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM v. 14, n. 2, p. 244-260.
- Cerna, de Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México. D.F., Cong. Geol. Internacional, 20, Monografía, 87pp.
- Chivas, A., De Deckker P., Shelley J.M.G., 1983, Magnesium, strontium, and barium, partitioning in nonmarine ostracode shells and their use in paleoenvironmental reconstructions – A preliminary study. In: *Applications of Ostracoda. 8th International Symposium Ostracoda* (Ed. R.F. Maddocks), University of Huston Geosciences, Huston, 238-249.
- Clisby, K, Sears P.B., 1955, Palynology in Southern North America. III. Microfossils profiles under Mexico City correlated with sedimentary profiles: *Bull. Geol. Soc. Am.* 66: 511-520.
- Cody, R.D. y Cody A.M., 1988, Gypsum nucleation and crystal morphology in analog saline terrestrial environments: *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(2):247-255.
- Cohen, A. S., 1982, Paleoenvironments of root cast from the Koobi Flora Formation, Kenya: *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 52, 401-414.
- , 2003, Paleolimnology, The History and Evolution of Lake Systems. Oxford, University Press, 500 pp
- Cohen, A.S. y Thouin, C., 1987., Near shore carbonate deposits in Lake Tanganika: *Geology*, 15:414-418.
- Covich, A.P., y Stuiver, M., 1974, Changes in oxygen 18 as a measure of long –term fluctuations in tropical lake levels and molluscan populations: *Limnol. Oceanogr.*, 19; p. 682-691.

- Curtis, J.H., Hodell, D.A., y Brenner, M., 1996, Climate variability on the Yucatán Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution: *Quaternary Research*, 46, p. 37-47.
- Davis, H.R., Byers, H.R., Pratt, L.M., 1989, Depositional mechanisms and organic matter in Mowry Shale (Cretaceous) Wyoming. AAPG, V. 73, No. 9 p. 1103-1116.
- Dean, W.E. y Gardner J.V., 1998, Pleistocene to Holocene contrast in organic matter production and preservation on the California continental margin: *Geological Society of America Bull.* V.110; Nol.7 p. 888-899.
- Deevey, E.S., 1944, Pollen analysis and Mexican archaeology: an attempt to apply the method: *American Antiquity* . 10, 135-149.
- De León-Gutiérrez A., 1999, Investigación de las terrazas fluviales en el Cañón Santa Rosa para la reconstrucción de las variaciones climáticas regionales, desde Iturbide hasta las Crucitas, Linares, Nuevo León, México y la propuesta de una estratigrafía regional Cuaternaria. Fac. Cs. De la Tierra. U.A.N.L. Tesis de Maestría.
- Delrome, L.D., 1969, Ostracodes as Quaternary paleoecological indicators: *Can. Journal Earth Sci.* # 6:1471-1475
- Delrome, L. D., 1989, Methods in Quaternary ecology #7. Freshwater ostracods: *Geosci. Can.*, 16, num. 2 pp. 85-90.
- Delrome, L. D., Zoltai, S.C., 1984, Distribution of an arctic ostracod faunal space and time: *Quaternary Research*, v. 21, p.65-73.
- DeNiro, M. J., y Hastorf, C., A., 1985, Alteration of $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plant matter during the initial stages of diagenesis: Studies utilizing archaeological specimens from Peru : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, p. 1737-1746.
- Desmarchelier, J.M., Goede A., Ayliffe L.K., McCulloch M.T., Moriarty K., 2000, Stable isotope record and its palaeoenvironmental interpretation for a late Middle Pleistocene speleothem from Victoria Fossil Cave, Naracoorte, South Australia: *Quaternary Science Reviews*, 19. p. 763-774.
- Dohrenwend, J. C., Bull W. B., McFaden L. D., Smith G. I., Smith R. S. U. y Wells S. G., 1991, Quaternary Geology of the Basin and Range Province in California en Morrison, R. B., ed., Quaternary nonglacial geology: Conterminous U.S. Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v K2. pp. 321-352
- Eguiluz, A. S., Aranda G., Marret R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 1-26.
- Einsele, G., 2000, Sedimentary basins, evolution facies and sediment budget. 2nd Ed. Springer Verlag. 792 pp.

- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A., 1977, Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré de devolution: *Revue de L'Institut Français du Pétrole*, v. 37, p. 23-42.
- Espitalié, J., Deroo y Marquis, F., 1985, La Pyrolyse Rock-Eval et ses Applications: *Revue de L'Institut Français du Pétrole*, v. 40, No. 5. p. 563-579 y 755-784
- Espitalié, J., Deroo y Marquis, F., 1985, La Pyrolyse Rock-Eval et ses Applications: *Revue de L'Institut Français du Pétrole*, v. 41 No. 1 p. 73-89
- Esteban, M., Klappa C.F., 1983 Subaereal Exposure. En Carbonate Depositional Environments, Scholle, P.A. Bebout, D.G. Moore, C.H. (Eds.): *A.A.P.G. Mem. 33*, 1-54.
- Esteve, L. M. (1963) Regionalización Sísmica de la Republica Mexicana: *Revista de la Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica* 1(1) 30-35.
- Fægry, K, Iversen J., 1992 Textbook of Pollen Analysis. IV Ed. K. Faegry, P. Kaland, K. Krzywinski. John Wiley & Sons, pp.328
- Fisher, M.P. y Jackson, P.B., Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: *Journal of Structural Geology*, 21, p. 613-633.
- Flotte, L., M., 1992, El carbón y su análisis petrográfico, CFE, N.C. 8. 86 pp.
- Forester, R. M., 1991 a, Pliocene – Climate history of the western United States derived from lacustrine ostracods: *Quat. Sci. Rev.*, 10, p. 133-146,
- Freytet, P., 1973, Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France): *Sediment. Geol.*, 10:25-60.
- Freytet, P., 1975, Quelques observations pétrographiques sur les calcaires continentaux rencontrés à l'excursion de mai 1974 de l'a. G. B.P. : faciès lacustres, modifications pédologiques, Microcodium: *Bull. Inf. Geol. Basin Paris*, 12(2):15-23.
- Freytet, P. y Plaziat J.C., 1982, Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France: *Contrib. Sedimentol.* 12, 213 pp.
- Götte, M., 1988, Estudio Geológico Estructural de Galeana, N.L. (México) y sus alrededores. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra U.A.N.L. Linares, 3:61-87
- Götte, M., Michalzik, D., 1992, Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico). *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1991 (6) 1445-1446; Stuttgart.

- Hershler, R., 1984 The Hydrobiid snails (Gastropoda: Rissoacea) of the Cuatro Ciénegas Basin: Systematic relationships and ecology of a unique fauna: *Journal of the Arizona Nevada Academy of Science*. 19, 61-76 p.
- Héroux, Y., Tasse, N., 1990, Organic matter alteration in an Early Paleozoic basin: Zonation around mineral showings compared to that around intrusions. St. Lawrence Lowlands, Quebec, Canada: *Bulletin Geological Society of America*, v. 102, p. 877-888.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., y Brenner, M., 1995, Possible role of Caribbean climate change in the collapse of Classic Maya civilization: *Nature* 352, p. 391-394.
- Hoefs, J., 1997, Stable Isotope Geochemistry 4th ed. Springer Berlin, 201pp.
- Holzer, T.L., 1984, Ground failure induced by ground –water withdrawal from unconsolidated sediment. En: *Man-Induced Land Subsidence, Reviews in Engineering Geology*, vol. VI, Holzer, T.L., ed.: Geological Society of America p. 67-105.
- Huízar-Álvarez, R., Oropeza-Orozco, O., 1989, Geomorfología Karstica de la región de Galeana, Estado de Nuevo León: Univ. Nal. Autón. México. *Inst. Geología*. 8 (1): 71-83.
- Humphrey, W.E., 1956, Tectonic framework of Northeast Mexico: *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Society*, v.6. p. 25-35.
- Hunt, J. M., 1996, *Petroleum Geochemistry and Geology*, 2nd Ed., W.H. Freeman and Co. N.Y. pp. 743.
- Hutchinson, G., Patrick R. y Deevey E.S., 1956, Sediments of lake Patzcuaro, Michoacan, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 67, 1491-1504.
- Imlay, R. W., 1938. Studies of the Mexican geosyncline: *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 49, p. 1651-1694.
- INEGI, 1986. Síntesis geográfica del Estado de Nuevo León. Editado por la Secretaria de Programación y Presupuesto (S.P.P.), México, 170 p.
- Katz, B.J., 1990, Controls on distribution of lacustrine source rocks through time and space, *En* B.J. Katz, ed., *Lacustrine basin exploration -- case studies and modern analogs: AAPG Memoir* 50, p. 61-76.1990
- Kelts, K., Hsü K.J., 1978, Fresh water carbonate sedimentation. *En: Lakes, Chemistry, Geology and Physics*. A. Lerman (Ed), Springer Verlag. 363pp.
- Kelts, K., Talbot M., 1988, Lacustrine Carbonates as Geochemical Archives of Environmental Change and Biotic / Abiotic Interactions. *En: Lacustrine Petroleum Source Rocks*, Fleet, A. J., Kelts, K. R. y Talbot, M.R. Ed. Geological Society Special Publication No. 40 p 289 – 315.

- Klappa, C.F., 1979, Lichen Stromatolites; criterion for subaerial exposure and a mechanism for the formation of laminar calcretes (caliche): *Jour. Sed. Petrology*, v. 49 p. 387-400.
- Klappa, C.F., 1980, Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance: *Sedimentology*, 27, 613-629.
- Laardère, T.G., Chaumillon, G., Amana, R., Heineman, G.; Lago, J. M., 1995, Examination of otholith morphology and microstructure using Laser Scanning Microscopy. En: Recent developments in fish otolith research. D.H. Décor; J.M. Dean; S. E. Campana, Eds. The Belle W. Baruch Library in Marine Science. No. 19. University of South Carolina Press, 735 pp.
- Lafargue, E., Espitalié, J., Marquis, F., y Pillot, D., 1996, Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon, production and in soil contamination studies. Institut Français du Pétrole, Vinci Technologies. 5th Latin American Congress on Organic Geochemistry, Cancun, 1986. 26 pp.
- Langford, F.F., Blanc-Valleron, M.M., 1990, Interpreting Rock-Eval Pyrolysis Data Using Graphs of Pyrolyzable Hydrocarbons vs. Total Organic Carbon: *American Association of Petroleum Geologist*. V.74 No. 6 p.799-804.
- Leuschner, D.C., y Siroco, F., 2000, The Low-latitude monsoon climate during Dansgaard –Oeschger cycles and Heinrich Events: *Quaternary Science Reviews*, 19, p. 243-254.
- Li, H.C., y Ku, T.L., 1997, $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{13}\text{O}$ Covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. 133: 69-80.
- Löffler, H., 1986, Ostracod Analysis. En: *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, B. E., Berglund Ed. John Wiley & Sons. p 639 – 702 .
- López – Doncel, R., 1990, Mapeo Geológico en el área de Puente de Dios al Norte de Galeana N.L. y desarrollo facial de las Formaciones Aurora, Cuesta del Cura y Agua Nueva (Albiano –Turoniano) en las regiones de Galeana e Iturbide, N.L. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L. Linares, 113 pp.
- Lozano-García, M.S., Xelhuanzi-López, M.S., 1997, Some problems in the Late Quaternary pollen records of Lake Chalco, central Mexico: Basin of Mexico and Zacapu: *Quaternary International*, 43/44, 117-123.
- Ložek, V., 1986, Mollusca analysis. En: *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. B. E. Berglund, (Ed) Jhon Wiley & Sons. 869 p.
- Lugo-Hubp, J., 1990, El Relieve de la República Mexicana: México, D.F. , Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 81-111.

- Martin, S., Mehringer P.J., 1965, Pleistocene pollen analysis and biogeography of the Southwest. En: *The Quaternary Story of the United States*, a review volume for the VII Congress of the International Association for Quaternary Research. Eds. H. E. Wright y D. G. Frey. Princeton University Press. 433 - 451pp.
- Marret, R., Aranda-García, M., 1999, Structure and Kinematics development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico. In *Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin systems of the Sierra Madre Oriental. A field work and related papers*. South Texas Geological Society.
- Medina-Barrera, F., De León-Gómez, H., 2000, Zonas de Colapso en la Autopista 57 Saltillo-San Roberto, Nuevo León, México. Resumen, Memorias. XVII Simposio de Geología de Latinoamérica, Stuttgart, Alemania.
- Medina-Barrera, F., De León-Gómez, H., 2001, Impacto Geomorfológico por zonas de colapso en la región de Galeana, Nuevo León, México. XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo. UNESCO. Memorias.
- Meiburg, P., Aguilera, V., Muñoz B., 1982, Halotectonics and subsidence in the Northern Sierra Madre Oriental, Mexico. 8 *Geowiss. Lat. Amerika-Kolloquium 1982*, Göttingen, Tagungsheft: 64-65.
- Meinzer, E., 1922, Map of the Pleistocene Lakes of the Basin and Range Province and its Significance. *Geological Society of America Bull.*, V. 33 p 541-552.
- Meier, D., Kronberg, P., 1989, Klüftung in Sedimentgesteinen. 116S. 75 abb. Stuttgart.
- Metcalf, S.E., 1997, Paleolimnological records of climate change in Mexico- frustrating past, promising future?: *Quaternary International*, v. 43/44, pp. 111-116.
- Meybeck, M., 1995, Global distribution of lakes. In *Lakes: Chemistry, Geology and Physics*, Lerman, A., Imborden, D.M., Gat, J.R. Eds. Springer-Verlag New York Berlin Heidelberg, 308 pp.
- Meyer, E. R., 1973, Late-Quaternary paleoecology of the Cuatro Ciénegas Basin, Coahuila, Mexico: *Ecology*, 54: 982-995.
- Meyer, E. R., 1975, Vegetation and Pollen Rain in the Cuatro Ciénegas Basin Coahuila, México: *Southwestern Naturalist*, 1:22-36.
- Meyers, P.A., 1997, Organical geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes: *Org. Geochem.*, v. 27. No. 5/6, p. 213-250.
- Miall, A. D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, New York. 582 pp.

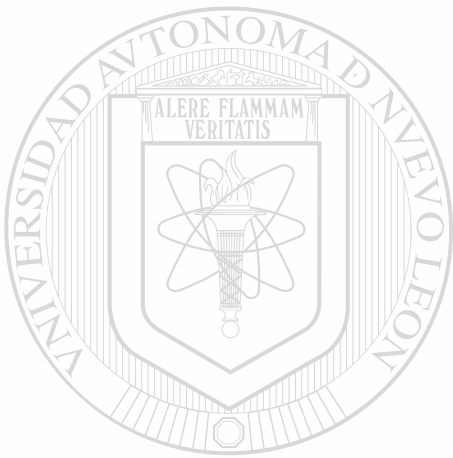
- Miller, R.R., 1968, Two new fishes of genus *Cyprinodon* from the Cuatro Ciénegas Basin, Coahuila, Mexico, *Occ. Pap. Mus. Zool. Univ. Mich.*, No. 659: 1-15.
- Minkley, W. L., 1984, Cuatro Ciénegas Fishes: Research review and local test of diversity versus habitat size. En: *Biota de Cuatro Ciénegas, Coahuila México*. Marsh, P.C. Ed. *Journal of the Arizona Nevada Academy of Science*.19: 13-21.
- Morrison, R. B., 1991, Introduction. En Morrison R. B., Ed. *Quaternary Nonglacial Geology, Conterminous U.S. Boulder Colorado. Geological Society of America, The Geology of North America V K-2* 1-13pp.
- NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration / National Geophysical Data Center
<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geology/odp/docs/reval.txt> Consultada 29.04.03
- Oropeza–Orozco, O., 1990, Depósitos Periglaciales y Erosión de Suelos en El Cerro Potosí, Mpio. de Galeana, N.L. México. *Memorias del Primer Simposio Nacional sobre Degradación del Suelo*. p. 21-22.
- Padilla y Sánchez, J. R., 1978, Bosquejo Geológico - Estructural de la Sierra Madre Oriental en el área de Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León. Univ. Nal. Autón. México, *Revista Inst. de Geología*, 2 (1): p 45-54.
- Padilla y Sánchez, J. R., 1985, Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Rev. Inst. Geol. U.N.A.M*, 6 (1) :1-20
- PAICYT CT629, 2002, Medina-Barrera F., Yutsis V., Kouzoub N. Cartografía geológica y estratigrafía de El Potosí-Los Enebras, Galeana, N.L., como base para delimitar riesgos geológicos por incendios subterráneos. Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L. Reporte Interno.28 pp.
- Palacios-Fest, M.R., Cohen, A. S., Ruiz, J., Blank, B., 1993, Comparative Paleoclimatic Interpretations from Nonmarine Ostracodes Using Faunal Assemblages, Trace Elements Shell Chemistry and Stable Isotope Data. *Climate Change in Continental Isotopic Records: American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 78, pp. 179 – 190.
- Palacios-Fest, M.R., Cohen, A. S., Anadon, P., 1994, Use of ostracodes as paleoenvironmental tools in the interpretation of ancient lacustrine records: *Revista Española de Paleontología*, 9 (2) pp. 145-164.
- Palacios–Fest, M.R., 1997, Continental ostracode paleoecology from the Hohokam Pueblo Blanco area, central Arizona: *Journal of Archaeology Science*, 24, 295-983.
- Palacios-Fest, M.R., Dettman, D.L., 2001, Temperature controls monthly variations in Ostracode valve Mg/Ca: *Cypridopsis vidua* from a small lake in Sonora, Mexico: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 65, No. 15pp. 2499-2507.

- Pearson, F., J., y Coplen, 1978, Stable isotope studies of lakes. En Lerman, A. (Ed.), *Lakes: Chemistry, Geology, and Physics*. Springer-Verlag, N.Y., p. 325-339.
- Pedersen, T.F. y Calvert, S. E., 1990, Anoxia vs. Productivity: What Controls the Formation of Organic-Carbon-Rich Sediments and Sedimentary Rocks?: *AAPG. Bull.* V.74, No. 4. p. 454-466.
- Pedraza-Rodríguez, M. U., 1997, Movimientos en masa y consecuencias en el área de Iturbide, N.L. Sierra Madre Oriental. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L. Linares, 95 pp.
- Peterson-Rodríguez, R. H., 2001, Análisis estructural en el anticlinorio de La Casita, Sierra de Parras, Coahuila, México. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. 173 pp.
- Platt, N. H., Wright, V.P., 1992, Palustrine carbonates and the Florida Everglades: toward an exposure index for the fresh-water environment: *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6): 1058-1071.
- Quade, J., Cerling, T.E., y Bowman, J.R., 1989, Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, United States: *Geological Society of America Bulletin*, v.101, p. 464-475.
- Rhan, P.H., 1996., *Engineering Geology, an environmental approach*. 2 Ed. Prentice Hall, 657p.
- Rodríguez-Aranda, J.P., Calvo, J.P., 1998, Trace fossils and ricoliths as a tool for sedimentological and palaeoenvironmental analysis of ancient continental evaporite successions: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140: 383-399.
- Rodríguez-Pimienta, M. (en preparación) Estudio Gravimétrico en el Valle de Potosí, Galeana, Nuevo León. Tesis de Licenciatura, Ingeniero Geofísico, Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L.
- Romeis, B. 1968, *Mikroskopische Technik*. R. Oldenbourg Verlag München. 757 p.
- Rosen, M.R., 1994, The importance of groundwater in playas: A review of Playa Classifications and the sedimentology and hydrology of playas. En Rosen M.R., ed., *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems*: Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 289. pp. 1-18.
- Rosenmeier, M.F., Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Martin, J.B., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Guilderson, T., 2002 a, Influence of vegetation on watershed hydrology: implications for paleoclimatic interpretation of lacustrine d18O Records: *Journal of Paleolimnology*, 27: 117-131.
- Rosenmeier, M.F., Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., 2002 b, a 4000 - Year lacustrine record of environmental change in the southern Maya Lowlands, Petén, Guatemala: *Quaternary Research*, 57, p. 183-190.

- Rossinsky, V., Swart, P.K., 1993, Influence of Climate on the Formation and Isotopic Composition of Calcretes. En: *Climate Change in Continental Isotopic Records: Geophysical Monograph 78*. 67-75.
- Ruiz, M.A.M., 1990 Zur Gliederung, Verbreitung und oekologischen Bewertung der Boeden in der Region von Linares, N.L. Mexiko. *Göttinger Beiträger zur Land - und Forstwirtschaft in den Tropen und Subtropen*, 56:119-143.
- Ruiz, M. M.A., Werner, J., 1997, Research into the Quaternary sediments and climatic variations in NE Mexico: *Quaternary International*, v. 43/44, pp. 145-151
- Sánchez, R., 1987, Cambios en la comunidad de *Pinus culminicola* Andersen & Beaman, en el Cerro Potosí, N. L. En *Boletín del Instituto de Geografía*, UNAM, México pp.65-73.
- Secor, D. H., Dean, J. M., Campana, S. E., 1995, Fish Otoliths: Faithful biological and environmental chronometers? En: *Recent developments in fish otolith research*. D.H. Décor; J.M. Dean; S. E. Campana, Eds. The Belle W. Baruch Library in Marine Science. No. 19. University of South Carolina Press, 735 p.
- Schwab, A., Locke, S. M., Dean, W. E., 1995, Ostracod $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ evidence of Holocene environmental changes in the sediments of two Minnesota lakes: *Journal of Paleolimnology*, 14, p. 281-296.
- Schoenherr, P., 1988, Litho-und Mikrobiostratigraphie der Mittel-und Oberkreide Nordmexiko (Alb. bis Campa.) Universität Hannover. 176 pp.
- Sears, P.B., Clisby, K., 1955, Palynology of Southern North America. IV. Pleistocene climate in Mexico.. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66: 511-520.
- Secretaría de Programación y Presupuesto -SPP- (1981) Síntesis Geográfica del Estado de Nuevo León. INEGI, México, D.F. 170 pp.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez F., Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 287. 153pp.
- Siegenthaler, U., y Eicher, U., 1986, Stable oxygen and carbon isotope analysis, En *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Ed: B.E. Berglund, John and Wiley & Sons, p 407-422.
- Smith, G.J., 1991 Continental paleoclimatic records and their significance. En Morrison R. B., Ed. *Quaternary Nonglacial Geology, Conterminous U.S.* Boulder Colorado. Geological Society of America, *The Geology of North America V K-2* – p 35-42.
- SSN: Servicio Sismológico Nacional. Sitio web: <http://www.ssn.unam.mx/>. Consultado el 29.04.01.
- Stephens, J.C., Allen, L.H., Chen, E., 1984, Organic Soil Subsidence. En: *Man-Induced Land Subsidence, Reviews in Engineering Geology*, vol. VI, Holzer, T.L., ed.: Geological Society of America p. 107-122.

- Stinnesbeck, W., 1992, Amonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior-Cenomaniano Inferior) en el área de Galeana, Nuevo León: *Rev. Soc. Mex. de Paleont.* 4(1):63-85.
- Talbot, M. R., 1988, The origins of lacustrine oil source rocks: evidence from the lakes of tropical Africa, in A.J. Fleet, K. Kelts, and M. R. Talbot, eds., *Lacustrine petroleum source rocks: Geological Society Special Publication 40*, p. 29-43.
- Talbot, M. R., Allen, P. A., 1996, Lakes. En: *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. H.G. Reading, Ed. Blackwell Science. 3rd Edition. p. 83-124.
- Tardy, M., 1972, Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras, Coahuila; distinción de las series Coahuilense y Parrense: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 33, p. 51-70.
- Teeri, J.A., y Stowe, L.G., 1976, Climatic patterns and distribution of C4 grasses in North America: *Oecologia*, v. 23, p. 1-12.
- Tieszen, L.L., Senyimba, M.M., Imbamba, S.K., Troughton, J.H., 1979, The distribution of C3 and C4 grasses and carbon isotope discrimination along an altitudinal and moisture gradient in Kenya: *Oecologia* 37, p. 337-350.
- Tissot, B.P., y Welte, D.H., 1984, *Petroleum formation and occurrence* 2nd Ed: Berlin, Springer Verlag, 669 pp.
- Tucker M.E., Wright V.P. (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford 424 pp.
- Werner, J., 1996, *Introducción a la Hidrogeología*. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. 1^{ed}. 174 pp.
- Wolter, K., 1988, *Geologische Kartierung (1:10 000) des Ober-Jura und der Unter-Kreide im Raum nordwestlich San Lucas /Galeana (Sierra Madre Oriental, Mexiko)*. Dipl.Arb.TU - Clausthal: 71 S. (no.pub.)
- 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., 1986, Pleistocene climates and endemism in the Chihuahuan Desert flora. *Chihuahuan Desert -U.S. and Mexico*, III, pp.1-19.
- Van Geel, B. S., 1981, Application of fungal and algal remains and other microfossils in palynological analyses. En: *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. B.E. Berglund (Ed). John Willey & Sons. 869 pp.
- Van Geel, B. S., Bohncke, J. P., Dee, H., 1981, A palaeoecological study of an Upper Late Glacial and Holocene sequence from "De Borchert", The Netherlands: *Review of Paleobotany and Palynology*. 31:367-448.

- Verdín, H., 1960, Vorschläge zu einer international einheitlichen Darstellung auf lithologischen, tektonischen und hydrogeologischen Zeichnungen und Karten. Geol. Mitt. Band1, FET 1, S.1-120 mit 32 Bildseiten, Aachen.
- Xelhuantzi-López, M.S., 1994^a, Estudio palinológico de cuatro sitios ubicados en la cuenca de Zacapu: fondo de ciénega, contacto lomas-ciénega, pantano interno y loma alta. Cuadernos de Estudios Michoacanos 6, 81-93.
- Yu, Z., McAndrews, J.H., Eicher, U., 1997, Middle Holocene dry climate caused by change in atmospheric circulation patterns: Evidence from lake levels and stable isotopes: *Geology*, v.25 no. 3, p. 251-254.

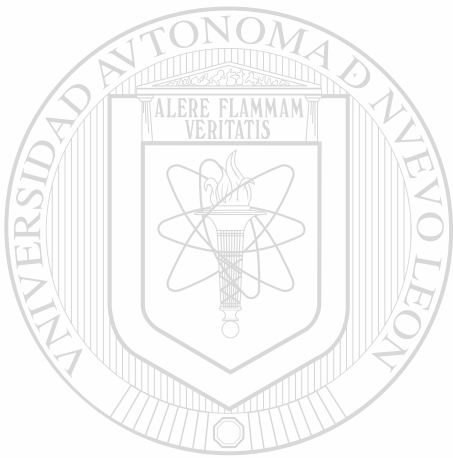


UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



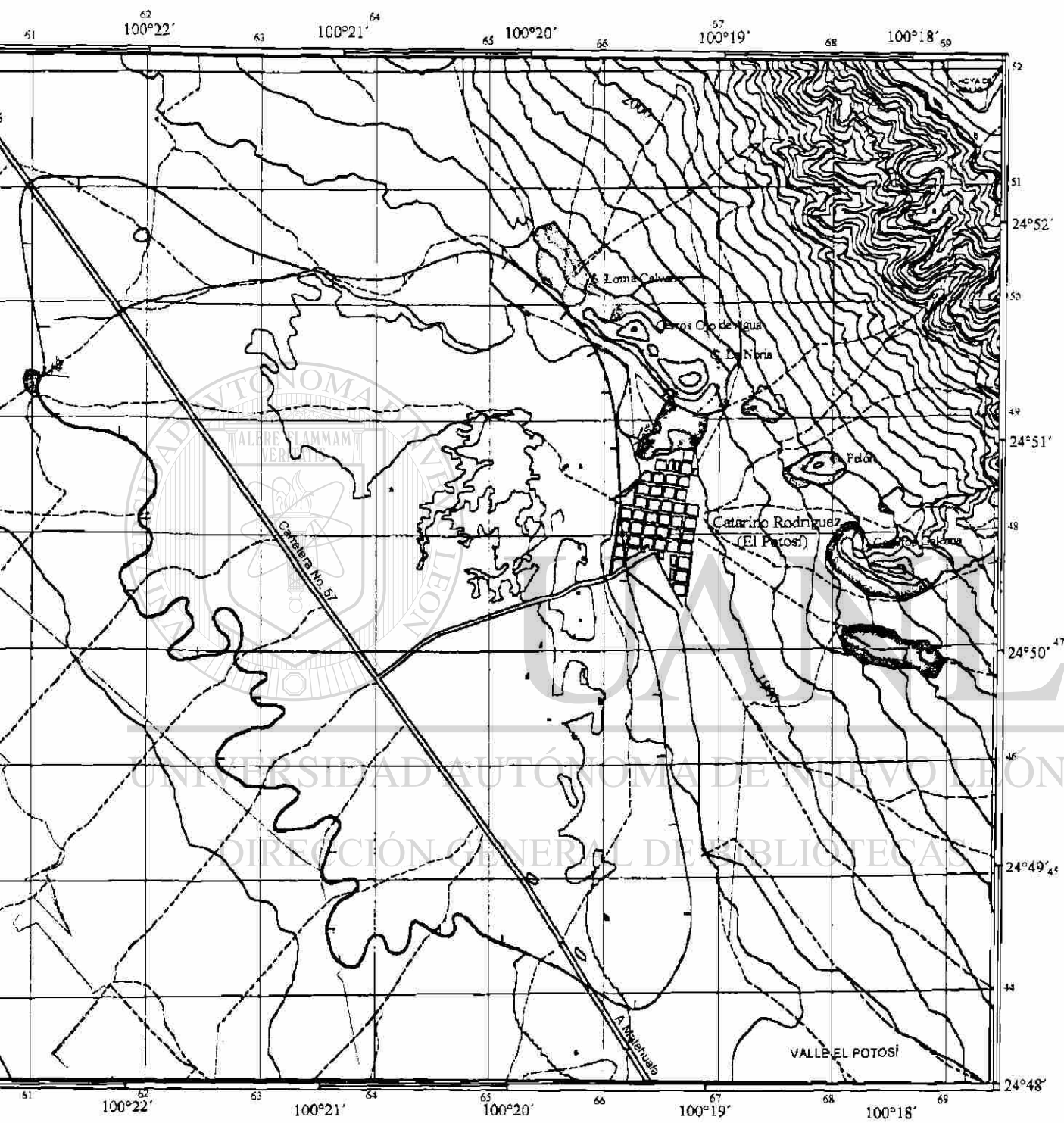
Anexos

UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

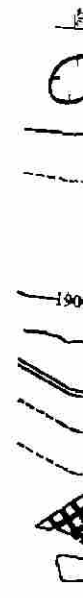
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

®

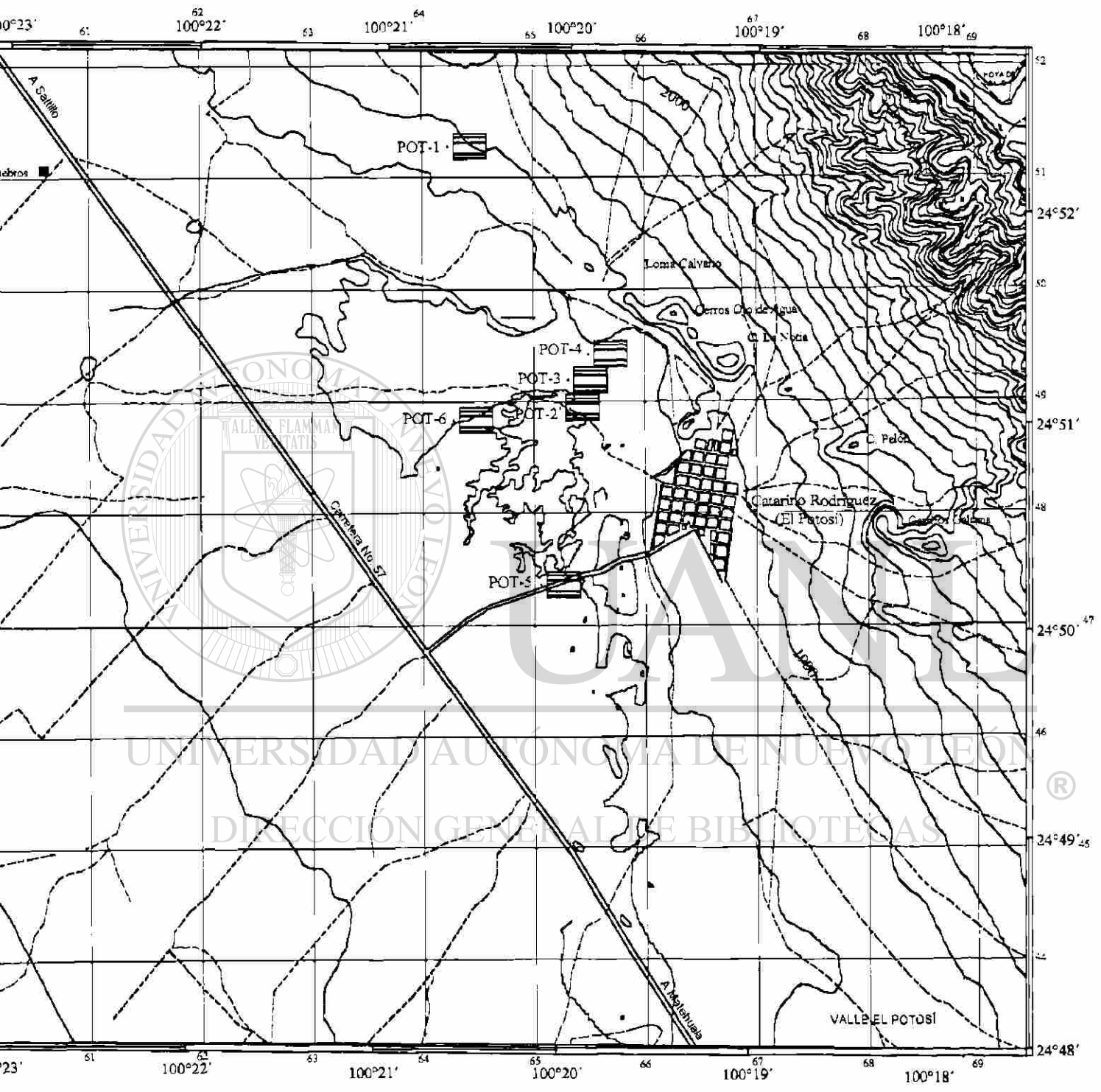


Topografía digitalizada de CETENAL-INEGI, 1975. Cartas La Paz G14C65 y Galeana G14C565, Escala 1:50,000. SYG.

Cenozoico	Cuaternario
Mesozoico	Cretácico



Univ
C



Topografía digitalizada de CETENAL-INEGI, 1975 Cartas La Paz G14C55 y Galeana G14C585, Escala 1:50,000. SYG.

Anexo 3

Metodología del preparado de muestras para el Análisis Palinológico

La preparación de muestras para análisis de polen se hizo considerando la metodología de Fægri e Iversen (1992), adaptada por Hölzer y Amezcua para el análisis de muestras del Potosí –Los Enebros.

- Tratamiento con HCl - Defloculación y eliminación de CaCO_3 .

En la mayoría de los casos HCl al 10% en frío, es suficiente para remover los carbonatos, éste es agregado a los 2 gr. de muestra. La espuma formada durante la reacción es controlada con gotas de alcohol al 96%. Si el Ca no es removido, forma un precipitado negro insoluble que puede destruir la preparación.

- Tratamiento con KOH - Ácidos húmicos

Los ácidos húmicos (por ejemplo, coloides orgánicos insaturados) son removidos al hervir con KOH al 10% o (NaOH). La concentración de KOH no debe exceder el 10%. Hervir por un periodo prolongado (mas de 5 min.) ataca la exina de algunas especies. Si la muestra contiene demasiados ácidos húmicos, el fluido resultante será de un color café oscuro a negro, por lo que se debe repetir el tratamiento para removerlo.

- Tamizado – Eliminación de partículas de gran tamaño

Para tamizar, las muestras deben ser agitadas inmediatamente después de haber sido hervidas con KOH y pasadas por un tamiz de 0.2 mm. La suspensión fina obtenida contendrá los granos de polen, la cual se centrifuga. El centrifugado se realiza durante 5 minutos a 3,000 rpm (Hölzer, com. pers.)

- Tratamiento en frío con HF- Remoción de Silicatos

Colocar el residuo obtenido del tratamiento con KOH en un contenedor de plástico y agregar HF® 10%. Dejar 24 horas o más. Mezclar ocasionalmente. Centrifugar. Calentar con HCL 10%, sin hervir, para remover coloides de SiO_2 y flourosilicatos. Centrifugar mientras aun este caliente. Lavar repetidamente con agua destilada hasta neutralizar.

La conservación de las muestras lavadas se realiza colocando material obtenido del tratamiento con HF en un frasco con glicerina. Para el conteo y descripción del contenido polínico, se coloca una cantidad de la muestra anteriormente mencionada en un portaobjetos, mezclándola con glicerina gelatinizada (ver Romeis, 1968), colocando un cubreobjetos y sellando los extremos con una mezcla de resina y lanolina.

POTOSI 3					ENEBROS				
Sample Name	Run	Port	d13C VPDB	d18O VPDB	Sample Name	Run	Port	d13C VPDB	d18O VPDB
POT60-70	10348	6	-3.81	-3.45	ENE40-50	10321	9	-5.34	-2.41
POT80-90	10347	5	-5.46	-5.04	ENE50-60	10317	5	-5.60	-1.56
POT100-110	10349	7	-4.34	-6.52	ENE60-70	10318	6	-4.38	-1.04
POT120-130	10350	8	-4.01	-6.05	ENE70-80	10319	7	-5.26	-1.17
POT140-150	10351	9	-5.11	-5.71	ENE80-90	10320	8	-3.76	-2.18
POT160-170	10352	10	-4.38	-3.33	ENE110-120	10322	10	-3.75	-5.73
POT180-190	10353	11	-3.92	-3.81	ENE130-140	10323	11	-4.34	-5.07
POT200-210	10354	12	-4.93	-4.39	ENE180-190	10324	12	-4.26	-5.10
POT220-230	10355	13	-4.37	-1.35	ENE260-270	10325	13	-3.34	-6.76
POT240-250	10356	14	-5.11	-4.05	ENE270-280	10326	14	-3.66	-7.29
POT260-270	10360	18	-4.63	-1.88	ENE320-330	10330	18	-3.34	-7.33
POT280-290	10361	19	-4.01	-2.76	ENE330-340	10331	19	-3.61	-6.28
POT300-310	10362	20	-1.25	2.58	ENE340-350	10332	20	-4.58	-7.48
POT320-330	10363	21	1.15	1.10	ENE350-360	10333	21	-4.44	-6.64
POT460-470	10364	22	-1.80	-2.24	ENE360-370	10334	22	-4.22	-7.25
POT470-480	10365	23	-2.99	-5.89	ENE370-380	10385	14	-4.25	-6.19
POT500-510	10366	24	-3.43	-5.10	ENE380-390	10379	8	-5.11	-8.70
POT510-520	10367	25	-1.91	-3.24	ENE390-400	10380	9	-3.70	-7.56
POT520-530	10368	26	-0.08	-2.55	ENE400-410	10381	10	-4.06	-8.02
POT540-550	10376	5	-1.79	-4.04	ENE410-420	10382	11	-2.96	-5.12
POT560-570	10377	6	-1.92	-2.91	ENE420-430	10335	23	-3.26	-7.93
POT570-580	10378	7	-3.06	-5.31	ENE430-440	10336	24	-3.19	-7.78
POT630-640	10384	13	-4.21	-3.20	ENE440-450	10337	25	-4.82	-6.64
POT640-650	10383	12	-2.40	-2.87	ENE450-460	10338	26	-3.10	-6.61
					ENE460-470	10339	27	-3.27	-6.14

IRMS-MP März 2002,

Std. NBS 19

Limstone

$\delta^{13}\text{C} = 1.95$ [Promille], $\delta^{18}\text{O} = -2.2$ [Promille]

ANEXO 4.- Datos de isótopos estables de oxígeno y carbono de las secciones Potosí 3 y Enebras. Realizados en el Laboratorio de Espectrometría, Departamento de Geoquímica Universidad de Karlsruhe, Alemania, Marzo, 2002.

Potosí2

Sample	PC (%)	RC (%)	TOC (%)	MINC (%)	HI (mg HC/g TOC)	OI (mg CO2/g TOC)	Tmax (°C)	S1 (mg HC/g)	S2a (mg HC/g)	S2b (mg HC/g)	S3	(\$1+S2a)/S2b	Reptype	Quant	Cycl#	CyclT	Sample Date	File
12100	7.86	37.68	45.54(7.065)03066+D75	3.27	132	174	330	9.72	25.25	34.91	79.35	1.00	Analysis	41.9	Default	03/13/01 17:04	077_11_r00	
12101	11.76	35.66	47.42	2.43	214	148	334	16.97	44.30	57.25	70.41	1.07	Analysis	41.3	Default	03/14/01 08:41	077_12_r00	
12102	0.07	0.84	1.01	10.79	32	170	366	0.00	0.05	0.28	1.72	0.18	Analysis	50.3	Default	03/14/01 14:19	077_13_r00	
12103	0.22	2.48	2.66	9.30	48	159	381	0.00	0.17	1.13	4.27	0.15	Analysis	50.8	Default	03/14/01 15:14	077_14_r00	
12104	0.23	3.75	3.98	10.46	92	118	357	0.00	0.12	1.15	4.88	0.10	Analysis	50.1	Default	03/14/01 16:30	077_15_r00	
12105	0.13	0.85	0.98	7.81	18	426	368	0.00	0.01	0.17	4.19	0.06	Analysis	50.9	Default	03/14/01 17:04	077_16_r00	
12106	1.74	7.68	9.40	2.35	182	104	354	0.66	1.71	15.41	9.74	0.15	Analysis	40.2	Default	03/14/01 18:41	077_17_r00	
12107	1.20	16.57	16.37	2.19	76	116	357	0.59	1.82	12.17	21.77	0.20	Analysis	40	Default	03/14/01 18:51	077_18_r00	
12108	0.60	3.02	3.92	8.39	146	153	361	0.14	0.89	4.60	5.53	0.18	Analysis	51.1	Default	03/14/01 20:52	077_19_r00	
12109	1.89	10.92	12.81	1.43	132	115	351	1.00	2.09	14.89	14.78	0.21	Analysis	37	Default	03/14/01 21:03	077_20_r00	
12110	2.04	8.97	11.01	6.33	173	140	354	0.55	2.85	16.35	15.39	0.20	Analysis	50.8	Default	03/14/01 21:46	077_21_r00	
12111	3.17	11.46	14.64	3.23	210	128	358	1.26	5.01	25.75	18.95	0.24	Analysis	40.8	Default	03/14/01 22:15	077_22_r00	
12112	0.56	3.88	4.44	11.22	97	161	354	0.05	0.44	3.98	7.15	0.13	Analysis	50.1	Default	03/14/01 23:42	077_24_r00	
12113	5.08	33.23	38.32	3.15	80	217	360	3.34	8.81	21.88	83.02	0.56	Analysis	40.4	Default	03/14/01 24:28	077_25_r00	

Potosí3

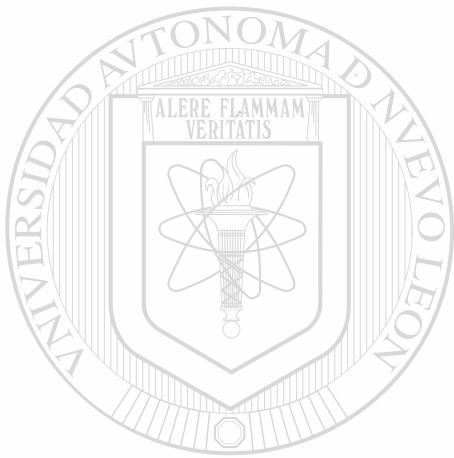
Sample	PC (%)	RC (%)	TOC (%)	MINC (%)	HI (mg HC/g TOC)	OI (mg CO2/g TOC)	Tmax (°C)	S1 (mg HC/g)	S2a (mg HC/g)	S2b (mg HC/g)	S3	(\$1+S2a)/S2b	Reptype	Quant	Cycl#	CyclT	Sample Date	File
12114	0.87	4.23	5.20	10.25	143	202	365	0.83	2.45	4.98	10.48	0.66	Analysis	50.3	Default	03/14/01 24:27	077_26_r00	
12115	0.83	3.46	4.08	10.17	118	174	368	0.41	1.32	3.51	7.13	0.48	Analysis	50.1	Default	03/14/01 03:43	077_27_r00	
12116	0.10	0.37	0.47	10.33	115	382	355	0.00	0.07	0.47	1.84	0.19	Analysis	70	Default	03/14/01 04:19	077_28_r00	
12117	0.04	0.08	<0.1	11.05	16	910	373	0.00	0.00	0.01	1.33	0.00	Analysis	70	Default	03/14/01 05:34	077_29_r00	
12118	0.03	0.09	0.13	10.99	18	990	370	0.00	0.00	0.02	1.14	0.00	Analysis	70.1	Default	03/14/01 06:36	077_30_r00	
12119	0.03	0.06	0.11	10.57	80	213	370	0.00	0.13	0.43	1.13	0.00	Analysis	71.2	Default	03/14/01 03:57	077_31_r00	
12120	0.09	0.61	0.59	7.26	90	680	375	0.00	0.06	0.28	1.48	0.29	Analysis	50.1	Default	03/14/01 11:32	077_32_r00	
12121	0.07	0.17	0.24	11.57	141	141	375	0.00	0.00	0.06	1.69	0.19	Analysis	66.1	Default	03/14/01 18:08	077_35_r00	
12122	0.04	0.03	<0.1	11.67	9	831	383	0.00	0.00	0.06	1.24	0.00	Analysis	69.4	Default	03/14/01 19:06	077_36_r00	
12123	0.04	0.04	<0.1	10.86	132	247	382	0.00	0.00	0.02	1.25	0.00	Analysis	69.9	Default	03/14/01 20:49	077_37_r00	
12124	0.03	0.01	<0.1	11.50	196	120	355	0.00	0.00	0.00	0.92	0.00	Analysis	66.2	Default	03/14/01 21:45	077_38_r00	
12125	0.04	0.06	<0.1	9.70	206	124	363	0.00	0.00	0.00	1.42	0.00	Analysis	66.3	Default	03/14/01 21:46	077_39_r00	
12126	0.01	0.01	<0.1	2.69	9	831	383	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	Analysis	69.8	Default	03/14/01 22:57	077_40_r00	
12127	0.03	0.09	0.12	8.41	132	247	382	0.00	0.00	0.01	0.89	0.00	Analysis	69.9	Default	03/14/01 23:44	077_41_r00	
12128	0.11	0.51	0.62	7.77	186	120	355	0.00	0.23	0.60	1.54	0.38	Analysis	70.3	Default	03/14/01 08:37	077_42_r00	
12129	3.17	14.66	18.07	2.85	206	124	363	1.06	4.49	25.56	21.60	0.22	Analysis	70.8	Default	03/14/01 01:40	077_43_r00	
12130	3.18	11.86	15.04	5.38	231	145	360	1.13	5.84	25.10	18.81	0.26	Analysis	67	Default	03/14/01 03:28	077_44_r00	
12131	1.27	4.09	5.38	8.78	231	145	360	0.36	1.85	10.82	7.79	0.21	Analysis	70.2	Default	03/14/01 04:10	077_45_r00	

ANEXO 5. Resultados de la Pirólisis Rock-Eval 6 en las secciones Potosí 2 y Potosí 3, realizados en el Departamento de Geoquímica

12061	0.08	0.32	0.41	10.83	84	521	376	0.00	0.09	0.26	2.12	0.33	Analysis	67.3	Default	Bulk Rock	00230010091	077_47.00
12062	0.06	0.18	0.22	10.86	36	687	375	0.00	0.02	0.06	1.55	0.33	Analysis	66.8	Default	Bulk Rock	00230010090	077_46.00
12063	0.05	0.15	0.20	9.88	49	765	376	0.00	0.03	0.09	1.50	0.50	Analysis	66.2	Default	Bulk Rock	00230010088	077_49.00
12064	0.06	0.18	0.24	10.17	54	692	388	0.00	0.03	0.10	1.66	0.33	Analysis	66.5	Default	Bulk Rock	00230010081	077_50.00
12065	0.03	0.08	<0.1	10.80				0.00	0.00	0.00	1.18		Analysis	68.0	Default	Bulk Rock	00230010082	077_51.00
12066	0.02	0.02	<0.1	8.18				0.00	0.00	0.00	0.87		Analysis	67.4	Default	Bulk Rock	00230010083	077_52.00
12067	0.01	0.01	<0.1	11.58				0.00	0.00	0.00	0.47		Analysis	68	Default	Bulk Rock	00230010089	077_53.00
12068	0.01	0.01	<0.1	10.87				0.00	0.00	0.00	0.27		Analysis	66.7	Default	Bulk Rock	00230010086	077_54.00
12069	0.01	0.02	<0.1	11.40				0.00	0.00	0.00	0.47		Analysis	66.5	Default	Bulk Rock	00230010087	077_55.00
12070	0.01	0.03	<0.1	10.01				0.00	0.00	0.00	0.54		Analysis	66.2	Default	Bulk Rock	00230010084	077_56.00
12071	0.02	0.03	<0.1	11.58				0.00	0.00	0.00	0.71		Analysis	66.9	Default	Bulk Rock	00230010085	077_57.00
12072	0.03	0.05	<0.1	11.12				0.00	0.00	0.00	1.21		Analysis	70.5	Default	Bulk Rock	00230010108	077_59.00
12073	0.01	0.03	<0.1	12.48				0.00	0.00	0.00	0.43		Analysis	68	Default	Bulk Rock	00230010088	077_60.00
12074	0.01	0.03	<0.1	11.55				0.00	0.00	0.00	0.26		Analysis	70.9	Default	Bulk Rock	00230010083	077_61.00
12075	0.01	0.03	<0.1	12.31				0.00	0.00	0.00	0.37		Analysis	67.6	Default	Bulk Rock	00230010086	077_62.00
12076	0.02	0.05	<0.1	11.24				0.00	0.00	0.00	0.79		Analysis	70.6	Default	Bulk Rock	00230010106	077_63.00
12077	0.01	0.07	<0.1	10.86				0.00	0.00	0.00	0.52		Analysis	70.2	Default	Bulk Rock	00230010089	077_64.00
12078	0.10	0.48	0.56	9.64	137	223	354	0.07	0.10	0.67	1.24	0.14	Analysis	67.2	Default	Bulk Rock	00230020068	077_65.00
12079	0.76	2.18	2.86	10.36	235	215	383	0.17	1.25	5.68	6.35	0.25	Analysis	67.5	Default	Bulk Rock	00230020064	077_66.00
12080	0.33	0.85	1.19	11.92	230	322	354	0.03	0.31	2.43	3.82	0.14	Analysis	69.8	Default	Bulk Rock	00230020062	077_67.00
12081	0.34	0.77	1.11	11.44	283	248	352	0.04	0.36	2.79	2.76	0.14	Analysis	68	Default	Bulk Rock	00230020061	077_68.00

Enebro

ANEXO 5'. Resultados de la Pirólisis Rock-Eval 6 en la sección Enebro, realizados en el Departamento de Geoquímica de la Universidad de Neuchâtel, Suiza, Marzo 2002.



Natalia Amezcua
n_amezcua@gmx.net

UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

