

00377
2



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS
BIOLÓGICAS

Instituto de Geología

ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y
PALEONTOLOGÍA DE UNA PORCIÓN DE LA
FORMACIÓN PIE DE VACA, TEPEXI DE
RODRÍGUEZ, PUEBLA

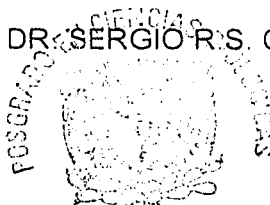
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE
MAESTRO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS
(SISTEMÁTICA)

PRESENTA:
HUGO BRUNO BERARDI CAMPESI

DIRECTOR DE TESIS: DR. SERGIO R. S. CEVALLOS FERRIZ

MÉXICO, D.F.



NOVIEMBRE 2003

COORDINACIÓN

A



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



POSGRADO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS COORDINACIÓN

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

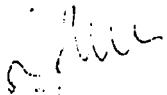
Ing. Leopoldo Silva Gutiérrez
Director General de Administración Escolar, UNAM
Presente

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la reunión ordinaria del Comité Académico del Posgrado en Ciencias Biológicas, celebrada el día 31 de octubre de 2003, se acordó poner a su consideración el siguiente jurado para el examen de grado de Maestría en Ciencias Biológicas (Sistemática) del alumno(a) **Beraldi Campesi Hugo Bruno**, con número de cuenta 95597676, con la tesis titulada: "**Estratigrafía, sedimentología y paleontología de una porción de la formación Plé de Vaca, Tepexi de Rodríguez, Puebla**", bajo la dirección del(a) **Dr. Sergio Rafael S. Cevallos Ferriz**.

Presidente:	Dra. Ana Luisa Carreño
Vocal:	Dra. Elena Centeno García
Secretario:	Dr. Sergio Rafael Cevallos Ferriz
Suplente:	Dr. Luis Alejandro Novelo Retana
Suplente:	Dr. José Ramón Hernández Santana

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D.F., a 18 de noviembre de 2003.


Dr. Juan José Morrone Lupi
Coordinador del Programa

c.c.p. Expediente del interesado

B

Reconocimiento a los patrocinadores y tutores:

Este trabajo pudo realizarse gracias al apoyo económico otorgado al autor, por parte de la Dirección General de Estudios de Posgrado (DGEP), quien suministró un complemento de beca durante los semestres 2002-1 a 2003-2, a partir de Septiembre del 2001. Asimismo al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), quien suministró una beca de manutención (No. De registro 167114) durante las fechas antes mencionadas. Cabe mencionar que los montos destinados al material y recursos pertinentes para la realización en campo de este trabajo, fueron otorgados por la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA), bajo el proyecto IN 208500, a cargo del Dr. Sergio R. S. Cevallos Ferriz, con la cooperación del Instituto de Geología de la UNAM.

El autor agradece a la Dirección General del Posgrado en Ciencias Biológicas de la UNAM y a la Dirección General de Estudios de Posgrado, mediante quienes se obtuvieron beneficios para realizar una estancia en el extranjero, así como apoyo económico para la impresión del presente trabajo.

Agradezco a los revisores de la tesis, Dr. Sergio R. S. Cevallos Ferriz (tutor principal, del Instituto de Geología), Dra. Elena Centeno García (tutor secundario, del Instituto de Geología), Dr. Alejandro Novelo Retana (tutor secundario, del Instituto de Biología), Dra. Ana Luisa Carreño (tutor externo, del Instituto de Geología) y Dr. José Ramón Hernández Santana (tutor externo del Instituto de Geografía), quienes aportaron valiosas sugerencias y comentarios para enriquecer este trabajo.

Atentamente.

Hugo Beraldi Campesi

C

ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y PALEONTOLOGÍA DE UNA PORCIÓN DE LA FORMACIÓN PIE DE VACA, TEPEXI DE RODRÍGUEZ, PUEBLA

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la
UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el
contenido de mi trabajo recepcional.
NOMBRE: HUGO BERALDI
FECHA: NOV - 2003
FIRMA: [Firma]

"La geología y la paleontología son como la música: no son indispensables para vivir, pero
menos mal que existen"

Hugo Beraldi

D

INDICE

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
Objetivo	5
GEOLOGÍA REGIONAL	5
MATERIAL Y MÉTODO	5
Descripción geográfica	6
Estratigrafía	6
Sedimentología	7
Paleontología	8
RESULTADOS	8
Estratigrafía	8
Descripción de columnas	9
Columna 1	9
Columna 2	17
Sedimentología	19
Descripción de facies	19
Asociación de facies	26
Paleontología	31
Líneas de costa	34
DISCUSIÓN	34
Estratigrafía	34
Sedimentología	36
Paleontología	41
REFERENCIAS	46
AGRADECIMIENTOS	49
ANEXO I	50
ANEXO II	52

APÉNDICE I. Figura de columnas estratigráficas (se anexa por separado).

APÉNDICE II. Figura de distribución vertical de facies (se anexa por separado).

E

RESUMEN

Se presentan datos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos de un afloramiento de edad Eoceno-Oligoceno de la Formación Pie de Vaca, aquí llamado Sección Axamilpa, ubicado a 2 km al NNE del poblado de Tepexi de Rodríguez, en el estado de Puebla, México. Corresponde a un corte vertical ubicado junto al río Axamilpa, el cual expone una sección de 55 m de espesor. La secuencia pasa de sedimentos detríticos en la base (conglomerados y areniscas) a una zona de transición (areniscas y margas), finalizando, hacia la cima, con carbonatos, yesos, margas y esporádicos aportes de terrígenos. Con base en un análisis de facies y sus respectivas asociaciones, la sección se interpreta como un sistema inicialmente aluvial-fluvial, donde la retrogradación de los abanicos aluviales propicia una zona de transición aluvial-lacustre, finalizando con el establecimiento de condiciones lacustres. Por el tipo de litología, se infiere que el lago era somero y alcalino, incluso salino, que se estableció en una zona con clima árido a semiárido, caracterizado por altas tasas de evaporación y prolongados periodos de desecación, lo que generaba variaciones del nivel del agua y del gradiente energético. Del registro fósil de los icno-, micro- y microfósiles encontrados (icnitas, galerías, ostrácodos, raíces, hojas, algas, estromatolitos y oncolitos), las icnitas de vertebrado (Artiodáctilos) y los ostrácodos ocurren en varios niveles de la secuencia. Esta biota parece ser constante en el tiempo que duró el lago, e incluso algunos elementos de la flora fósil están actualmente presentes en la región. Algunas plantas fósiles, por sus características, apoyan la interpretación sedimentológica de que se desarrollaron en zonas áridas o semiáridas. Tepexi pudo haber funcionado como un paso migratorio o punto de dispersión para los artiodáctilos (interpretados como camélidos), lo cual puede llegar a tener implicaciones biogeográficas, dadas las dispersiones de estos organismos hacia Sudamérica a finales del Paleógeno.

ABSTRACT

Stratigraphical, sedimentological and paleontological data from an Eocene-Oligocene outcrop of the Pie de Vaca Formation, named here as Sección Axamilpa, are presented. The outcrop is located 2 km NNE from the town of Tepexi de Rodríguez, in Puebla, Mexico. It corresponds to a vertical cliff next to the Axamilpa river, exposing a 55 m-thick section. From the base, the sequence goes through clastic sediments (conglomerates and sandstones), continuing with a transition zone (sandstones and marls), ending, at the top, with carbonates, gypsum, marls, and scarce terrigenous sediments. Based on a facies analysis and its associations, the section is interpreted as an alluvial-fluvial system in its initial stage, where the retrogradation of the alluvial fans gives place to a transition alluvial-lacustrine zone, finishing with a dominant lacustrine setting. From the lithology, the lake is inferred to be shallow and alkaline, even saline, established in an arid or semiarid weather area, characterized by high evaporation rates and long dry seasons, causing water level and energy input variations. From the icno-, micro- and microfossil record (icnites, galleries, ostracods, roots, leaves, algae, stromatolites and oncolites), it can be observed that vertebrate footprints (Artiodactyls) and ostracods occur in several levels of the section. These biota appear to be constant throughout the time the lake endured, and even some elements of the fossil flora are still present in the area. The characteristics of some of the plant fossils support the sedimentological interpretation of an arid or semiarid climate. Tepexi could have functioned as a migratory passage or a dispersion point for artiodactyls (interpreted as camelids), which could have biogeographical significance, due to their having spread throughout South America by the end of the Paleogene.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

**TESIS
CON
FALLA DE
ORIGEN**

INTRODUCCIÓN

En la década de 1980, la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, adquirió interés para la ciencia a partir del descubrimiento de un yacimiento con fósiles cretácicos en la cantera de Tlayúa, los cuales impactaron por su excelente conservación y gran abundancia (Applegate *et al.*, 1984; Applegate, 1987). Al mismo tiempo fue anunciada la presencia de un estrato calcáreo con huellas fósiles parecidas a pisadas de vaca, en una localidad llamada Pie de Vaca, cercana a la cantera de Tlayúa, que atrajo aún más a la comunidad científica. Con la finalidad de dar un marco geológico a los hallazgos paleontológicos de la cantera de Tlayúa y áreas adyacentes, se levantaron secciones estratigráficas y se describieron por primera vez las formaciones de Tlayúa, Pie de Vaca (en adelante FPV) y Agua de Luna (Pantoja-Alor *et al.*, 1988). Mientras tanto, nuevas localidades fosilíferas estaban siendo prospectadas, con la participación de la familia Aranguthy, quienes conocían desde hace tiempo las localidades. A principios de la década de 1990 comenzaron a estudiarse plantas fósiles de Los Ahuehuetes, localidad ubicada a 2.5 km al N de la localidad Pie de Vaca (Fig. A), que fue relacionada desde el inicio con la FPV e interpretada como de origen lacustre o fluvial de baja energía (Magallón-Puebla, 1994a). Simultáneamente, daban a conocerse los resultados de la cronoestratigrafía de las secuencias cenozoicas de la región de Tepexi, con base en estudios palinológicos (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999), los cuales, aunados al registro paleobotánico, confirmaban una edad Eoceno-Oligoceno para los depósitos de la FPV y los sedimentos de la localidad Ahuehuetes.

Desde un inicio, la FPV fue interpretada como de origen fluvio-lacustre (Buitrón y Malpica-Cruz, 1987; Pantoja-Alor *et al.*, 1988), lo cual fue confirmado posteriormente (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999; Silva-Romo *et al.*, 2000). Su registro fósil era conocido principalmente por la localidad Pie de Vaca y otras localidades cercanas, donde se han estudiado huellas (icnitas) de Artiodáctilos, y específicamente de camélidos, junto con otras de felinos, cérvidos, proboscídeos, reptiles y el esqueleto de un flamenco (Cabral-Perdomo, 1995, 1996). Asociados a la misma Formación, varios conjuntos de palinomorfos (polen, esporas, algas) se han descrito de la región (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999; Carranza, 2001; Claudia Carranza, com. pers. 2003). De la localidad Los Ahuehuetes se han descrito flores, frutos, semillas, hojas, una pluma, un hongo macroscópico y fragmentos de peces (Magallón-Puebla, 1994a; Magallón-Puebla y Cevallos-Ferriz, 1993, 1994b, 1994c; Ramírez-Garduño y Cevallos-Ferriz, 1997; Rodríguez de la Rosa y Cevallos-Ferriz, 1998; Velasco y Cevallos-Ferriz, 2000; Calvillo-Canadell y Cevallos-Ferriz, 2002). Otros fósiles de la región, comprenden maderas (actualmente en estudio, Cevallos, com. Pers. 2003), estromatolitos y ostrácodos.

Actualmente la delimitación geográfica de la FPV es incierta; no obstante, los trabajos paleontológicos que asocian localidades fosilíferas a la Formación, extienden su área de distribución hasta las localidades de Chigmecatillán, Punto Tríplice (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999), Puente Atoyac, Zacapala (Carranza, 2001) Mimiapan, Cuayuca y Zaragoza (Claudia Carranza, com. pers. 2003), Ahuehuetes (Magallón-Puebla, 1994a), Pie de Vaca y Tlayúa (Pantoja-Alor *et al.*, 1988) (Fig. A). Otros investigadores que han trabajado a escalas más amplias sugieren que los depósitos lacustres de la FPV se extienden mucho más al sur, hasta la zona de Tehuiztzingo (Silva-Romo, com. pers. 2002), lo cual no ha sido confirmado aún.

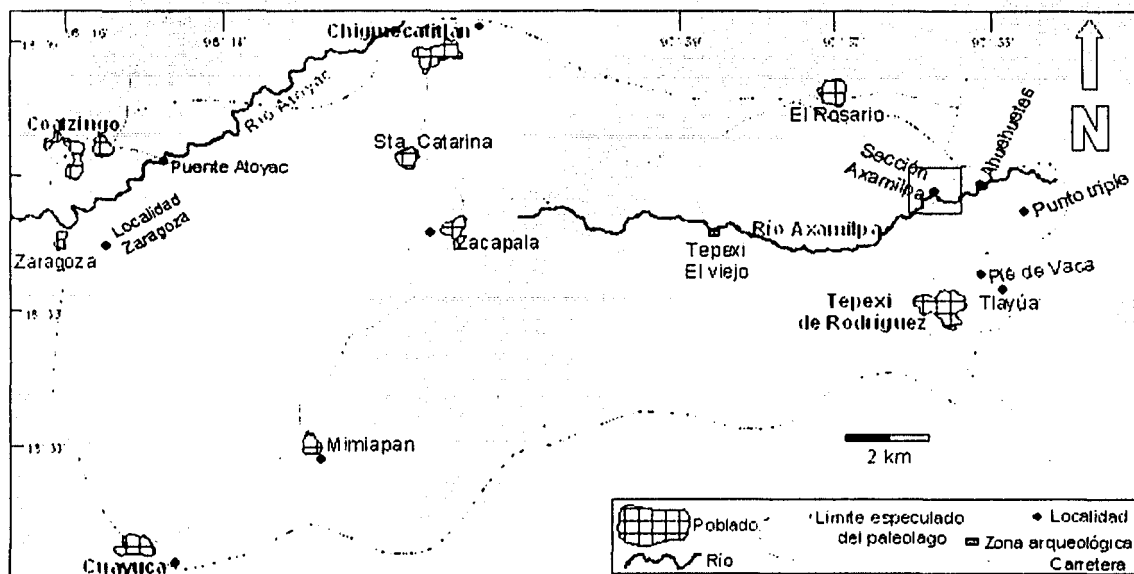


Fig. A. Mapa regional de la zona de Tepexi de Rodríguez y las principales localidades mencionadas en el texto.

Para delimitar la cuenca y entender su historia, es necesario conocer la relación espacial de las rocas que afloran en la región, lo que equivale a levantar secciones estratigráficas y correlacionarlas entre sí. Para ello, el reconocimiento de facies y el contenido fósil son de gran utilidad, pues además de fungir como eslabones entre las distintas localidades, aportan información sobre los ambientes de depósito, aspectos climáticos y ecológicos. La poca o mucha información que pueda obtenerse de una sección estratigráfica, depende en gran medida de la calidad del afloramiento. En este sentido, la tarea de medir el espesor de las rocas, recolectar muestras u observar detalles como por ejemplo la composición de los clastos, las estructuras primarias, el contenido fósil o la porosidad, se ve facilitada cuando el afloramiento está bien expuesto y las rocas que lo conforman pueden ser accesadas sin dificultad. Si además de eso la sección aflora de manera continua, sin interrupciones por fallas, erosión, cubierta vegetal, etc., la secuencia de eventos sedimentarios estará relativamente mejor representada que aquellas de carácter discontinuo.

Una localidad con afloramientos bien expuestos ocurre a poca distancia de la localidad Los Ahuehuetes, al N del poblado de Tepexi de Rodríguez, junto al Río Axamilpa, y es aquí denominada Sección Axamilpa (SA) (Fig. B, 1 y 2). Los primeros datos estratigráficos de la SA aparecen en una columna estratigráfica sintética, medida por Silva-Romo y González-Torres (Calvillo-Canadell y Cevallos-Ferriz, 2002) con la finalidad de representar la relación temporal entre las rocas de la SA y Ahuehuetes (denominados por ellos Unidad Pie de Vaca y Unidad Ahuehuetes, respectivamente), más que la descripción detallada de los mismos.

La SA había sido previamente referida como la base de la sección estratigráfica de la localidad Los Ahuehuetes (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999). Así mismo, Silva-Romo y González-Torres, aunque la consideran una unidad independiente de Ahuehuetes, no marcan discontinuidad alguna, sugiriendo que existe continuidad entre ambas unidades. Estos autores denominan Formación Coatzingo al conjunto de las Unidades Pie de Vaca, Ahuehuetes y Axamilpa (Calvillo-Canadell y Cevallos-Ferriz, 2002). En este trabajo, la Sección Axamilpa es considerada como parte de la Formación Pie de Vaca, dado que la Formación Coatzingo y sus respectivas Unidades aún no han sido descritas formalmente.

Figura B

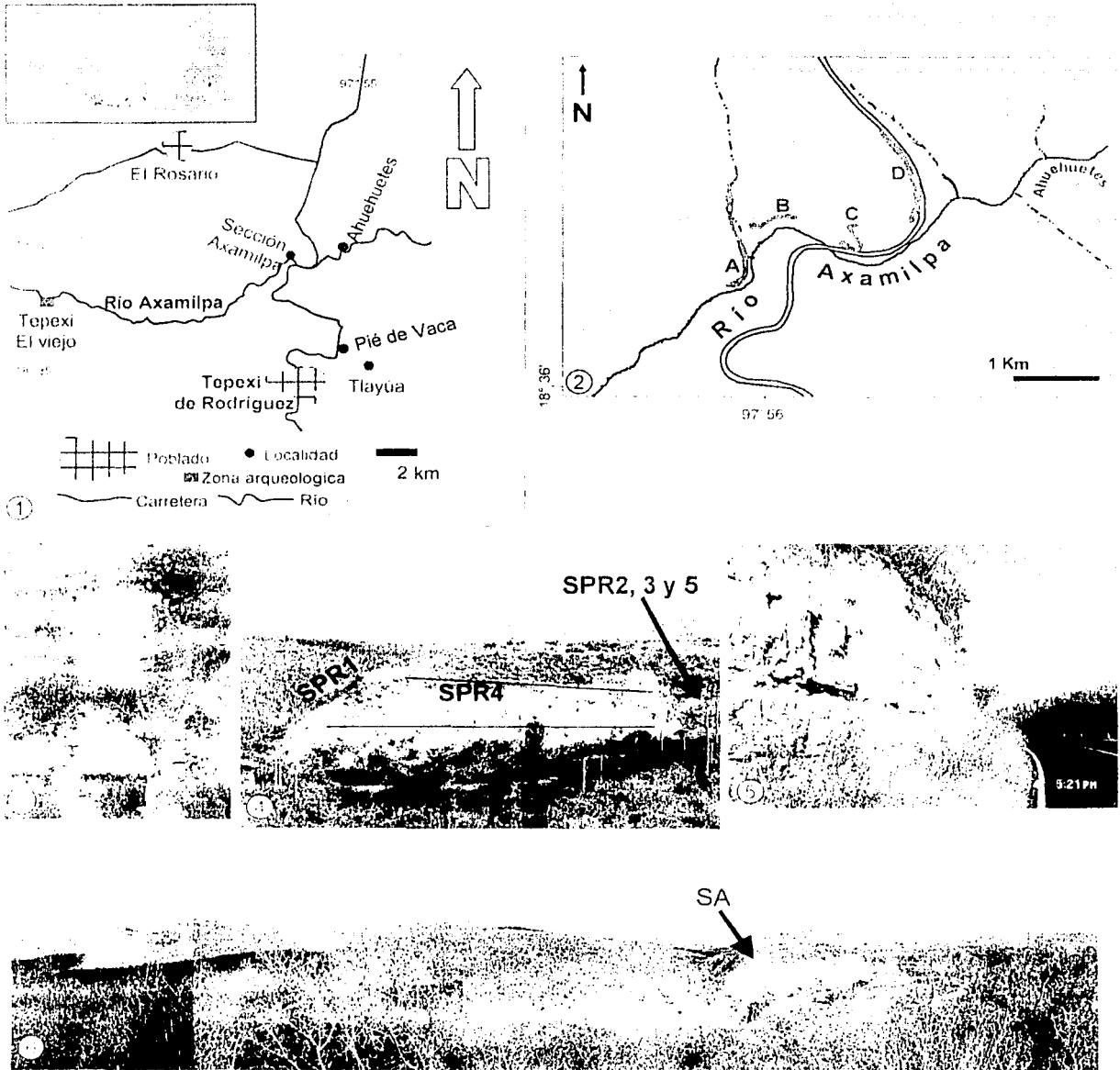


Figura B

1. Mapa general de la zona, 2. Mapa de la ubicación de los diferentes cortes. A = SPR1, B = SPR4, C = SPR2, SPR3 y SPR5, D = Carretera, 3. Vista general de la secuencia al pie del Río Axamilpa; 4. Vista general de la secuencia al pie del río, indicando la ubicación de los cortes y el acúmulo hacia el oriente (líneas); 5. Parte del corte Carretera; 6. Vista panorámica de la zona de estudio, indicando la ubicación de la Sección Axamilpa (SA).

En el presente trabajo se presentan por primera vez los datos estratigráficos a detalle de la SA. A partir de esos datos se hace un análisis de facies para inferir los ambientes de depósito que dan origen a los distintos sedimentos. El trabajo paleontológico consiste en la ubicación estratigráfica, descripción e interpretación de todos los icnofósiles, microfósiles y macrofósiles encontrados en dicha sección. A lo largo del trabajo se separan los rubros de estratigrafía, sedimentología y paleontología, para finalmente complementar la información. Con el conjunto de los datos obtenidos, se construyó un modelo sedimentológico que explicara por pasos la secuencia de eventos sedimentarios y los posibles escenarios donde ocurrieron, el cual incluye aspectos de temperatura y precipitación, relieve topográfico y tipo de vegetación.

El presente trabajo es un aporte más al conocimiento de la paleocuenca de Tepexi y complemento para otros estudios paleontológicos y geológicos que a la larga pudieran desembocar en contextos más amplios, como la comprensión de la paleogeografía de México, los procesos geológicos y ambientes que ahí existieron.

Finalmente, cabe destacar la importancia que tiene la región de Tepexi de Rodríguez, como repositorio de riquezas geológicas, paleontológicas, biológicas y arqueológicas, que invitan a continuar con los esfuerzos interdisciplinarios de estudio y divulgación, para acrecentar así el acervo cultural y científico de la humanidad.

Objetivo

Reconstruir los ambientes de depósito donde se desarrollaron los organismos representados en las rocas de la Sección Axamilpa.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Formación Pie de Vaca (FPV) es una unidad litoestratigráfica de edad Cenozoica, ubicada en la cuenca de Tepexi-Coatzingo (Pantoja-Alor *et al.*, 1988), en la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla. Su extensión por los municipios de Coatzingo y Tepexi de Rodríguez, se conoce gracias a afloramientos correlacionables a través del contenido fósil y la litología (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999) (Fig. A); sin embargo, no existen trabajos cartográficos publicados que la delimiten con precisión. Su relación estratigráfica con otras unidades litológicas cenozoicas regionales ha sido descrita de manera general (Monroy-Fernández y Sosa-Patrón, 1984; Pantoja-Alor *et al.*, 1988; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999, Calvillo-Canadell y Cevallos-Ferriz, 2002). Dichas unidades no han sido fechadas por medios radiométricos, por lo que la presunta relación procede del registro fósil, la observación en campo y sus edades relativas. Una síntesis hecha a partir de la recopilación de trabajos previos (Pantoja-Alor *et al.*, 1988; Calvillo-Canadell y Cevallos-Ferriz, 2002) se muestra en la Tabla 1.

Unidad o Formación	Edad	Facies dominantes
Agua de Luna	Plioceno	Travertinos
Ahuehuetes	Oligoceno	Tobas y areniscas fluvio-lacustres
Pie de Vaca	Eoceno-Oligoceno	Aluviales-fluviales y lacustres
Tlayúa/Tentzo	Cretácico	Calizas estuarinas y arrecifales
No descrita	Jurásico	Conglomerados rojos
Complejo Acatlán	Paleozoico	Esquistos verdes

Tabla 1. Representación sintética de la relación estratigráfica de las unidades litológicas que afloran en la región de Tepexi

La FPV ha sido asociada al Grupo Balsas (también referido como Formación Balsas) (Fernández-Becerra, 1985), que contiene sedimentos de origen continental: yeso, caliza, arenisca, limolita tobácea, arcilla, conglomerados y algunas rocas volcánicas, y que aflora en los estados de Guerrero, México, Morelos, Oaxaca y Puebla (Fernández-Becerra, 1985). A este Grupo se le asigna una edad mínima de 26 millones de años (Ma), por ser la edad de las rocas volcánicas que lo sobreyacen (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999). Se ha mencionado la presencia de un conglomerado "tipo Balsas" en la base estratigráfica de la SA (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999) que pudiera ser correlacionable con conglomerados similares de zonas distantes, sin embargo, se hace manifiesto que la Formación Balsas no aflora en el sitio de donde

proviene la descripción de la sección tipo de la Formación Pie de Vaca (Pantoja-Alor *et al.*, 1988). Dada la falta de información sobre los afloramientos esta Formación y su relación con otras unidades litológicas en la zona de estudio, no se contempla su presencia en la Tabla 1.

MATERIAL Y MÉTODO

Descripción geográfica

La localidad de estudio, aquí denominada Sección Axamilpa, se localiza a 3.5 Km al NNE del centro del poblado de Tepexi de Rodríguez, en la porción centro-sur de Puebla (97°55'48" W 18°36'42" N; 1680 msnm) (Fig. B, 1-2). Se encuentra en una depresión topográfica de la provincia fisiográfica del sur de Puebla, al extremo oriental de la cuenca del Río Balsas. La vegetación actual conforma principalmente una selva baja caducifolia, con elementos de bosque tropical caducifolio y matorral xerófilo (Rzedowski, 1978). La zona tiene estacionalidad marcada, con lluvias en verano, por donde fluyen pocos arroyos temporales y el propio Río Axamilpa, tributario del Río Atoyac, en cuya margen se encuentra el sitio de estudio. La localidad queda circunscrita en la carta topográfica de INEGI Molcaxac, E14B64, escala 1:50,000. Las rocas quedan expuestas en varios cortes naturales, generalmente verticales, de lo que hoy son cerros y lomeríos. La extensión lateral de las rocas aún no ha sido delimitada.

Estratigrafía

Una vez examinada el área, se escogieron senderos de fácil acceso (arroyos secos, veredas hechas por cabras) a las rocas. Para observar particularidades de algunos estratos donde no había acceso caminando, se usó la técnica de rappel con cuerdas y arneses para descolgarse en los cortes verticales.

Los datos de las columnas estratigráficas consideran el espesor de cada uno de los estratos (incluso en niveles centimétricos), el tipo de roca y composición litológica, la geometría del estrato, el tamaño de grano y variación granulométrica, las estructuras sedimentarias y el contenido fósil.

También se tomaron muestras de las rocas, de manera selectiva, de aquellos estratos que presentaran cambios litológicos drásticos (por ejemplo cambios de rocas clásticas a rocas carbonatadas) o que mostraran rasgos pequeños, difíciles de observar con lupa, así como del pedernal (debido a la presencia potencial de microfósiles). Las muestras se recolectaron martillando la roca hasta obtener fragmentos del tamaño de un puño o más grandes. De todas las muestras se realizaron láminas delgadas, cuya técnica consiste en cortar la roca al tamaño de un portaobjetos, para después montarla en éste con resina epóxica y luego pulirla con abrasivos de silicón, hasta que la roca alcanza 30 μm de espesor, tal que puedan ser observadas al microscopio óptico de campo de claro y petrográfico. De cada lámina delgada se fotografiaron las características consideradas más relevantes. Algunas muestras no pudieron ser procesadas debido a la poca consolidación que mostraron al ser cortadas, en cuyo caso fueron excluidas del estudio. Las láminas delgadas se encuentran resguardadas en el laboratorio de Paleobotánica del Instituto de Geología de la UNAM.

Para obtener medidas de paleocorrientes, se midieron imbricaciones en los conglomerados donde éstas eran visibles en planta y en perfil, considerando al menos 10 medidas y sacando un promedio. Para obtener una tendencia de la variación granulométrica a lo largo de la sección, se asignaron números según el tamaño de grano: 5 = conglomerado; 4 = arenisca; 3 = lutita-limolita; 2 = margá; 1 = caliza; 0 = yeso. En ambos casos se obtuvieron ajustes logarítmicos para ver la tendencia general. El tamaño de grano considerado para el trabajo está basado en las tablas de Wentworth (1922).

Para asegurar la continuidad horizontal de los estratos entre los senderos y poder correlacionarlos entre sí, con la finalidad de obtener una representación continua de la sección estratigráfica, los estratos se siguieron a pie o reconociéndolos por características especiales (como el contenido fósil) hasta el siguiente afloramiento, donde hubiera nuevamente acceso a las rocas. En el caso de no poder seguir horizontalmente los estratos se levantó una nueva columna estratigráfica. En este caso

las columnas obtenidas fueron correlacionadas litoestratigráficamente, con el fin de ubicar los puntos de convergencia entre ambas.

Los senderos usados para medir las columnas se denominaron SPR1, SPR2, SPR3, SPR4, SPR5 y Carretera (Fig. B, 2). Los cortes SPR4 y "carretera" son flancos verticales (Fig. B, 3 y 5). El resto corresponde a afloramientos encontrados a lo largo de arroyos secos (SPR1) y un corte hecho por un arroyo temporal (SPR2, SPR3 y SPR5), que ha dejado expuestas secuencias escalonadas por donde escurren cascadas en época de lluvias.

Los datos de cada columna se presentan con el siguiente formato (Fig. C), de izquierda a derecha: a) corte, b) muestra colectada, c) escala, d) tramo, e) litología, f) granulometría y geometría, g) estructuras sedimentarias, contenido fósil y estructuras diagenéticas, h) paleocorrientes, i) evolución granulométrica (puntual y tendencia general). El término de "corte" se refiere al sitio donde se midieron las rocas. El término de "tramo" se refiere a un agrupamiento arbitrario de paquetes de roca, hecho con la finalidad de simplificar las descripciones.

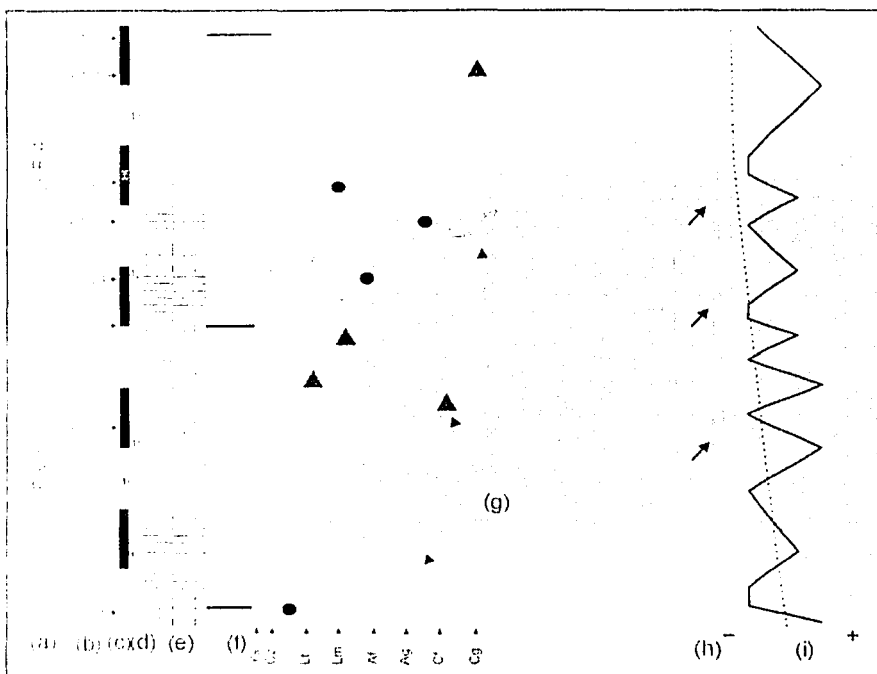


Fig. C. Esquema del orden de los datos en las columnas estratigráficas (ver referencia de incisos en el texto).

Sedimentología

El trabajo sedimentológico realizado en campo consistió en reconocer las diferentes litologías, estructuras sedimentarias, geometría de los estratos y eventos característicos reconocibles (como los de evaporación), para después identificar diferentes facies, dependiendo de la relación que existe entre las características antes mencionadas y los ambientes en donde se formaron. La interpretación de las facies está soportada por consultas en publicaciones especializadas, comparación con ambientes modernos y consulta con especialistas. Una vez identificadas, las facies se ubicaron en una columna según su posición estratigráfica. A partir de su interpretación se propone una génesis propia de los eventos representados en las facies, así como el ambiente de la Sección Axamilla a través del tiempo.

En la terminología usada a lo largo del trabajo, rocas detríticas, rocas clásticas y terrígenas, se tratarán como sinónimos dado que la composición clástica



Las bandas o vetas de yeso rellenando fracturas y el pedernal se interpretan como procesos diagenéticos tardíos o secundarios que no tienen relación directa con los procesos sedimentarios o el ambiente de depósito, por lo que se descartan para la interpretación de facies. A pesar de ello, el pedernal se ha incluido en las descripciones por su importancia para el reconocimiento de las facies en el campo y en las columnas estratigráficas. Su aparición en los estratos se discute más adelante en el Anexo I.

Paleontología

De cada estrato se recolectaron y/o fotografiaron los fósiles encontrados, incluyendo icnofósiles (icnitas, bioturbación). Los microfósiles (algas, ostrácodos, etc.) fueron observados y fotografiados a partir de láminas delgadas. La aparición de fósiles e icnofósiles se indica en las columnas estratigráficas.

El proceso de colecta se realizó durante las salidas de campo, en una ocasión con la colaboración de los alumnos del Taller de Paleontología de la Facultad de Ciencias de la UNAM y con Claudia Carranza del Instituto de Geología de la UNAM. Las icnitas de vertebrados no fueron recolectadas y su descripción se limita a las observaciones de campo y fotografías. El resto del material fósil (galerías por bioturbación, ostrácodos, raíces, hojas, algas, oncolitos y estromatolitos) se recolectó y se encuentra resguardado en el Laboratorio de Paleobotánica del Instituto de Geología de la UNAM.

Como mero ejercicio para conocer la posición geográfica del área de estudio con respecto al mar durante el Eoceno y el Oligoceno, se trató de reconstruir cualitativamente la línea de costa de esas épocas. Para ello, se hizo una búsqueda exhaustiva de todos los registros de los fósiles del Eoceno y el Oligoceno, contenidos en la base de datos de la Colección Nacional de Paleontología del Instituto de Geología, UNAM. Todos los registros poseen coordenadas geográficas. Los registros fueron depurados y manejados gráficamente con software de ArcView 3.1. Se graficaron en un mapa de México, todos aquellos puntos en donde se hubieran colectado fósiles indicadores de ambientes marinos, salobres y continentales. Se trazarán las líneas de costa en mapas separados. En cada caso los fósiles marinos y los salobres fueron usados como referencia. Los fósiles terrestres se usaron como referencia sólo cuando no existieron registros de fósiles marinos o salobres. En el Anexo II se muestran los datos utilizados.

RESULTADOS

Estratigrafía

En el campo se observa que los estratos de la SA se encuentran en posición casi horizontal a pesar de presentar fallas menores, indicando posiblemente que no han ocurrido basculamientos o fallamientos importantes que hayan deformado la secuencia. Esto asegura que la secuencia no se encuentra invertida, lo cual se confirma también por la posición de las estructuras sedimentarias y las icnitas, lo cual da la pauta para distinguir entre la base y la cima de los estratos.

En el W del afloramiento, río abajo, aflora un conglomerado calcáreo de gran espesor, clasto soportado, con clastos bien redondeados de caliza, cuyas imbricaciones fueron medidas, proporcionando una dirección de paleocorrientes SE18°. Posiblemente este conglomerado esté conformando parte del basamento local de la SA, sin embargo, no se observa en contacto con los sedimentos de la base de esta sección. Por tal motivo, la base de la secuencia se consideró a partir de las rocas que afloran en el área de estudio considerada.

Se obtuvieron dos columnas estratigráficas (Apéndice I, Columnas estratigráficas) debido a la dificultad en campo para seguir la continuidad horizontal de las capas de los cortes denominados "SPR" y "Carretera"; la más completa (Columna 1) tiene un espesor total de 54.6 m hasta la cima de los sedimentos expuestos. La otra (Columna 2), tiene un espesor total de 20.5 m; denota una gran cantidad de fallas y fracturas, y cambios en el espesor de los estratos. De hecho se aprecia un acúñamiento general en toda la secuencia, rasgo visible al observar el cerro a distancia (Fig. B, 4). Ambas columnas se graficaron con escala 1:100.

De manera general se aprecian tres paquetes principales en la Columna 1: del tramo 1 al 5, rocas mayoritariamente detríticas (conglomerados y areniscas); del tramo 6 al 13, rocas mixtas (margas, areniscas y calizas); del tramo 14 en adelante, rocas mayoritariamente de origen químico (calizas y evaporitas) (Fig. D). La Columna 2 contiene únicamente rocas mixtas en los tramos 1 y 2, y rocas de origen químico en el resto de los tramos.

Las características observadas en lámina delgada se describen según la muestra (PT-1 a PT-44), indicadas en las columnas, según el estrato al que corresponden. Los términos Mudstone, Wakestone, Packstone y Grainstone, proceden de la clasificación de carbonatos de Dunham (1962).

Descripción de columnas

• **Columna 1**

Es una columna compuesta, construida uniendo la información obtenida de los cortes SPR1, SPR2, SPR3, SPR4 y SPR5 (Fig. B, 2). La columna, de la base a la cima se describe a continuación:

TRAMO 1: Espesor total de 1.5 m. Conglomerado, matriz soportado, desorganizado, matriz arenosa-limosa color verde, polimictico, espesor variable. Clastos de 3 a 70 mm, de caliza blanca o rojiza, esquisto y cuarzo, angulosos o subredondeados.

PT-1: Lámina delgada de la matriz, que contiene un alto porcentaje de carbonato; fragmentos de caliza (Mudstone), cuarzo, fragmentos de lutita y esquisto. Con zonas parcialmente hematizadas.

TRAMO 2: Espesor total de 12.4 m. Repetición de 3 ciclos que comienzan con conglomerados, seguidos por areniscas gruesas, continuando con alternancia de areniscas medias y finas con limolitas margosas y finalmente carbonatos. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 2.5 m. Conglomerado, clasto soportado, estrato tabular con base erosiva, color amarillento, mal clasificado; clastos de 5-65 mm. 65% clastos de esquisto, angulosos a poco redondeados. Estratificación cruzada planar. Imbricaciones con dirección NE40°.

- Estrato de 2 m. Conglomerado, clasto soportado, en estrato tabular con base transicional pero distinguible en algunas partes. color amarillo ocre, mal clasificado, gradación normal a conglomerado fino; clastos 5-20 mm, angulosos, de esquisto, cuarzo, pocos de caliza. Estratificación cruzada. En algunas porciones la matriz es arenosa. Imbricaciones con dirección NE40°

PT-2: Lámina delgada de clastos cementados con calcita, la cual se encuentra recubriendo granos y rellenando poros y grietas; hay cuarzo policristalino y cuarzoes plutónicos; clastos de carbonato previamente dolomitizado y otros clastos calcáreos con peloides.

- Estrato de 2 m. Arenisca conglomerática gradada, con estratificación cruzada, color verde. Estrato tabular. Clastos erráticos de la misma composición que los clastos observados en el estrato subyacente (esquisto, cuarzo, caliza). Contiene lentes conglomeráticos, que tienen estratificación cruzada.

- Estrato de 50 cm. Arenisca media con laminación paralela y gradación normal.

- Estrato de 40 cm. Arenisca fina intercalada con láminas de margas color verde claro. Hacia la cima hay estratificación flaser, con granulometría decreciente hasta llegar a caliza. Algunas láminas arenosas llegan a los 4 cm de espesor y presentan estructuras de carga. 10% de clastos en la arenisca van de 9-30 mm, angulosos en su mayoría: cuarzo, esquistos, líticos y algunos intraclastos margosos. Presenta velas de yeso de origen diagenético.

Figura D

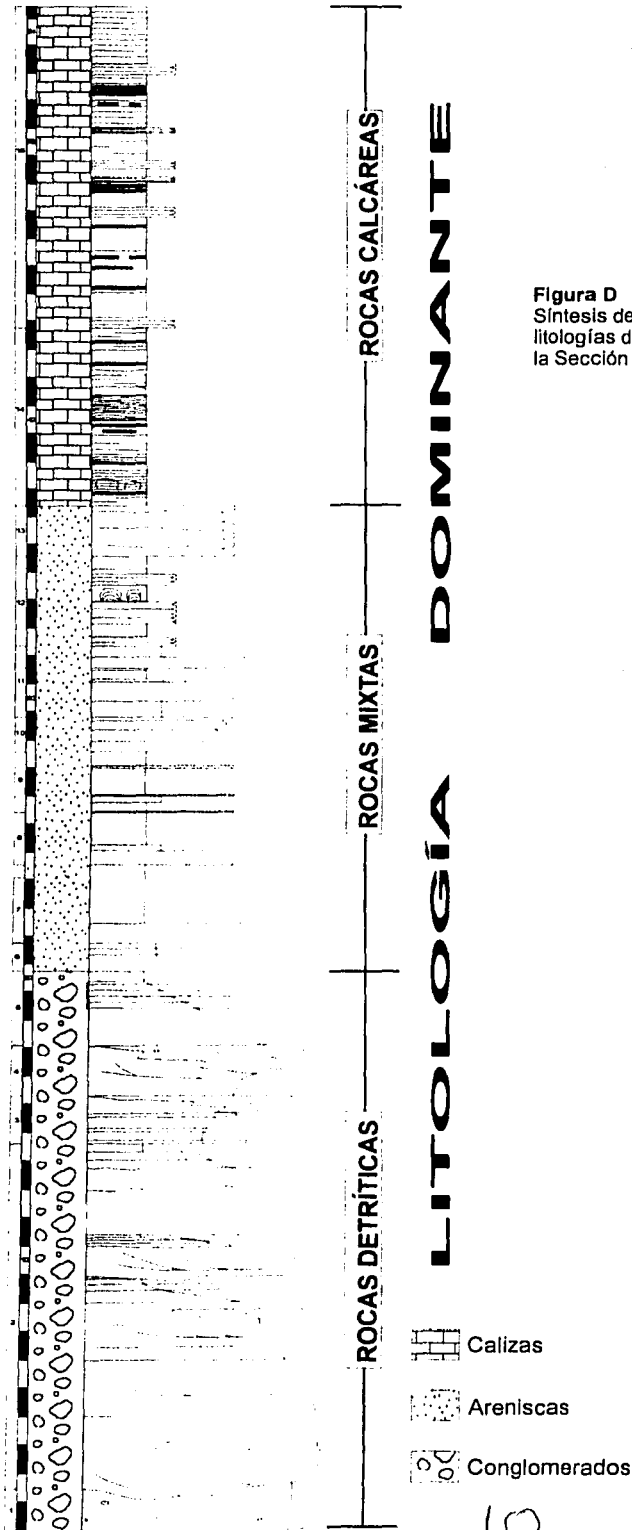


Figura D
Síntesis de la distribución vertical de las litologías dominantes en la sección medida de la Sección Axamilpa.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

PT-3: Lámina delgada de un nivel de marga, formada por caliza arcillosa, porosa, con posibles crecimientos algales que recubren granos o crecen radialmente formando "grumos". Presencia de peloides, ostrácodos (articulados y desarticulados) y alguna oolita. Algunas áreas sin granos tienen textura de Mudstone.

PT-4: Lámina delgada de un nivel de caliza que contiene escasas valvas de ostrácodos; algunos clastos de cuarzo y líticos provenientes de las láminas arenosas (posiblemente removidos por bioturbación). Porosidad fenestral abundante, hematita y galerías por bioturbación, así como brechificación y nodulización. Ocurren cristales de dolomita, algunos líticos y crecimiento de cristales de yeso microgranular.

- Estrato de 1.1 m. Conglomerado, clasto soportado, color amarillento, mal clasificado. Base ligeramente erosiva. Clastos grandes de caliza dispersos (centilo=14 cm); comienza siendo granocreciente y luego vuelve a decrecer. Clastos de esquisto, cuarzo, líticos. Imbricaciones NE40°.
- Estrato de 20 cm. Arenisca fina, con matriz calcárea soportando los granos. Gradación normal. Clastos de esquisto y cuarzo en la base (1-1.5 cm), muy angulosos.
- Estrato de 10 cm. Marga calcárea, masiva.
- Estrato de 10 cm. Caliza masiva, margosa, color beige con grietas de desecación en la cima. Ícnitas de vertebrado en la cima y raicillas.

PT-5: En lámina delgada la caliza es un Mudstone micrítico; contiene algunas valvas desarticuladas de ostrácodos y alta concentración de cristales de yeso microgranular. El yeso aparece disuelto en algunas partes, donde ahora hay poros; otras veces los poros tienen crecimiento sólo en la periferia.

- Estrato de 1.8 m. Conglomerado, clasto soportado (clastos de hasta 8 cm), base ligeramente erosiva, granocreciente y luego granodecreciente, con estratificación cruzada planar, que drásticamente disminuye el grano hasta llegar a arenisca fina, que es limosa, color amarillo-verdosa y sin laminación.
- Estrato de 80 cm. Conglomerado, clasto soportado (clastos de hasta 8 cm), granocreciente y luego granodecreciente, con estratificación cruzada planar,
- Estrato de 50 cm. Arenisca fina, limosa, que decrece su granulometría hasta llegar a intercalarse con finas láminas limosas con estratificación cruzada de bajo ángulo. Con huellas de escape y bandas de yeso rellenando fracturas.
- Estrato de 28 cm. Caliza beige, masiva, sin clastos, porosa

PT-6: En lámina delgada la caliza varía de Packstone a Grainstone con peloides, oolitas y ostrácodos. Se aprecian al menos 2 fases de cementación y neomorfismo.

TRAMO 3: Espesor total de 1.8 m. Consiste en una secuencia granocreciente que comienza con una alternancia de areniscas medias a gruesas y limolitas, terminando en un nivel de arenisca gruesa que puede variar lateralmente a conglomerado. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 10 cm. Arena media, masiva, cementada con carbonato. Bien clasificada.
- Paquete de 90 cm. Alternancia de margas calcáreas y areniscas, con estratificación centimétrica al interior. Llega a tener estructuras de carga, y los clastos en las areniscas son de hasta 3.5 cm.

PT-7: Lámina delgada de un nivel margoso, que corresponde a un Mudstone, con partes hematizadas, con abundante yeso microcristalino; algunos fragmentos de roca. El cemento es calcáreo y deja ver un gran porcentaje de porosidad fenestral. Llegan a observarse relictos de la laminación original.

- Estrato de 70 cm. Arenisca conglomerática, amarillenta, con estratificación cruzada. Hay zonas de clastos de 2-9 mm (aunque el centilo es de 2 cm). Clastos de esquisto verde, cuarzo y líticos. Algunas porciones cambian de coloración amarilla a verde. Llega a variar lateralmente a conglomerado fino, aunque en algunas porciones la matriz es más arenosa que conglomerática.

PT-8: Lámina delgada con abundantes fragmentos de caliza y algunos granos de cuarzo cementados con carbonato; abundante yeso autigénico.

TRAMO 4: Espesor total de 1.8 m. Secuencia granocreciente que comienza con areniscas medias que van engrosando hasta llegar a nivel de arenisca gruesa que puede variar lateralmente a conglomerado. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 30 cm. Arenisca fina con gradación inversa.
- Estrato de 40 cm. Arenisca fina con laminación ondulada en la base y estratificación cruzada hacia la cima.
- Estrato de 1.1 m. Arenisca gruesa con estratificación cruzada. Abundantes clastos dispersos de hasta 5 mm. Varía lateralmente a conglomerado fino (clastos de 2 cm y centilo de 3.5 cm), mal clasificado, con estratificación cruzada; clastos de cuarzo, feldespatos y líticos.

TRAMO 5: Espesor total de 2.7 m. Secuencia granodecreciente de areniscas finas a medias que van disminuyendo el grano hasta llegar a una alternancia de limo calcáreo y arenisca, culminando con caliza. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 1.3 m. Arenisca media a fina, con gradación normal. Contiene bandas de yeso relleno de grietas.
- Estrato de 1 m. Marga calcárea de color verdoso, con alternancias de arenisca fina en láminas centimétricas, de color verde y amarillo ocre. Con estructuras de carga.

PT-9: Lámina delgada de la marga. Forman rocas tipo Mudstone, con granos de cuarzo muy pequeños, mucha porosidad fenestral, agrietamientos, fracturas, nodulización y hematización; abundantes cristales de yeso pequeños y posibles rizocreciones (rastros de raicillas).

PT-10: Lámina delgada de la marga. Forman rocas tipo Mudstone, con ostrácodos disueltos (fantasmas), cristales de yeso y peloides. Muchas grietas y poros.

- Estrato de 40 cm. Caliza masiva, color beige, hematizada. Presenta muchas grietas pequeñas y porosidades. Grietas de desecación en la cima.

PT-11: En lámina delgada, la caliza es un Mudstone con alto porcentaje de yeso microcristalino y valvas de ostrácodo aisladas y desarticuladas. Parcialmente dolomitizada. Muy probable proceso de edafización que ha borrado estructuras del depósito original.

TRAMO 6: Espesor total de 1 m. Paquete principalmente margoso, al interior con láminas de arena fina, gruesa y microconglomerado. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 1 m. En la base y la cima, el estrato está conformado por marga calcárea. En la mitad del estrato aparecen intercalaciones de marga y arenisca, que en un 60% pareciera tener matriz carbonatada. Fino bandeamiento de la arena (bandas = 5-10 cm espesor), donde también ocurre estratificación cruzada. En las porciones arenosas llegan a presentarse niveles delgados (1 cm) de conglomerado fino (centilo=9 mm), a manera de canales muy suaves (lenticular), ya que no hay continuidad lateral en el estrato.

PT-12: Lámina delgada del nivel de marga en la base, que corresponde a un Mudstone con algunos granos de cuarzo y carbonato.

PT-13: Lámina delgada de la marga intercalada con niveles de arenisca, de la mitad del estrato. Corresponde a un Wackestone poroso y agrietado, cementado con esparita, óxidos de hierro y cristales de calcedonia. Hay muchos fragmentos de carbonato que parecen haber sido disueltos y re-cementados entre sí. Clastos dispersos de biotita y clorita indican aporte de granos provenientes de las areniscas intercaladas.

TRAMO 7: Espesor total de 2.4 m. Corresponde a un nivel de arenisca seguido por calizas. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 70 cm. Arena media a gruesa, sin estratificación, color amarillo, gradada. Granos mayoritariamente de carbonato, cuarzo y esquisto.

PT-14: Lámina delgada que contiene cuarzo policristalino y otros de primer ciclo, feldespatos y fragmentos de caliza y esquistos. La caliza parece provenir de rocas preexistentes, pues contienen fragmentos de equinodermo y foraminíferos (milóliidos).

- Estrato de 13 cm. Caliza beige, masiva, con grietas de desecación en la cima.
- Estrato de 27 cm. Caliza beige, dura, con laminación paralela de 3-5 mm en la base; a la mitad presenta una franja porosa de 3-4 cm, continuando nuevamente con laminación paralela y terminando en la cima con lentes continuos de pedernal microgranular y magnesita.
- Estrato de 70 cm. Caliza porosa, blanco amarillenta, masiva, hematizada. Poros por disolución de hasta 1 mm (40%).

PT-15: En lámina delgada es un Mudstone, con porosidad fenestral, en parte por disolución de yesos, cuyos relictos a veces se observan ocupando espacios. Otros poros han sido parcialmente rellenados con esparita. Hay cristales de cuarzo. Algunos fragmentos de carbonato parecen ser intraclastos por brechificación. Posible bioturbación por raicillas y microorganismos. Hay restos alterados de ostrácodos. Hay crecimiento de cristales que recuerdan oolitas, pero la alteración no permite reconocerlos como tales.

- Estrato de 10 cm. Caliza blanco-amarillenta, con láminas paralelas de 5-10 mm.
- Estrato de 14 cm. Caliza beige, dura, masiva, parcialmente silicificada. Estructuras de carga. Nódulos de yeso de hasta 1 cm en la base.

PT-16: Lámina delgada de la matriz micrítica que contiene granos dispersos de arcilla. Incipiente crecimiento de cristales de yeso (5-10%), muy pequeños y dispersos. En las partes donde no hay yeso y es más esparítica la matriz, se aprecia una textura tipo Grainstone con peloides, oolitas y ostrácodos.

- Estrato de 8 cm. Caliza beige, dura, masiva. Algunos nódulos de yeso.
- Estrato de 30 cm. Caliza color beige, masiva en la base, se va silicificando hacia la cima llegando a formar una banda de pedernal de 4 cm.

PT-17: En lámina delgada la caliza es un Grainstone peloidal y oolítico, con algunos "coated grains" y valvas de ostrácodo; cemento esparítico rellenando espacios intergranulares. En la zona silicificada se observan láminas tipo estromatolítica (materia orgánica/sedimento). Estructura desordenada de algunos granos (posiblemente por bioturbación o por la silicificación).

- 40 cm. Parte de la columna cubierta por suelo.

TRAMO 8: Espesor total de 1.9 m. Secuencia granodecreciente de arenisca, marga y calizas. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 50 cm. Arena fina, masiva, compacta, color verdoso, con hematita y carbonato cementando granos. Clastos de cuarzo, esquistos, líticos y algunas micas dispersos en la base (5-10 mm).
- Estrato de 20 cm. Marga calcárea color verdoso y finamente laminada en la base; de color blanquecino y masiva en la cima (fractura concoidal), con 2% de granos negros (0.1-0.2mm), posiblemente de origen volcánico.
- Estrato de 38 cm. Caliza beige y dura en la base; blanca y blanda hacia la cima; con láminas (4-10 cm) en la base y la cima. al centro es masiva, a veces con poros dispersos de 0.3 mm.
- Estrato de 25 cm. Caliza masiva, parcialmente silicificada hacia la cima (banda discontinua de pedernal de 5mm). Písoides de hasta 8 mm de diámetro en la base y 6 mm a la mitad del estrato. Posibles icnitas de vertebrado en la cima. La banda de pedernal termina con una zona de magnesita.

PT-18: En lámina delgada la caliza es un Grainstone oolítico y peloidal. Tiene cemento esparítico en la porción calcárea. En la porción silicificada hay ostrácodos, oolitas (a veces con 4 coberturas) y coated grains, los cuales llegan a medir hasta 2 mm; algunos ooides ya no tienen núcleo y la cobertura se encuentra perforada. Algunas porciones porosas están rellenas con calcedonia.

- Estrato de 10 cm. Caliza beige, masiva, muy dura.
- Estrato de 48 cm. Caliza con láminas irregulares y onduladas. Grandes poros (3-4 mm) posiblemente por disolución. En la cima hay una zona menos porosa, no laminada, con nódulos de yeso de 2-3 mm.

TRAMO 9: Espesor total de 2.1 m. Secuencia predominantemente calcárea, con tres niveles delgados de arenisca. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 4 cm. Arenisca masiva, cementada con calcita. Está caóticamente rota y brechada, no se observan estructuras.
- Estrato de 35 cm. Caliza blanca, masiva. La base está parcialmente brechificada (fragmentos bien redondeados); se vuelve masiva hacia la cima (fractura concoidal).
- Estrato de 24 cm. Marga calcárea, blanca, estratificada. Culmina en la cima con una banda de pedernal, que al interior presenta laminación.
- Estrato de 4 cm. Arenisca fina, masiva, muy carbonatada.
- Estrato de 9 cm. Caliza verdosa, masiva, se observan microporos.
- Estrato de 25 cm. Caliza con bandas discontinuas de pedernal y magnesita. Tiene una zona con láminas de 3-4 cm, unas duras y otras blandas.

PT-19: En lámina delgada la caliza es un Grainstone silicificado, con oolitas y fragmentos de ostrácodos.

- Estrato de 43 cm. Caliza con láminas de 0.5-3 cm, con yeso micronodular hacia la cima. Posibles icnitas de vertebrado en la cima. Grietas de desecación de 40-50 cm diámetro.
- Estrato de 20 cm. Caliza beige en los primeros 3 cm y el resto es de color blanco; laminación ondulada, con nódulos de yeso milimétricos.
- Estrato de 10 cm. Arenisca fina, masiva, con matriz calcárea.

PT-20: Lámina delgada que contiene granos cementados con micrita. Contiene cuarzo, feldspatos, micas, fragmentos de esquistos y granos de carbonato bien redondeados (80-90%); algunos podrían ser peloides. Posibles bioclastos.

- Estrato de 26 cm. Caliza beige, masiva, silicificada y dura hacia la cima y menos compacta y porosa hacia la base. Presenta estructuras de carga.

PT-21: En lámina delgada la caliza es un Mudstone. Tiene zonas silicificadas, con crecimiento de cristales radiales de calcita.

- Estrato de 11 cm. Caliza beige, masiva, con nódulos de pedernal. En partes, el pedernal forma bandas discontinuas.
- Estrato de 8 cm. Caliza blanca, masiva.
- Estrato de 10 cm. Caliza beige, con pequeños nódulos de yeso (0.5mm) y estratificación tipo Flaser en la cima.

TRAMO 10: Espesor total de 1.2 m. Paquete granocreciente con dominancia de limolitas hacia la base y de areniscas hacia la cima. Consiste en una alternancia de margas y limolitas o lutitas calcáreas, en capas que adelgazan hacia la cima (de 5 a 1-2 cm), dando lugar a la dominancia de arenisca. La arenisca aparece en capas delgadas y espaciadas en la base; hacia la cima se vuelven más frecuentes (cada 3- 40 mm). Ésta puede contener clastos de cuarzo, esquistos y líticos de hasta 2 mm. Hay estructuras de carga en la base y estratificación cruzada en la parte superior.

TRAMO 11: Espesor total de 2.6 m. Alternancia predominantemente de calizas y areniscas, con un nivel margoso. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 60 cm. Caliza margosa, muy blanca, masiva, parcialmente cubierta.
- Estrato de 70 cm. Arena fina, color verdoso amarillento, con gradación normal y estratificación cruzada de bajo ángulo. Poco litificada.

- Estrato de 12 cm. Marga calcárea, con algunos granos de arena fina, con nódulos de yeso de hasta 1cm en la base. Laminación paralela incipiente.
- Estrato de 40 cm. Caliza blanca. Laminación paralela muy fina (tipo varvas) con nódulos de yeso.
PT-22: En lámina delgada, la caliza es un Mudstone. Está laminada; contiene algunos cristales de yeso, esparita, bajo porcentaje en arcilla y algunos microcristales de cuarzo.
- Estrato de 41 cm. Arenisca fina con laminación paralela incipiente, gradación inversa, color verde claro, cemento calcáreo, de aspecto concoidal cuando se fractura. Los últimos 6 cm son de arenisca media, color ocre, con zonas hematizadas; los granos son mayoritariamente cuarzo, micas y esquistos.
- Estrato de 40 cm. Marga calcárea, blanca, masiva, de fractura concoidal, con algunas bandas de hematita (1-10 mm).

TRAMO 12: Espesor total de 3.3 m. Alternancia de ritmitas calcáreo-arcillosas y calizas. De la base a la cima se observa:

- Paquete de 32 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas color gris-verdoso, en láminas de 1-3cm. Las margas presentan estructuras de carga y huellas de escape (estructuras tipo flama).
- Estrato de 12 cm. Caliza masiva, muy hematizada, con estructuras de carga.
- Estrato de 38 cm. Caliza masiva con pedernal laminado (1mm-1cm)
PT-23: En la lámina delgada de la zona de contacto entre el pedernal y la caliza, se observa al pedernal reemplazando calcita (se aprecian relictos de ésta). En la zona calcárea se observan crecimientos radiales de calcedonia. Oolitas completas y fragmentadas, así como fragmentos de una roca preexistente o erosionada que tenía oolitas. Hay laminación tipo algal.
- Paquete de 80 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita). Las margas presentan estratificación cruzada hacia la base y rizaduras en la cima.
PT-24: Lámina delgada de un nivel de marga, con matriz micrítica, peloides y porosidad por disolución.
- Estrato de 60 cm. Caliza estromatolítica, dura y compacta, color rosado; estromatolitos de hasta 40 cm de altura y 42 cm de diámetro, silicificados parcialmente, sobre todo hacia el interior; están coronados por yeso recristalizado en calcita (estructuras enrejadas o de panel). La matriz entre cada estromatolito es calcárea.
- Paquete de 40 cm. Alternancia de margas calcáreas y lutitas. Las margas ocurren en láminas de 3-6 cm con estructuras de carga y grietas de desecación en la cima; las lutitas ocurren en láminas de 2cm. Hay restos de plantas (hojas) en ambas litologías, con mayor frecuencia en las margas.
PT-25: En lámina delgada, la marga es un Mudstone arcilloso, con algunos peloides o posibles grumos algales. Microclastos de cuarzo (<10%). Posible bioturbación.
- Estrato de 17 cm. Caliza parcialmente laminada y porosa, con yeso micronodular.
- Estrato de 45 cm. Caliza con estratificación de 2-15cm en los primeros 20 cm y masiva hacia la cima.
PT-26: En lámina delgada, la caliza es un Packstone peloidal, con huellas de bioturbación, poros redondeados (10-20%). Algunos crecimientos de calcedonia. Algunos restos de ostrácodos. Se notan 2 o 3 fases de cementación y neomorfismo.

TRAMO 13: Espesor total de 1.8 m. Paquete con arenisca de color amarillo o grisáceo, de grano fino a medio, en capas de 3-5cm y cementada con carbonato. Se intercala con láminas de marga calcárea, de color verdoso, en ocasiones con estructuras de carga e intraclastos. En varios niveles las areniscas presentan rizaduras, estratificación cruzada y Flaser; llega a tener clastos dispersos de 3 a 5 mm.

PT-27: En lámina delgada, la marga es un Mudstone con porosidad fenestral y relictos de laminación. Contiene granos de cuarzo. Hematización parcial, bioturbación en bloque (remoción posiblemente bacteriana).

TRAMO 14: Espesor total de 6.4 m. Secuencia predominantemente calcárea, con algunos niveles arcillosos y otros evaporíticos. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 60 cm. Caliza bioturbada, brechificada y nodulizada, en ocasiones con estratificación incipiente de 3-5cm. Con una banda de pedernal y nódulos de yeso en la cima.

PT-28: En lámina delgada, la caliza es un Wackestone parcialmente dolomitizado, con 40-50% de poros. Fantasmas de ostrácodos. Mucha bioturbación.

- Estrato de 70 cm. Caliza estromatolítica, con estructuras de hasta 15 cm alto y 28 cm de diámetro, ombebidos en una matriz calcárea laminada. Los estromatolitos están coronados por yeso recristalizado en calcita (estructuras enrejadas o de panel).
- Estrato de 1.3 m. Caliza finamente laminada (tipo varvas) que hacia la cima van engrosando hasta 3 cm. Hacia la mitad del estrato aparecen oncolitos de hasta 3.5 cm de diámetro, silicificados al interior. Lateralmente, en el mismo nivel, se observan nódulos y "géisers" de magnesita.
- Estrato de 50 cm. Caliza masiva, con bandas de pedernal.

PT-29: En la lámina delgada, la caliza aparece laminada, brechificada, con oolitas, algas y algún ostrácodo.

- Estrato de 90 cm. Caliza con laminación paralela y ondulada (tipo varvas), con compactación diferencial y nódulos de yeso.
- Estrato de 30 cm. Yeso con halita y porosidad lenticular por disolución.
- Estrato de 40 cm. Caliza con estratificación incipiente y compactación diferencial.
- Estrato de 22 cm. Caliza masiva con porosidades por disolución de yesos masivos.
- Estrato de 70 cm. Caliza estratificada con bandas de pedernal.

PT-30: En lámina delgada, se observa la caliza con algunas porciones silicificadas. Hay rastros de laminación que recuerda tapetes algales (algunos fantasmas parecen rivulariales), bioturbación (posibles galerías de gusanos), brechificación, microfracturas rellenas de yeso y calcita.

- Estrato de 80 cm. Caliza con estratificación incipiente y compactación diferencial. Presenta bandas de pedernal.

TRAMO 15: Espesor total de 11.7 m. Secuencia rítmica de margas y lutitas alternadas con calizas. De la base a la cima se observa:

- Paquete de 40 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita). Las margas presentan estructuras de carga.
- Estrato de 90 cm. Caliza muy blanca, blanda, en partes masiva y luego finamente laminada. Presenta nódulos de pedernal.
- Estrato de 22 cm. Caliza masiva café o beige oscuro que se va silicificando hacia la cima, donde aparecen bandas de pedernal laminado.
- Estrato de 1.3 m. Caliza blanca, blanda y parcialmente estratificada en capas de 1-5 cm. Hacia la cima aparecen bandas discontinuas de pedernal.

PT-31: En lámina delgada, la caliza es un Wackestone peloidal, con grumos algales. Se observa una zona silicificada con ostrácodos y filamentos fúngicos o algales.

- Estrato de 1.2 m. Caliza estratificada en capas de 2 a 8 cm. Hacia la cima presenta bandas de pedernal.
- Paquete de 40 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita). Las margas presentan estructuras de carga y grietas de desecación en la cima.
- Estrato de 90 cm. Caliza completamente o medianamente silicificada, con estratificación paralela en capas de 15 a 25 cm. Presenta bandas de pedernal.

PT-32: En lámina delgada, la caliza es un Wackestone a Packstone peloidal y bioclástico. Contiene valvas de ostrácodo y filamentos fúngicos o algales (posibles cianobacterias), en una zona parcialmente silicificada. Crecimientos localizados de calcedonia. Microestilolitas.

- Paquete de 20 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita).
- Estrato de 30 cm. Caliza masiva. En la cima hay grietas de desecación y posibles icnitas de vertebrado.
- Paquete de 30 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita).
- Estrato de 1 m. Caliza con laminación paralela incipiente hacia la base y masiva hacia la cima.
- Paquete de 20 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita).
- Estrato de 1.9 m. Caliza parcialmente silicificada, estratificada, con bandas y lentes de pedernal. Hacia la cima presenta pequeños nódulos de yeso y magnesita.
- Paquete de 40 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita).
- Estrato de 2.1 m. Caliza con estratificación centimétrica.

• Columna 2

Corresponde al corte Carretera (Fig. B, 2, 5); se describe de la base a la cima:

TRAMO 1: Espesor total de 90 cm. Calizas y margas. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 68 cm. Caliza beige, dura y masiva, con bandas de pedernal.

PT-33: En lámina delgada, la caliza aparece silicificada, bioturbada. Se observan rastros de la laminación original. En algunas porciones es un Grainstone bioclástico con ostrácodos, grumos algales, oolitas y peloides. Se observa neomorfismo de esparita y zonas hemalizadas.
- Estrato de 10 cm. Marga calcárea masiva, verdosa con partículas de hematita.
- Estrato de 12 cm. Caliza masiva, beige, dura, porosa.

TRAMO 2: Espesor total de 2 m. Secuencia de arenisca, marga, caliza y marga. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 60 cm. Arenisca verdosa de grano medio a grueso (5% de los clastos miden 2 cm), con clastos de cuarzo, esquisto y líticos. En la parte superior hay laminación paralela y los clastos sólo son pequeños (hasta 5 mm).
- Estrato de 14 cm. Marga calcárea masiva.
- Estrato de 93 cm. Caliza beige, estratificada, dura, silicificada. Algunas capas contienen bandas de pedernal.

PT-34: En lámina delgada, la caliza varía de Grainstone a Packstone oolítico y peloidal, con pocos ostrácodos. Silicificado, con crecimientos de calcedonia. Porciones de calcita no silicificada y con yeso. Muy alterado.
- Estrato de 32 cm. Marga calcárea masiva.

PT-35: En la lámina delgada, la marga está parcialmente silicificada y contiene algunas agujas cristalinas (aragonita? Yeso?), así como grietas o microfracturas rellenas de calcita. Está parcialmente hemalizada.

TRAMO 3: Espesor total de 3 m. Calizas masivas y estratificadas o laminadas, silicificadas o porosas. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 60 cm. Caliza masiva, porosa con dos niveles de pedernal; el de abajo con bandas discontinuas y el de arriba con una banda continua.

PT-36: En lámina delgada, la caliza parece un Packstone bioclástico (restos de matriz micrítica), ahora alterado, con yeso. Porosidad fenestral, acumulaciones localizadas de ostrácodos (completos y fragmentados), con 60% de calcedonia como mineral autigénico de reemplazamiento.
- Estrato de 30 cm. Caliza masiva, muy porosa (poros de 2-3 mm).
- Estrato de 80 cm. Caliza finamente laminada, con nódulos de yeso.

- Estrato de 1.3 m. Caliza beige estratificada hacia la cima en capas de 5-7cm hasta 30cm, con bandas discontinuas y continuas de pedernal. Con poros al centro y nódulos de yeso.

PT-37: Caliza parcialmente dolomitizada, grandes grietas y poros, con granos detríticos recubiertos de mica. Clastos que demuestran presión-solución.

TRAMO 4: Espesor total de 10.9 m. Intercalación de ritmitas margosas y arcillosas, con calizas. De la base a la cima se observa:

- Paquete de 1 m. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita). Las margas presentan estructuras de carga.
- Estrato de 70 cm. Caliza dura, estratificada en capas de 9-10 cm.
- Paquete de 24 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita).
- Estrato de 40 cm. Caliza masiva, con compactación diferencial.
- Paquete de 30 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita).
- Estrato de 90 cm. Caliza con estratos de 9-13 cm. Algunas capas muy porosas (posiblemente por disolución de yeso).

Yeso microgranular.

- Paquete de 25 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita).
- Estrato de 40 cm. Marga calcárea, muy porosa, estratificada.

PT-38: En lámina delgada, la marga es un Mudstone con granos detríticos dispersos, poros pequeños, subesféricos (20-30%) y brechificada. Agujas cristalinas (aragonita? Yeso?). Zonas con laminación alterada por bioturbación.

- Estrato de 1.6 m. Caliza dura, estratificada, con capas delgadas en la base (2-5 cm) y mas gruesas hacia la cima (8-11 cm).

- Paquete de 40 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita).
- Estrato de 1 m. Caliza porosa, estratificada en capas de 20-25 cm. En la cima aparece una franja con nódulos de yeso.
- Estrato de 1.8 m. Caliza estratificada en capas de 40-30-20 cm; las capas se adelgazan hacia la cima.
- Estrato de 40 cm. Caliza masiva en la base y la cima, porosa a la mitad.

PT-39: En lámina delgada, la caliza es un Packstone peloidal y bioclástico, bioturbado, con ostrácodos parcialmente reemplazados y desarticulados. Preseneta porosidades rellenas con esparita y dolomitización parcial.

- Estrato de 40 cm. Caliza masiva, dura, porosa, con nódulos de yeso y magnesita.
- Estrato de 40 cm. Caliza dura, blancuzca, con laminas paralelas de 5 mm.
- Paquete de 40 cm. Alternancia de margas calcáreas con lutitas (vermiculita). La base del paquete es suavemente ondulada (crosiva). Estructuras de carga.
- Estrato de 30 cm. Caliza, dura, estratificación incipiente en capas de 15 cm.

TRAMO 5: Espesor total de 3.7 m. Secuencia con alternancia de yesos y calizas predominantemente peloidales. De la base a la cima se observa:

- Estrato de 17 cm. Yeso laminado, la capa está rota y colapsada.
- Estrato de 50 cm. Caliza, dura, estratificada, con capas de 11-15 cm
- Estrato de 70 cm. Caliza con estratificación incipiente que desaparece lateralmente. Hacia la base y la cima presenta bandas discontinuas de pedernal.
- Estrato de 20 cm. Caliza masiva.

PT-40: En lámina delgada, la caliza es un Grainstone peloidal, con muchos ostrácodos (completos y fragmentados). Cemento esparítico relleno de muchos de los espacios entre granos.

- Estrato de 60 cm. Yeso laminado. Hay porciones de yeso acaramelado, bandas de calcita, rosas del desierto. La capa está rota y colapsada, con evidencia de alta disolución.
- Estrato de 40 cm. Caliza masiva. Presenta poca porosidad.

PT-41: En lámina delgada, la caliza es un Grainstone a Packstone peloidal, con pocas oolitas y ostrácodos. En algunas porciones hay cemento esparítico rellenando espacios y líticos con crecimiento de calcita. Se observa dolomitización parcial.

- Estrato de 40 cm. Caliza masiva, muy porosa, hematizada.

PT-42: En lámina delgada, la caliza presenta bioturbación, brechificación, relictos de laminación y nodulización. Contiene cemento de hematita.

- Estrato de 30 cm. Marga masiva, parcialmente silicificada.

PT-43: Lámina delgada donde se observan peloides, oolitas y ostrácodos. Matriz arcillosa pervasivamente hematizada. Bioclastos rellenos con matriz lodosa, no esparita.

- Estrato de 40 cm. Caliza masiva, blanca, porosa en zonas localizadas al centro del estrato. Poco hematizada.

PT-44: En lámina delgada, la caliza es un Mudstone con poros redondeados y muy localizados en una franja; laminación alterada. Intraclastos y brechificación. Parcialmente hematizado.

Sedimentología

a) Descripción de facies

Los diferentes tipos de litología observados en los sedimentos de la Sección Axamípa pueden resumirse en: a) Conglomerados (matriz-soportados y clasto-soportados); b) Areniscas (de grano fino a grueso); c) Margas calcáreas (asociadas o no con areniscas y lutitas); d) Calizas (Grainstone, Packstone, Wackestone y Mudstone); e) Yesos (en forma de depósitos costrosos, nódulos o microcristalino). En función de la textura, estructuras sedimentarias y el contenido fósil, se han distinguido facies conglomeráticas, arenosas, margosas, calcáreas y evaporíticas, sintetizadas en la Tabla 2. La relación espacio-temporal de éstas se muestra en el Apéndice II "Distribución vertical de facies".

Facies		Descripción general	Textura y estructuras sedimentarias	Contenido fósil	Interpretación
Conglomeráticas	Cgm	Conglomerado, matriz soportado. Cuerpos de geometría irregular.	-	-	Flujos de detritos masivos (coladas de fango, debris flow).
	Cgc	Conglomerado, clasto soportado, estratificación cruzada e imbricaciones. Cuerpos tabulares y lenticulares.	Estratificación cruzada planar. Imbricaciones (sentido NE40°). Contactos planares o erosivos. Gradación normal o inversa.	-	Depósitos de barras y rellenos de canal. Zonas medias de sistemas aluviales-fluviales entrelazados. Los granocrecientes representan progradación de lobos, a veces en condiciones subacuosas.
Arenosas	Aec	Arenisca con estratificación cruzada	Estratificación cruzada y gradación normal	-	Depósitos estacionales de tormenta o crecidas, en llanura aluvial media o distal.
	Alp	Arenisca con laminación paralela, estratificación Flaser o cruzada y alternada con capas margosas	Laminación paralela, gradación normal. Oolitas, intraclastos, rizaduras, brechificación y nodulización. Estratificación cruzada y Flaser en areniscas.	Grupos algales, peloides, ostrácodos, raicillas, bioturbación.	Flujos laminares de fondo por pulsos de baja energía (aportes de detritos esporádicos) en condiciones lacustres en fase de somerización.
	Am	Areniscas masivas o gradadas cementadas con carbonato	-	-	Flujos continuos o intermitentes por crecidas o tormentas.
Margosas	Mgc	Margas, lutitas y areniscas granocrecientes	Estratificación con espesor decreciente, granulometría granocreciente, estratificación cruzada.	-	Progradación deltaica
	Ml	Margas con lutitas	Estratificación intercalada, grietas de desecación, estratificación cruzada.	Peloides, bioturbación, órganos vegetales.	Alternancia rítmica de precipitación de carbonato en ambiente de baja energía con aportes de detritos en planicies de inundación.

TEMPORAL
FALLA DE ORIGEN

	Mm	Margas masivas	-	-	Decantación simultánea de carbonato y terrigenos en suspensión en ambiente lacustre interno de baja energía.
	Mle	Margas laminadas o estratificadas	Laminación y estratificación. Nódulos de yeso y brechificación.	Bioturbación.	Decantación episódica de carbonato y terrigenos en suspensión, en ambiente lacustre interno, posteriormente expuesto a desecación.
Calcareas	Czm	Calizas masivas	Grietas de desecación, nódulos de yeso.	Ícnitas de vertebrado, raicillas, algas y peloides.	Deposición continua de carbonato en ambiente lacustre estable.
	Czo	Calizas oolíticas	Oolitas, nódulos de yeso.	Ícnitas de vertebrado, peloides, ostrácodos y bioturbación.	Zona lacustre marginal sometida a oleaje.
	Cze	Calizas estratificadas	Estratificación, grietas de desecación, nódulos de yeso.	Ícnitas de vertebrado, ostrácodos, peloides	Deposición de carbonato en condiciones lacustres con eventos intermitentes de desecación.
	Czl	Calizas laminadas	Laminación, estratificación Fraser, nódulos de yeso.	Oncolitos.	Decantación estacional de laminas de carbonato en zonas lacustres relativamente profundas y tranquilas.
	Czs	Caliza estromatolítica	Yeso "enrejado" en la cima.	Estromatolitos.	Zonas lacustres someras de baja energía, con eventos de evaporación alternados.
Evaporíticas	Ys	Yesos	Laminación.	-	Eventos de evaporación y desecación prolongada.

Tabla 2. Descripción e interpretación de facies.

Facies conglomeráticas• **Conglomerado matriz soportado (Cgm)**

Conglomerado, matriz soportado, desorganizado, matriz arenosa-limosa con alto porcentaje de carbonato, polimictico, espesor inconstante. Clastos de 3 a 7 cm de diámetro, compuestos por caliza blanca o rojiza, lutita, esquistos y cuarzo, angulosos a subredondeados. Parcialmente hematizado. (Fig. E, 1).

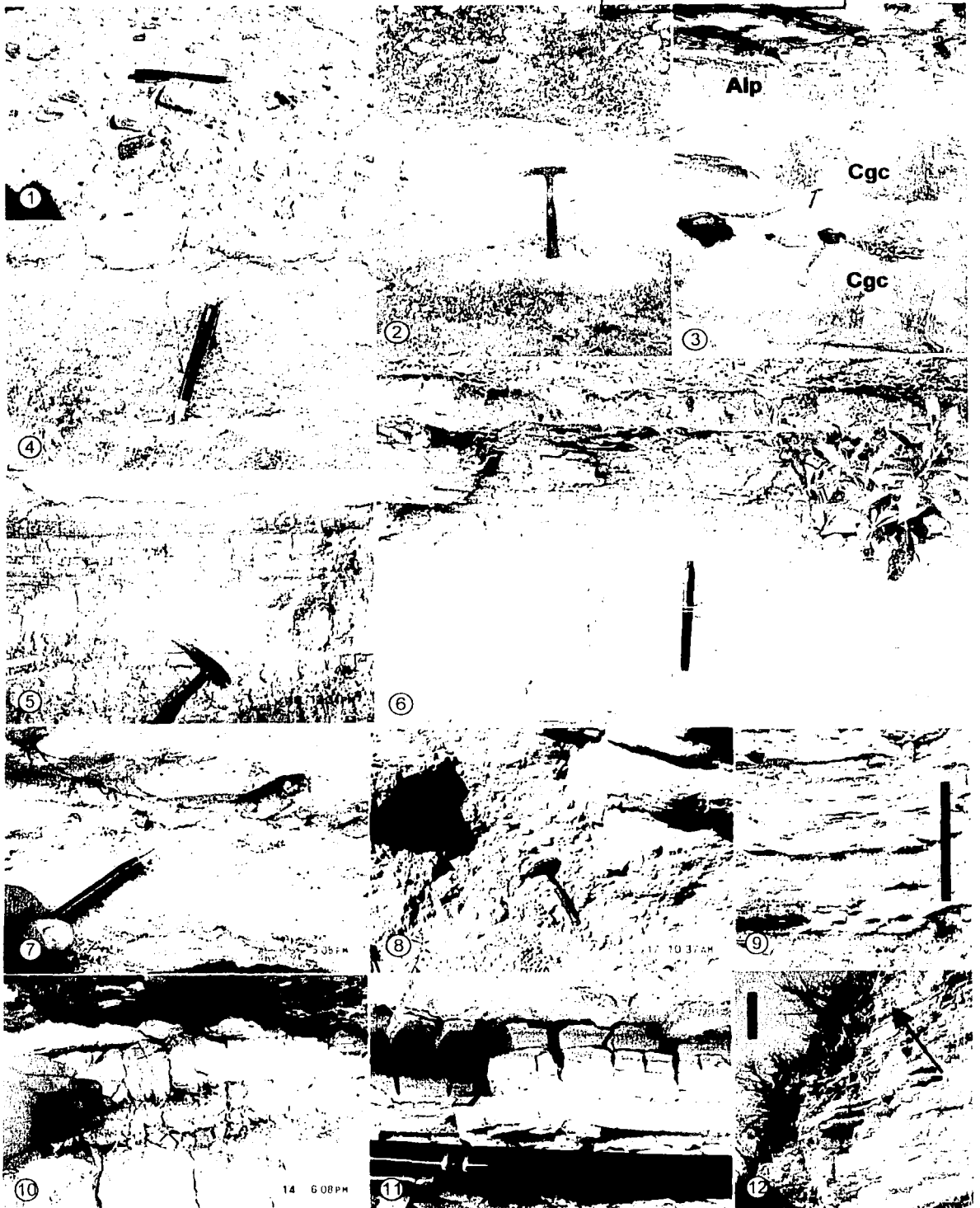
Depósitos con estas características, se forman debido a flujos muy viscosos, de alta densidad y alta cohesión de la matriz, tal que los clastos de mayor tamaño no son depositados en el fondo, sino que quedan flotando en ella (Reading, 1978), propiciando una fábrica desorganizada del material. Son llamados "coladas de lodo", "flujos viscosos" o "debris flow", y representan episodios violentos y rápidos generados por aporte de agua repentino (lluvias torrenciales, crecidas de desborde, drenados), que arrastran sedimentos finos básicamente, los cuales dan cohesión y viscosidad al flujo, el cual a su paso erosiona e incorpora clastos más grandes. Pueden generar grandes o pequeños depósitos (Reading, 1978), generalmente de espesor inconstante debido a la pendiente por donde se deslizan y, en caso de depósitos antiguos, a la erosión y remoción del material previamente depositado. Es menester que exista una pendiente para que existan estos flujos. Se ha visto que éstos pueden desarrollar velocidades de 20 cm/s en pendientes $>1^\circ$ (Reading, 1986), lo cual es típico en abanicos aluviales (Reading, 1986; Colombo, 1992).

Figura E. 1. Acercamiento de la facies Cgm; 2. Conglomerado de la facies Cgc, mostrando su base erosiva sobre la facies Cgm; 3. Asociación A, mostrando una fase de somerización; 4. Acercamiento a la estratificación cruzada de la facies Aec; 5. Facies Alp; 6. Acercamiento de la facies Alp; 7. Detalle de las estructuras de carga de areniscas con clastos en la facies Alp; 8. Facies Am; 9. Facies Mgc (escala = 1 m); 10. Facies MI; 11. Estructura tipo flama de la facies MI; 12. Vista en conjunto de la facies Mm (flecha).

TERRA CON
FALLA DE ORIGEN

Figura E

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



201

- **Conglomerado clasto soportado (Cgc)**

Conglomerado, clasto soportado, en estratos tabulares con base transicional o erosiva, mal clasificado; clastos de esquisto (mayormente), cuarzo, y caliza, angulosos a poco redondeados, en ocasiones cementados con calcita. Estratificación cruzada planar. En algunos se midieron imbricaciones con dirección NE40°. Pueden ocurrir con gradación normal o inversa y variaciones laterales a arenisca gruesa. (Fig. E, 2).

Estos depósitos son típicos en ambientes aluviales y fluviales (Miall, 1996). Dado que previo a la aparición de estos depósitos aparecen las facies Cgm, típicas de abanicos aluviales y relacionadas directamente con una pendiente, se asume que las facies Cgc pertenecen a depósitos fluvio-aluviales, posiblemente barras de canales que drenaban el abanico aluvial. El tamaño de los clastos (5 cm en promedio) hace suponer que pertenecen a una zona media-distal del abanico (Miall, 1992). Trabajos cartográficos y estratigráficos en extenso deberán ser realizados para comprobar estas hipótesis. Queda en duda si la presencia de cemento calcáreo entre los clastos es debido a que éstos se depositaron en un medio léntico donde procesos contemporáneos de carbonatación ocurrían.

Facies arenosas

- **Arenisca con estratificación cruzada (Aec)**

Arenisca fina o gruesa, en ocasiones con clastos erráticos. En estratos tabulares. Con estratificación cruzada. Gradación normal o inversa. Los paquetes pueden contener lentes conglomeráticos o tener variación lateral a conglomerado fino. Pueden ocurrir huellas de escape. (Fig. E, 4).

Depósitos con estas características son frecuentes en sistemas fluviales de mediana energía (Miall, 1996), donde también ocurren depósitos conglomeráticos. La granulometría sugiere la parte media-distal de un abanico aluvial. La migración de rizaduras o ripples y de barras genera la estratificación cruzada (Davis, 1983). La gradación normal e inversa dependerá entonces del acomodo de las partículas al decrecer la energía, indicando así que estos depósitos ocurrieron en pulsos estacionales o de tormenta. Las huellas de escape pueden indicar movimientos sísmicos o compactación diferencial de las capas más superficiales que propiciaran el escape del fluido intergranular presente en las capas más profundas.

- **Arenisca con laminación paralela y estratificación cruzada (Alp)**

Arenisca fina a media o gruesa, con laminación paralela y gradación normal, rizaduras, estratificación Flaser y cruzada. Con clastos de cuarzo, esquisto y líticos. Regularmente con cemento calcáreo y zonas hematizadas. Varían de 3-10 cm de espesor y presentan estructuras de carga e intraclastos. Pueden tener clastos angulosos dispersos de 9-30 mm (cuarzo, esquistos, líticos y algunos intraclastos margosos). Puede estar intercalada con capas margosas color verde claro que contienen arcilla y granos de cuarzo y caliza. Estas margas son porosas y agrietadas y pueden contener grumos algales, peloides, ostrácodos (articulados y desarticulados), oolitas, cemento y concreciones de hematita y calcedonia, presentar galerías por bioturbación, brechificación y nodulización. En ocasiones con cristales de yeso. (Fig. E, 5).

Depósitos continentales de areniscas con estas características han sido referidos a zonas distales de abanicos aluviales o aparatos deltaicos lacustres (Rust, 1980), donde la profundidad y la energía de los flujos de agua y el tamaño de las partículas decrecen, sin embargo el rango de ocurrencia abarca ambientes distales de ríos tipo "braided" o planicies fluviales, donde transportes episódicos de baja o mediana energía propician la depositación de las partículas de manera laminar, clasificándolas según la densidad y el tamaño, de lo cual resulta la gradación normal (Rust, 1980). Las intercalaciones margosas son el resultado de flujos laminares de fondo (Anadón, 1992), en ocasiones como fase de somerización, posiblemente en planicies de inundación, producidas por pulsos de lluvia o tormenta alternados con precipitación en condiciones de calma. Suponen flujos viscosos que se deslizan por una pendiente circunscrita en un medio acuático no turbulento (léntico), generalmente a baja velocidad, donde las partículas más pesadas son transportadas por rodamiento (Lowe, 1976). El porcentaje de areniscas y margas es variable. Cuando abundan las margas es probable que el aporte de detritos fuera obstaculizado por algún fenómeno (ausencia de material clástico, ausencia de agentes transportadores como agua o viento,

disminución de la energía de flujo, retención del material por vegetación, variaciones en el relieve, etc.) o que hubiera una rápida erosión tras el depósito, de manera que éste no se observa en campo. Las estructuras de carga son indicativas de la saturación de agua que prevaleció tras el depósito de los terrígenos. Los intraclastos indican que hubo tiempo para que las margas disminuyeran la saturación de agua, haciéndolas menos plásticas y más rígidas, posiblemente debido al endurecimiento del sedimento tras episodios de desecación. Rizaduras, estratificación cruzada y Flaser indican que en la superficie del depósito arenoso hubieron corrientes activas, probablemente de baja energía, lo cual es congruente con el tipo de proceso de flujo.

Diferencias de esta facies según los niveles, son los espesores de las capas, que llegan a ser decamétricas, y la presencia de oolitas y microfósiles (peloides, ostrácodos y grumos algales). Más adelante se verá que la asociación de esta facies con otras conglomeráticas y de areniscas gruesas corresponde a un decrecimiento de la energía en el sistema acuático donde se depositaron. La presencia de oolitas, comunes en las orillas de grandes lagos salinos y calcáreos (Swirzydzuk *et al.*, 1979; Kowalewska y Cohen, 1998), indica que hubieron corrientes u oscilación producidas por corrientes (viento) y oleaje. La presencia de bioturbación en forma de galerías sugiere el rastro de organismos intersticiales, y por tanto la existencia de, al menos, una película de agua superficial, la cual desaparecía por periodos, dejando expuestas a la desecación y oxidación a las capas margosas, produciéndose entonces la brechificación y las concreciones de hematita.

Estas facies presentan también cemento calcáreo y de hematita. El primero, igual que en las facies anteriores, se debe probablemente a que la depositación ocurrió en un medio lénico. El segundo puede ser producto de la diagénesis o puede corresponder al acúmulo de óxidos de hierro, producto de la exposición subaérea de las rocas tras su depositación.

• **Areniscas masivas o gradadas (Am)**

Arenisca fina, media o gruesa, generalmente cementada con carbonato, a veces también con hematita. Granos mayoritariamente de esquistos, cuarzo y carbonato. Bien clasificada, en ocasiones con clastos erráticos mayores a 3 mm. Masiva o con gradación normal. (Fig. E, 8).

Los depósitos masivos arenosos son propios de acumulaciones continuas de sedimento, donde no ocurre exposición subaérea ni clasificación de partículas que generen estratificación (Reineck y Singh, 1980). Las facies de areniscas masivas pueden estar vinculadas a flujos cohesivos (liquefied flows) (Lowe 1979), donde la desaceleración del flujo en el cambio de condiciones confinadas a no confinadas (cauce-lago) provoca la rápida depositación de la carga sedimentaria (Gama *et al.*, 1989), lo que le da el orden masivo, así como a depósitos de suspensión por corrientes que van frenando y flujos gravitatorios (Reineck y Singh, 1980; Dabrio, 1992), que en el caso de cuencas continentales se asocian a inundaciones y crecidas por tormenta y depósitos en fondos de lagos o ríos maduros.

Los depósitos de areniscas gradadas se diferencian de las masivas en que las primeras no son producto de flujos continuos, sino de pulsos con decrecimiento de energía (Marzo, 1992), lo que permite que las partículas de mayor tamaño se depositen antes que las partículas suspendidas, resultando en una gradación. No obstante estas facies pueden también ser resultado de crecidas e inundaciones de las planicies adyacentes al cauce (Marzo, 1992).

Facies margosas

• **Margas, lutitas y areniscas granocrecientes (Mgc)**

Alternancia de margas y limolitas o lutitas calcáreas, en capas que adelgazan hacia la cima, dando lugar a la dominancia de arenisca, la cual ocurre en capas delgadas y espaciadas en la base y más frecuentes hacia la cima. Las areniscas contienen clastos de cuarzo, esquistos y líticos de hasta 2 mm. Hay estructuras de carga en la base y estratificación cruzada hacia la cima. (Fig. E, 9).

Depósitos con granocrecimiento y adelgazamiento de las capas se han mostrado como modelos ideales en progradaciones deltaicas (Arche). Encontrar esta facies en la secuencia puede significar la retracción de un abanico inicialmente

aluvial, que vertió sus sedimentos a un cuerpo de agua establecido, en este caso un lago. Puede también significar que el lago se encontraba en una zona intermedia entre dos abanicos aluviales (Reading, 1978).

• **Margas con lutitas (Ml)**

Alternancia de margas calcáreas con lutitas. Las margas ocurren en capas de 3-6 cm y pueden presentar estructuras de carga y huellas de escape (estructuras tipo flama), grietas de desecación, estratificación cruzada y rizaduras. En lámina delgada se observan peloides y bioturbación. Pueden contener plantas fósiles. Las lutitas (vermiculitas) son generalmente de color gris-verdoso, ocurren en capas de 1-3 cm. (Fig. E, 10).

Depósitos con estas características ocurren por decantación periódica de carbonato y aportes intermitentes de terrígenos en suspensión por inundaciones en planicies aluviales o fluviales. Los flujos, aunque de baja energía, produjeron la estratificación cruzada y las rizaduras. Las grietas de desecación indican episodios de exposición subaérea. La presencia de plantas fósiles indica que éstas crecieron en los alrededores y fueron transportadas por agua o viento. Éstas aparecen en un solo nivel de la secuencia; no están bien conservadas y en la mayoría de los casos están fragmentadas (ver sección de paleontología), lo cual sugiere un transporte con fricción o degradación por diagénesis. La vermiculita es un mineral secundario formado principalmente por la modificación de micas, y menos comúnmente por la modificación de piroxenos, anfíboles, olivinos, clorita, u otros minerales de arcilla (de la Calle y Suquet, 1988). Intemperismo, alteraciones por fluidos subterráneos e hidrotermalismo se han propuesto como mecanismos para la formación de vermiculita. Los depósitos parecen ser formados por la modificación de partículas macroscópicas de mica por intemperismo e interacción con fluidos (Hindman, 1994). Los ambientes geoquímicos se asocian generalmente a rocas ultramáficas ricas en minerales de silicato de magnesio. Dentro de las categorías comunes para estos depósitos, destacan las intrusiones de sienita, carbonatita, o ambos y los depósitos de esquistos ultramáficos cortados por pegmatita, menos comúnmente por piroxenita o peridotita (Bush, 1976), por tanto es muy probable que la vermiculita de la SA haya tenido su origen a partir de la erosión de rocas metamórficas.

Esta facies ocurre de manera cíclica en la secuencia, indicando que los procesos sedimentarios que la originaron ocurrieron repetidamente a lo largo de la historia del lago. Condiciones de depósito similares son frecuentes en ambientes con condiciones estables y pulsos de lluvia estacionales (Arche, 1992a).

• **Margas masivas (Mm)**

Margas calcáreas masivas (sin estructuras sedimentarias). Pueden tener cemento de hematita. (Fig. E, 12; F, 1).

Estos depósitos se interpretan como generados por decantación continua en aguas con escasa agitación y reducido, pero continuo, aporte de terrígenos. Con episodios de exposición subaérea inferida por la cementación hematítica.

• **Margas laminadas o estratificadas (Mle)**

Marga calcárea laminada o estratificada. Generalmente con fractura concoidal. Pueden contener bandas de pedernal y nódulos de yeso de hasta 1 cm. Pueden presentar brechificación y bioturbación. (Fig. F, 2).

Estos depósitos se interpretan como generados por decantación periódica, con hiatos de no depósito, en aguas con escasa agitación y poco aporte de terrígenos, lo que indica que el aporte de agua era por mantos freáticos o que los afluentes eran de baja energía y se encontraba lejos del depocentro, pues eventos pluviales hubieran acarreado terrígenos. Se descarta que el no aporte de terrígenos se deba a la disponibilidad de tal material, dado que estas facies se encuentran generalmente adyacentes a facies terrígenas. Se infieren episodios de evaporación que generan nódulos de yeso en el subsuelo y episodios de exposición subaérea por la brechificación.

Facies calcáreas

• **Calizas masivas (Czm)**

Calizas de color beige, blanco-amarillento o verdoso, generalmente tipo Mudstone. Pueden presentar grietas de desecación, deformación por carga, icnitas de vertebrado y raicillas. Generalmente con poros (de 1 a 3 mm). En ocasiones con yeso

microgranular, cristales radiales de calcita, nódulos y bandas de pedernal, calcedonia y nódulos de yeso. Algunos niveles presentan brechificación, bioturbación por raicillas o invertebrados (poco frecuente), laminación tipo algal y nodulización (poco frecuente). El contenido fósil es pobre. Consta de valvas de ostrácodos (generalmente muy sustituidas y muy pocas veces aparecen articuladas), oolitas completas y fragmentadas, algas y peloides (poco frecuentes). Generalmente hematizadas. (Fig. F, 4).

Estos depósitos se interpretan como de depositación continua en un cuerpo de agua de larga duración. La presencia de grietas de desecación, la presencia de hematita y la brechificación indican periodos de exposición subaérea. La presencia de raicillas milimétricas indica que la superficie soportó vegetación herbácea, posiblemente pastos adaptados a condiciones alcalinas. Las acumulaciones de oolitas fragmentadas y ostrácodos no completos, aunado a la textura tipo Mudstone, sugieren un arrastre más que su aparición *in situ*.

Las características y los espesores (10-70 cm) de esta facies sugiere que el cuerpo de agua experimentó periodos con un nivel de agua estable que permitían la acumulación de carbonato, así como periodos de sequía evidenciados por las grietas de desecación. A pesar del mantenimiento del nivel de agua por periodos prolongados, la presencia de yeso indica altas tasas de evaporación.

- **Calizas oolíticas (Czo)**

Calizas tipo Grainstone o Packstone oolítico, de color beige, generalmente masivas y parcialmente silicificadas, a veces con bandas de pedernal. Pueden ser porosas, presentar deformación por carga y contener nódulos de yeso. En un nivel se observaron icnitas de vertebrado. En lámina delgada se caracterizan por tener peloides, oolitas y ostrácodos. Otras tienen además "coated grains" y pisoides. Pueden estar bioturbadas y contener grumos algales. En algunas es común la hematita y menos común la dolomitización parcial. (Fig. F, 5).

La textura tipo Grainstone sugiere que las oolitas y los bioclastos son autóctonos. Depósitos con estas características son típicos en las orillas de lagos salinos y calcáreos (Swirydzuk *et al.*, 1979; Kowalewska y Cohen, 1998), por tanto se infiere un ambiente lacustre somero, con agitación por oleaje y mareas.

- **Calizas estratificadas (Czo)**

Calizas de color beige o blanco, con estratificación incipiente o completa, en capas que varían de 1-40 cm. Pueden tener grietas de desecación, nódulos de yeso, y estar completamente o medianamente silicificadas, con bandas continuas y discontinuas de pedernal. La mayoría con poros. En ocasiones con compactación diferencial, microfracturas rellenas de yeso y calcita. En lámina delgada se aprecia dolomitización parcial y cristales de calcedonia, microestilolitas, brechificación y nodulización, así como laminación que recuerda tapetes algales en algunos estratos. Asimismo pueden contener oolitas, ostrácodos completos o fragmentados, icnitas de vertebrado, peloides, bioturbación, grumos algales y filamentos fúngicos o algales (Fig. F, 6).

Estos depósitos se interpretan como eventos episódicos de sedimentación de carbonato, aunados a otros de exposición subaérea, evidenciados por las grietas de desecación y la brechificación. La presencia de yeso sugiere altas tasas de evaporación. Probablemente ocurrieron incrementos y decrementos intermitentes en el nivel del lago.

- **Calizas laminadas (Czl)**

Calizas de color beige o blanco-amarillentas, con láminas paralelas, irregulares y onduladas que varían de 3-10 mm o con laminación paralela menor a 1.5 mm de espesor (tipo varvas). Pueden tener compactación diferencial, estratificación tipo Fraser y contener oncolitos de hasta 3.5 cm silicificados al interior, nódulos de pedernal y nódulos de yeso de 0.5-3 mm o concreciones de yeso de más de 5 cm. Pueden ser porosas (poros de hasta 4 mm de diámetro). En lámina delgada se aprecian pequeños cristales de yeso, pedernal microgranular, arcillas y cuarzo. (Fig. F, 7).

Esta facies se interpreta como formada en aguas relativamente profundas (Hankanson y Jansson, 1983), probablemente relacionadas a cambios estacionales y en condiciones de anoxia que evitaran el crecimiento de algas o la proliferación de organismos bentónicos que bioturban la roca (Scholle *et al.*, 1983). La precipitación de carbonato aumentaba en las épocas de sequía, dando origen a la formación de las láminas en el fondo del lago. La ausencia de niveles lutíticos su-

giere que el incremento en el nivel del agua estaba relacionado al nivel freático, el cual podía ser recargado relativamente lejos del sitio, y no por aportes pluviales, los cuales hubieran acarreado detritos. Los nódulos y las concreciones de yeso pudieron formarse muy posteriormente al depósito inicial, una vez que el nivel del lago hubiera disminuido lo suficiente como para permitir la afluencia de sulfatos debido a la evaporación. Dada la escasez de oncolitos encontrados, se infiere que éstos se formaron en zonas más someras desde donde pudieron ser arrastrados; al cambiar las condiciones, los microorganismos que formaron las estructuras dejaron de crecer.

- **Caliza estromatolítica (Czs)**

Caliza estromatolítica. Los estromatolitos pueden ser de hasta 40 cm de altura y 42 cm de diámetro o 15 cm alto y 28 cm de diámetro, silicificados parcialmente, sobre todo hacia el interior. Siempre coronados por yeso recristalizado en calcita (estructuras enrejadas o de panel). La matriz entre cada estromatolito es calcárea, masiva o laminada. (Fig. F, 9-10).

Estos niveles suponen zonas propicias para el desarrollo de algas que incrementaban la precipitación de carbonato, dando origen a los estromatolitos. La laminación no muestra discontinuidades, es más bien homogénea. Estas características más la morfología tan regular de las estructuras sugiere ambientes lacustres de baja energía, someros y marginales, sin aporte de terrígenos. Es probable que indiquen épocas de calma y estabilidad, culminando con periodos de repentina evaporación y decrecimiento del nivel del agua, dando lugar a la formación de yesos.

Facies evaporíticas

- **Yesos (Ys)**

Yeso laminado, en estratos colapsados y deformados, asociado o no a calcita. (Fig. G, 1-2).

Estos depósitos indican eventos de evaporación continua, desecación, acumulación de sulfatos y cloruros, en presencia o ausencia de carbonato. Propios de zonas áridas con altas tasas de evaporación (Reineck y Singh, 1980; Davis, 1983; Boggs, 1987). La condición actual de los estratos no permite observar estructuras sedimentarias con claridad, sin embargo, a pesar de la deformación se aprecia laminación, probablemente de calcita.

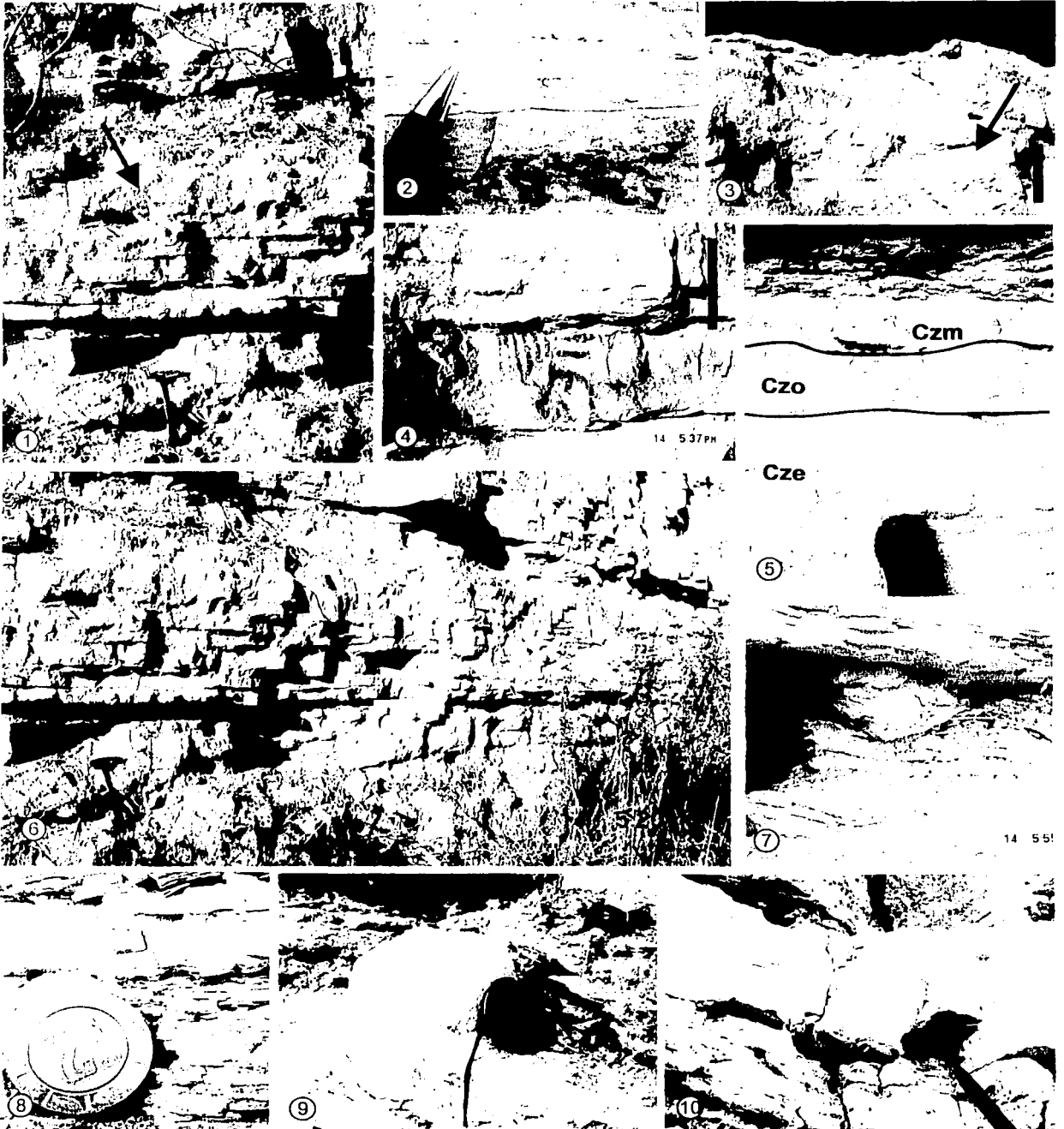
c) Asociación de facies

Como procedimiento complementario al análisis de facies, su asociación supone el agrupamiento de aquellas que muestran patrones reconocibles en una secuencia. Encontrar asociaciones facilita la comprensión del sistema como un todo, no como procesos aislados, en la medida que considera el contexto donde cada facies ocurre, por ejemplo: una facies de arenisca con estratificación cruzada puede ocurrir tanto en ambientes fluviales, como aluviales, deltaicos, costeros, etc., sin embargo si se encuentran asociadas verticalmente a facies de carbón con abundantes restos de plantas e intercalaciones de lutitas y limolitas, se restringen las probabilidades de ocurrencia a una planicie deltaica o un pantano (Arche, 1992a). Otra ventaja de asociar facies, es que facilita reconocerlas en otros afloramientos, aún cuando el espesor o las estructuras sedimentarias varían de un sitio a otro.

En las Columnas 1 y 2 se observan 8 asociaciones de facies (Fig. H) en niveles decimétricos a métricos. Todas las asociaciones ocurren verticalmente. Las asociaciones F y G presentan variaciones verticales a una o más facies. La asociación H puede presentarse a su vez dentro de otras, y pudiera ser considerada como una sub-asociación. La relación espacio-temporal de todas las asociaciones se representa en el Apéndice II "Distribución vertical de facies".

Figura F. 1. Facies Mm (flecha); 2. Detalle de la laminación de la facies Mle; 3. Vista general de la facies Mle (flecha) en una zona con pinturas rupestres (escala = 50 cm); 4. Estratos de la facies Czm en una zona con pinturas rupestres (escala = 30 cm); 5. Conjunto de las facies calcáreas Cze, Czo, Czm y Czl; 6. Facies Cze; 7. Facies Czl conteniendo un nódulo de yeso; 8. Acercamiento a la laminación milimétrica de la facies Czl; 9. Estromatolitos pequeños y aislados (facies Czs) (escala = 5 cm); 10. Estromatolitos grandes (facies Czs).

Figura F



Asociación A

Originada en un ambiente aluvial-fluvial, las facies que la integran son principalmente clásticas, con espesores de 30 a 250 cm, excepto las calizas, que llegan a tener hasta 8 cm. Suelen tener contactos erosivos en la base y netos al interior. Secuencia granodecreciente. Supone eventos de retracción aluvial que culminan en el establecimiento de un lago somero. Inicia con flujos canalizados de alta energía en dirección NE40° (Facies Cgc), seguidos de depósitos con decrecimiento en la granulometría que indican cambios en el régimen energético (Facies Aec), con esporádicas avulsiones de los canales aluviales (lentes conglomeráticos). La sedimentación va tomando lugar en porciones cada vez más distales del abanico, propiciando el depósito de sedimentos cada vez más finos (Facies Alp y Am) y en condiciones de inundación intermitente o lacustres con episodios de desecación, que en épocas de calma propiciaba la depositación de carbonatos (Facies Alp), hasta llegar a condiciones lacustres estables (probablemente del margen) donde se depositaban calizas (Facies Czm). La asociación A1 ejemplifica la secuencia completa, mientras que la A2 ejemplifica sólo la parte final de ésta.

Asociación B

Las facies que la integran son clásticas y tienen espesores de 40 a 200 cm. Suelen tener contactos netos. Secuencia granocreciente. Supone eventos estacionales o episódicos de lluvia con temporales de tormenta. Inicia con flujos detriticos esporádicos formados en condiciones de energía moderada que alternan con flujos generados en épocas de calma, donde ocurre la depositación de carbonato en condiciones lacustres marginales (Facies Alp), continuando con episodios de tormenta que vierten clastos de mayor tamaño (Facies Aec). Esta asociación puede estar asociada a un delta lacustre.

Asociación C

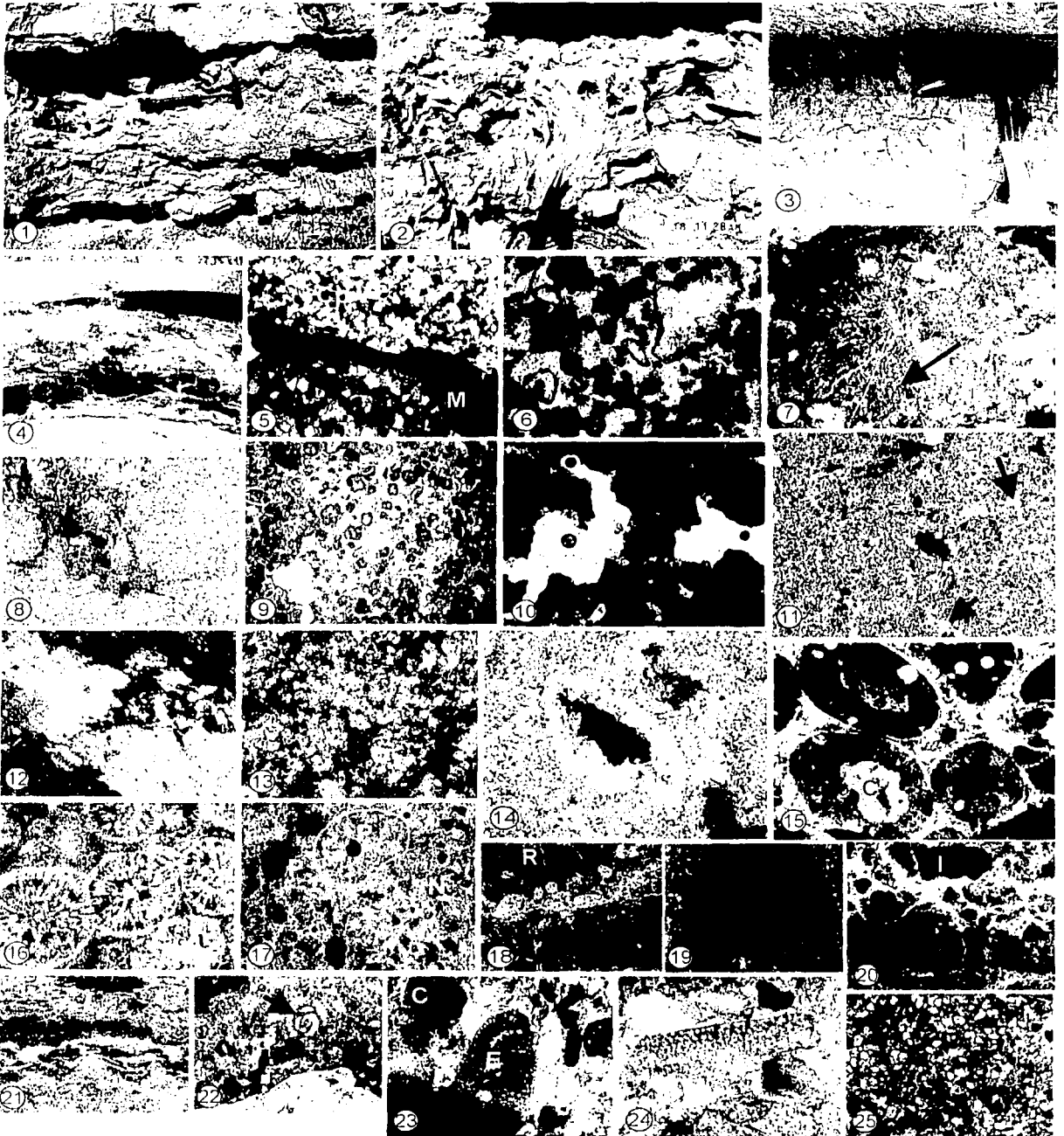
Las facies que la integran son clásticas y tienen espesores de 50 a 250 cm. Suelen tener contactos netos. Secuencia granocreciente. Supone eventos continuos de aporte de detritos con aumento de energía por crecidas repentinas. Inicia con aportes fluviales continuos (Facies Am) que incrementan la energía, ocasionando migración de los cauces (Facies Aec) y crecidas repentinas de gran energía que acarrear clastos de mayor tamaño y que pueden provocar una progradación aluvial (Facies Cgc). Esta asociación está continuada verticalmente por la asociación A2, que implica el decrecimiento de energía hasta llegar a condiciones lacustres.

Asociación D

Las facies que la integran tienen espesores de 4 a 70 cm. Suele tener contactos netos. Secuencia granodecreciente. Supone eventos de somerización o disminución de energía y una progradación a facies lacustres. Inicia con flujos esporádicos que acarrear detritos de manera continua (Facies Am); al decrecer el flujo, los sedimentos más finos van depositándose simultáneamente con carbonatos (Facies Mle); finalmente se establecen condiciones lacustres donde se depositan calizas (Facies Czm, Cze y Czo).

Figura G. 1. Vista general de la facies Ys; 2. Acercamiento a yesos tipo "enrejado"; 3. Vetas de yeso diagenético rellenando fracturas; 4. Zona con nódulos de pedernal; 5. Clasto de cuarzo policristalino (Cp) junto a pequeños granos de cuarzo embebidos en un cementante micrítico (M); 6. Vista general de una zona con peloides; 7. Grumo algal con posibles filamentos (flecha), con crecimiento radial (líneas); 8. Hematita sustituyendo parcialmente a calcita; 9. Hematización pervasiva de una caliza oolítica; 10. Porosidad fenestral; 11. Crecimiento disperso de cristales de yeso (flechas); 12. Cristal de yeso de gran tamaño dentro de matriz micrítica; 13. Dolomitización parcial; 14. Ostrácode reemplazado y relleno de esparita; 15. Oolitas nucleadas con reemplazamientos de calcedonia (C) y hasta 4 capas concéntricas; 16. Crecimientos radiales de calcita; 17. Probable porosidad por raicillas (P) y nodulización (N). La línea muestra un poro rodeado por un nódulo; 18. Zona de brechificación con rastros de raicillas (R); 19. Poro con forma redondeada hecho por una raíz, recubierto en su interior por capas concéntricas de calcita; 20. Zona brechificada y con intraclastos (I); 21. Posible laminación algal alterada; 22. Clasto de caliza parcialmente dolomitizado con un miliólido (flecha); 23. Fragmento de equinodermo (E) junto a granos de cuarzo y fragmentos de caliza con peloides (C); 24. Fragmento de equinodermo retrabajado, posiblemente una espina (E); 25. Muestra de los granos de una arenisca de la facies Am, soportados por una matriz micrítica.

Figura G



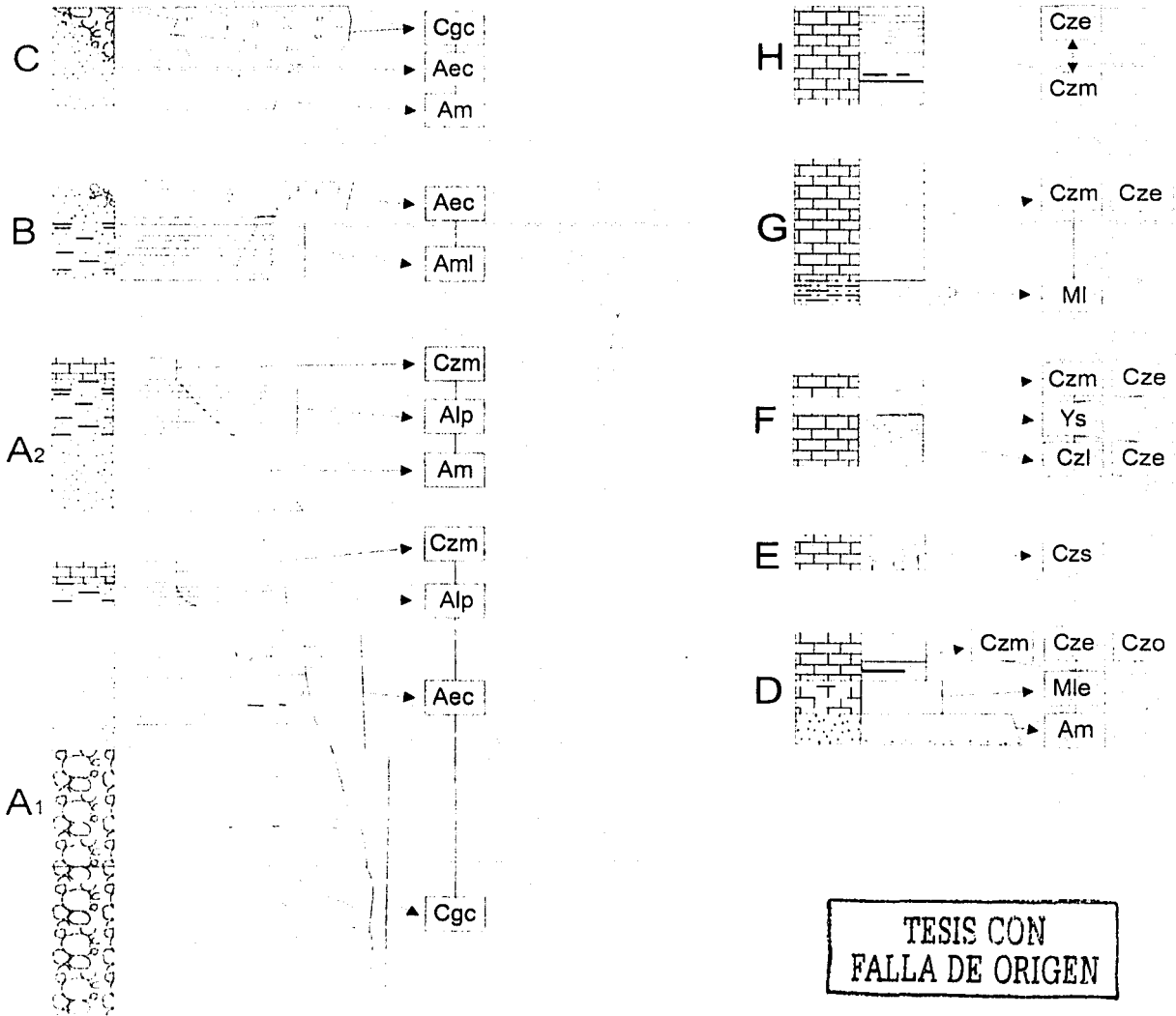


Figura H
 Asociaciones de facies. **A1:** fase completa de la retracción del abanico aluvial hasta condiciones lacustres. **A2:** fase incompleta de somerización. **B:** eventos episódicos de lluvia y tormenta alternados con épocas de calma en condiciones lacustres. **C:** progradación de un aparato deltaico o un abanico aluvial. **D:** retracción de la fase distal aluvial. **E:** condiciones lacustres someras con eventos de evaporación prolongada. **F:** precipitación episódica de carbonatos en condiciones lacustres con periodos de sequía moderada o prolongada. **G:** alternancia de inundaciones que establecieron condiciones lacustres con periodos de desecación. **H:** precipitación de carbonato con variaciones fisicoquímicas del medio.

Asociación E

Las facies que la integran tienen espesores de 60 a 70 cm. Suele tener contactos netos en la base y difusos en la cima. Supone eventos de calma en condiciones lacustres someras, donde los estromatolitos podían crecer continuamente, con sedimentación lenta y progresiva en condiciones alcalinas (Facies Cz_s). A continuación las condiciones se vuelven secas y predomina la intensa evaporación, que forma los yesos en la cima de los estromatolitos. Probablemente dejó de haber un aporte de agua al lago, o quizás es el resultado de una mayor evaporación que el aporte de agua.

Asociación F

Las facies que la integran tienen espesores centimétricos a decimétricos. Suelen tener contactos netos, excepto los yesos, que se encuentran en estratos colapsados y parcialmente disueltos. Supone eventos de precipitación episódica de carbonatos en condiciones lacustres (Facies Cz_l y Cz_e), con tasas de evaporación y desecación relativamente moderadas, seguidos por otros de evaporación prolongada (Facies Y_s), donde también se intercalan menores episodios de precipitación de carbonatos, aunque dominan las evaporitas. A continuación se restablecen las condiciones lacustres (Facies Cz_m y Cz_e), las cuales aún presentan trazas de evaporación y desecación aunque en menor grado que las anteriores.

Asociación G

Las facies que la integran tienen espesores centimétricos a decimétricos. Suelen tener contactos netos. Supone eventos rítmicos de aporte de detritos contra precipitación de carbonato. Pulsos de lluvia estacionales acarrearón detritos arcillosos hasta el lago (Facies M_l), donde ocurría permanentemente la precipitación de carbonatos. Al llegar los detritos cesaba momentáneamente la precipitación de carbonatos hasta que la mayoría de las partículas en suspensión se decantara. Una vez que esto ocurría se reanudaba la precipitación de carbonato. El nivel del lago y las condiciones físicas y químicas determinarían si la precipitación de carbonatos ocurría de manera continua (Facies Cz_m) o episódica (Facies Cz_e). A lo largo de estos procesos, el lago se desecaba por completo, dejando la superficie expuesta a la desecación.

Asociación H

Las facies que la integran tienen espesores centimétricos a decimétricos. Suelen tener contactos netos. El orden vertical de esta asociación es indistinto, pudiendo comenzar bien con facies Cz_e o con Cz_m. Puede aparecer dentro de otra asociación, y puede intercalar alguna otra, como facies Am o M_l; en tales casos se ignoran las intercalaciones mencionadas, debido al poco espesor que poseen, significando que éstas no afectaron el proceso sedimentario por el cual las facies Cz_e y Cz_m pueden ser asociadas.

Supone eventos continuos y discontinuos (y viceversa) de depositación de carbonato en un ambiente lacustre y condiciones alcalinas. Ambas facies presentan eventos de desecación y signos de evaporación, lo cual sugiere que el llenado y secado del lago debió ser lento. Es probable que la diferencia entre la depositación continua y la episódica esté relacionada con cambios en el régimen de producción del CaCO₃, los cuales generalmente se asocian a cambios en la temperatura, pH, turbidez o corrientes (Freytel y Plaziat, 1982). En todo caso, las facies Cz_m debieron presentarse en épocas donde el nivel del lago y las condiciones ambientales fueran estables.

PALEONTOLOGÍA

A continuación se describen los fósiles encontrados en la Sección Axamilpa. Su distribución temporal se muestra en las columnas estratigráficas. La figura 1 muestra ejemplares representativos de los fósiles encontrados.

Huellas de vertebrados. Todas las huellas encontradas en la SA tienen un diámetro mínimo de 10 cm y máximo de 16 cm. La forma de los dedos es propia de mamíferos ungulados (Artiodáctilos) (Fig. 1, 2). El arreglo en planta suele ser en zig-zag por pares o en línea casi recta. En algunos estratos están más marcadas que en otros, lo cual indica que el suelo por donde caminaron tenía diferente consistencia y saturación de agua. Se encuentran presentes en varios niveles de la sección.

Galerías por bioturbación. En láminas delgadas de varios niveles se observan galerías que probablemente fueron hechas por organismos que habitaron el fondo del lago, o que poblaron los sedimentos mucho después de ser depositados. Las galerías suelen estar orientadas en una misma dirección, aunque en ocasiones aparecen caóticas (Fig. 1, 4-5).

Ostrácodos. Estos organismos están presentes en varios niveles a lo largo de la secuencia, y siempre asociados a depósitos calcáreos (margas y calizas). Las tallas oscilan entre los 400 y 550 μm . Las valvas pueden ser vistas en pares o individuales (Fig. 1, 6-8). En la SA se han observado valvas y caparazones de diferente grosor. La diferencia del tamaño de las valvas encontradas puede variar según el nivel estratigráfico o en un mismo conjunto.

Raíces. En algunos estratos se observaron relictos de raicillas (Fig. 1, 9). Éstas son pequeñas (hasta 10 mm), están oxidadas (por el color) y no tienen un orden vertical u horizontal determinado, aunque la tendencia es generalmente vertical.

Hojas. Al menos 6 tipos distintos de hoja fueron reconocidos en la facies *Ml* (a los 34 m aprox. A partir de la base de la Columna 1). Se trata de impresiones carbonizadas, en estado de conservación regular, es decir que mucho del material corresponde a fragmentos, y las impresiones no muestran muchos caracteres distinguibles. Algunos ejemplares se rescataron completos y otros, fragmentados (Fig. 1, 10-16).

Algas. Algas permineralizadas (Fig. 1, 17-18) fueron observadas en lámina delgada del pedernal de la muestra PT-29 (39 m aprox.). Son tetraédricas, envueltas por una vaina mucilaginoso. El diámetro de cada célula varía de 5 a 7 μm . El diámetro de las tétradas varía de 10 a 15 μm . Se arreglan en colonias pequeñas y puntuales (6 a 20 individuos por colonia). El tipo de arreglo y morfología sugieren que se trata de organismos de la División Chlorophyta, del Orden Tetrasporales. El 90% de las especies incluidas en este Orden crecen adheridas a un sustrato (puede ser acuático o subaéreo) y asociadas a agua dulce (Graham y Wilcox, 2000; Bold y Wynne, 1995).

Oncolitos. Escasos oncolitos se encontraron en calizas de la facies *Czl*. Son elípticos (Fig. 1, 19-20), de 3 a 5 cm de diámetro en corte transversal; la mayoría están silicificados al centro, mientras que la superficie externa conserva la composición calcárea; tienen laminación concéntrica (Fig. 1, 20), que llega a perderse al centro por la silicificación.

Estromatolitos. Se encontraron dos tipos de estromatolitos: a) grandes, de 30 a 40 cm de altura, columnares bulbosos, que forman profusas biohermas subesféricas (ver definición de términos en Walter, 1976) (Fig. 1, 21); b) pequeños, de 10 a 12 cm de altura, hemiesféricos, se encuentran más bien aislados, con agregados de 2 o 3 domos (Fig. 1, 22-23). Los estromatolitos "grandes" se encuentran estratigráficamente debajo de los estromatolitos "pequeños", indicando que los primeros se formaron antes que los segundos y por lo tanto son más antiguos.

Ambas facies estromatolíticas se encuentran parcialmente silicificadas. En la mayoría de los casos se conserva la estructura original de la parte externa; la silicificación ocurre al interior de los estromatolitos. Asimismo, en ambas facies, los estromatolitos están coronados por yeso, sugiriendo que ocurrieron eventos de desecación prolongada que favoreció la precipitación de evaporitas, sofocando así a las colonias algales que formaron tales estructuras.

No se han encontrado microfósiles asociados a los estromatolitos, y al parecer no se ha conservado nada de materia orgánica en ellos (Martínez-Hernández, com. Pers. 2003).

Figura 1

1. Icnitas de vertebrado en pisadas más o menos equidistantes; 2. Acercamiento a una icnita delimitada por un trazo; 3. Icnita de vertebrado de la localidad Pie de Vaca; 4. Galería por bioturbación rellena de peloides; 5. Galerías por bioturbación más o menos paralelas; 6. Corte transversal de un ostrácodo; 7. Corte longitudinal de un ostrácodo donde se observan las bisagras; la matriz es micrítica y el relleno, espartítico; 8. Corte transversal de un ostrácodo, mostrando sus valvas asimétricas; 9. Impresiones de raíces (escala = 1 cm); 10. Ejemplar fósil de *Pseudosmodium* sp.; 11. Posible ejemplar de *Pistacia* sp.; 12. Impresión carbonosa de un posible foliolo; 13. Impresión de una posible leguminosa; 14. Resto de un peciolo; 15. Impresión de un posible planta acuática; 16. Fósiles posiblemente de *Cedrelospermum* sp.; 17. Colonia de algas tetrasporales; 18. Individuos algales tetrasporales; 19. Vista en campo de un afloramiento con oncolitos; 20. Corte transversal de un oncolito, silicificado por dentro; 21. Vista de estromatolitos *in situ*; 22. Afloramiento con un estromatolito pequeño; 23. Corte transversal de un estromatolito, mostrando su laminación.

Figura I



Líneas de costa

Se obtuvieron 4 mapas de México, cada uno con sendas reconstrucciones de la línea de costa para el Eoceno temprano (Ypresiano, 54-49 Ma), el Eoceno medio (Lutetiano-Bartoniano, 49-37 Ma), el Eoceno tardío (Priaboniano, 37-34 Ma) y Oligoceno (Rupeliano y Chatiano, 33-24 Ma) (Fig. J, 4). La tendencia general muestra que para esa época, México estaba configurado como una península. No se observan grandes cambios en la configuración de los mapas correspondientes al Eoceno; en contraste, en el mapa del Oligoceno se aprecia que la parte emergida tuvo una extensión hacia el SE. Durante el Eoceno, la Sección Axamilla parece haber estado cerca de la costa, y más lejos de ésta durante el Oligoceno.

En muchos casos resulta muy útil el uso de los fósiles, sobre todo si éstos no fueron transportados antes de ser sepultados. Muchos de los fósiles utilizados son autóctonos (por ejemplo los arrecifales) (ver Anexo II), lo cual asegura que el ambiente interpretado corresponde al hábitat que tuvieron. De no tener cuidado con este detalle, se pueden malinterpretar los ambientes, por ejemplo si fósiles de fauna terrestre fuera transportada hasta ambientes salobres o marinos. Para evitar este tipo de confusiones, se revisaron los registros de manera individual, para dar mayor peso a aquellos que aseguraran el tipo de ambiente; por ejemplo, icnofósiles de galería, ostras, balanos, corales y otros organismos arrecifales.

DISCUSIÓN

Estratigrafía

Secuencias que comienzan con depósitos detríticos en la base, continuando con sedimentos mixtos (terrigenos y químicos) y finalizando con calizas o terrigenos de grano fino (lutitas y limolitas), han sido interpretados como aluviales o fluvio-aluviales y lacustres (Reading, 1978; Anadón, 1992; Ramos, 1992a; Arenas, 1993), validando una homología entre estos ambientes y los ocurridos en la SA, que ya anteriormente han sido interpretados como tales (Buitrón y Malpica-Cruz, 1987; Pantoja-Alor *et al.*, 1988; Pantoja-Alor, 1990).

La evolución granulométrica granodecreciente de la secuencia se interpreta como una disminución energética del sistema, acompañada de un decremento en la disponibilidad de terrigenos de grano grueso a lo largo de su historia: gravas y arenas dejan de llegar a la cuenca, dando lugar a condiciones alcalinas que propician el acúmulo de carbonatos (margas y calizas), todo ello en un ambiente de frecuente evaporación que se infiere por la formación de evaporitas (principalmente yesos). Se aprecian alteraciones y cambios en el régimen sedimentario por cambios drásticos o graduales de rocas clásticas de grano grueso a rocas químicas, repitiéndose el patrón de granodecrecimiento también a pequeña escala, es decir que la evolución granulométrica decreciente no sólo se aprecia de manera general, sino también en cortos intervalos.

El espesor de la columna no necesariamente representa la historia completa de la cuenca, pues hay mucha cobertura por derrubios y suelo que se encuentran cubriendo la cima de la sección, y no es comprobable si ésta se encuentra erosionada. La correlación entre las Columnas 1 y 2, a partir de las coincidencias litológicas y de facies, demuestra que en la cima del corte Carretera afloran algunos metros más que en los cortes SPR, y por tanto la cima está mejor representada ahí que el resto de los cortes.

La razón por la cual la correlación entre ambas columnas no coincide del todo, puede deberse a errores de observación que resultan en diferentes interpretaciones de las características consideradas para la correlación, o bien debido a que existen cambios laterales, indicando que ciertos depósitos ocurrieron de manera local, y por eso no son continuos lateralmente. Un estudio estratigráfico regional, que muestre las relaciones laterales litológicas y de facies, sería necesario para determinar cuáles son verdaderamente los sedimentos depositados al inicio y al final del relleno de la cuenca.

Figura J. Fotos 1 a 3 = lagos de la cuenca de Libres-Oriental, Puebla. 1. Huellas recientes marcadas cuando el sustrato estaba aún húmedo; 2. Huellas recientes apenas visibles, marcadas en un sustrato más seco y compacto; 3. Planicie de inundación de un lago moderno; 4. Variación de la línea de costa durante el Eoceno-Oligoceno (SA = Sección Axamilla).

Figura J



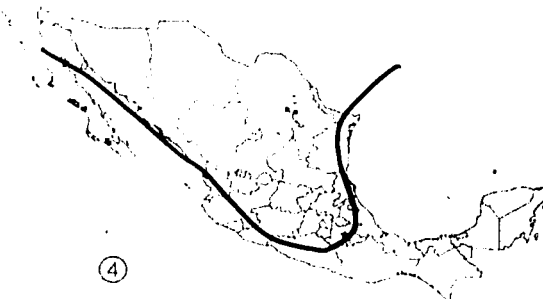
Eoceno temprano
Ypresiano (54 a 49 Ma)



Eoceno medio
Lutetiano/Bartoniano (49 a 37 Ma)



Eoceno tardío
Priaboniano (37 a 34 Ma)



Oligoceno (33 a 24 Ma)



④

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La horizontalidad de los estratos, aunada al poco espesor de los estratos, su composición y su comportamiento granulométrico, hablan de una depositación en aguas tranquilas, de baja energía, como ocurre en muchos depósitos lacustres (Anadón, 1992).

El intervalo de tiempo en el que se depositó la Sección Axamilpa se desconoce, sin embargo, tras el trabajo de Silva-Romo y González-Torres (Calvillo-Canadell y Cevallos-Ferriz, 2002), hay consenso en que ésta se encuentra estratigráficamente debajo de la Unidad Ahuehuetes. Esta última se asume originada en el Eoceno superior-Oligoceno inferior, aproximadamente 33 Ma, según datos palinológicos y de flora fósil (Magallón-Puebla y Cevallos-Ferriz, 1994b; Ramírez-Garduño y Cevallos-Ferriz, 1997; Velasco y Cevallos-Ferriz, 2000; Calvillo-Canadell y Cevallos-Ferriz, 2001; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999). Consecuentemente, la SA debe tener una edad mínima de aproximadamente 33 Ma.

Sedimentología

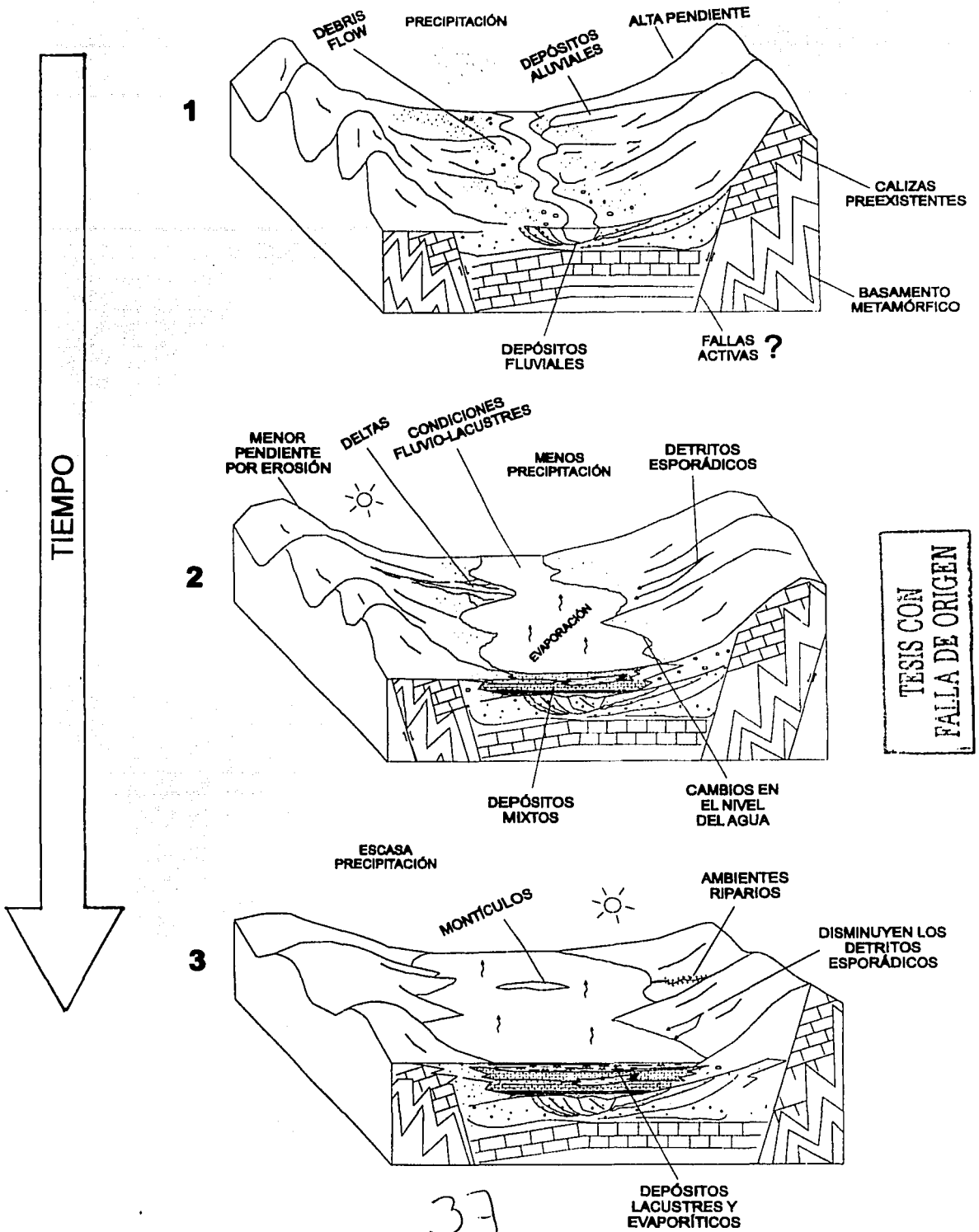
Con base en el análisis de facies pueden distinguirse a) las características de las rocas, b) los procesos que la originaron y c) los ambientes donde ocurren esos procesos. Reconocer esos procesos en ambientes recientes permite inferir aquellos que ocurrieron en el pasado. El orden temporal de tales eventos está determinado por sus relaciones estratigráficas y constituyen al menos parte de la historia geológica de la cuenca.

La ausencia de fósiles marinos, el tipo de secuencia y de litologías indican depósitos continentales para la Sección Axamilpa, ocurridos en 3 ambientes principales: aluvial-fluvial, transicional y lacustre. A partir de la distribución de facies y de manera general, éstos ambientes se caracterizan por su litología: 1) aluvial-fluvial, marcado por facies mayoritariamente detríticas (conglomerados y areniscas) ubicadas del tramo 1 al 5; 2) transicional, marcado por facies mixtas (margas, areniscas y calizas) del tramo 6 al 13; 3) lacustre, marcado por facies calcáreas y evaporíticas, del tramo 14 en adelante (Fig. Distribución vertical de facies). Por correlación, la Columna 2 representa el final de las facies transicionales y el comienzo de las lacustres.

Con el conjunto de las facies y sus asociaciones se propone un modelo sedimentológico para explicar la secuencia de eventos que tuvieron lugar durante el relleno de la cuenca. Se propone, como punto de partida, una cuenca extensa rodeada de montañas (Fig. K, 1), tal que pudieran existir abanicos aluviales y depósitos asociados, como los debris flow (Facies Cgm), cuyo valle pudo estar drenado por ríos. Las rocas erosionadas, fuente de nuevo sedimento para la cuenca, comprenden rocas metamórficas (abundantes en conglomerados y areniscas) y calizas marinas, inferido esto por el contenido fósil en clastos de areniscas (Fig. G, 22-24). Más tarde, debido a algún cierre del drenaje, la cuenca pasa de exorreica a endorreica, cambiando progresivamente a un ambiente lacustre (Fig. K, 2). Por la falta de clastos, cambios en la morfología de los abanicos o por un cambio climático, el aporte de sedimentos de grano grueso decrecería. La evaporación comenzaría a dejar su huella con la presencia de yeso; a la par, el avance del lago y el cese de crecimiento de los abanicos estaría marcado por el término de detritos y la aparición de calizas (depósitos mixtos). La margen del lago estaría dominada generalmente por sedimentos calcáreos (como las oolitas) y por deltas terrígenos en porciones localizadas, producto de los afluentes fluviales. Finalmente, se establecen condiciones totalmente lacustres someras (Fig. K, 3); es posible que en esta etapa, la cuenca se haya vuelto menos profunda debido al relleno. La escasez de aportes detríticos en el ambiente lacustre, así como la ausencia de estratificación cruzada y bases erosivas, indican largos periodos de calma climática, sin tormentas mayores y condiciones más o menos homogéneas en el régimen sedimentario e hídrico. La evaporación se hace más intensa y el aporte de agua, más escaso; el aporte de detritos cesa casi por completo o quedan restringidos únicamente a la margen del lago, donde igualmente pudieron existir ambientes riparios que soportaran vegetación perenne. Cabe señalar que es muy probable que hayan existido ambientes riparios asociados a los afluentes, pues a diferencia de los suelos desnudos calcáreos donde la vegetación podía ser más pobre, los terrígenos acarreados, el continuo (o intermitente) aporte de agua dulce y la

Figura K. Modelo de evolución paleoambiental propuesto para la Sección Axamilpa (ver explicación en el texto).

Figura K



mayor disponibilidad de nutrientes, podían crear ambientes estables y aptos para el establecimiento de vegetación. Más adelante se discute la asociación de ciertas plantas encontradas en la Sección Axamilla con ambientes riparios.

La asociación de facies de la Sección Axamilla muestra que el régimen sedimentario estaba controlado originalmente por un sistema aluvial, el cual fue retrayéndose, tal vez por fallamientos o tectónica, erosión o cambios climáticos. La aparición cíclica de asociación "A" de facies sugiere que el abanico tuvo migraciones activas de progradación y retrogradación. Conocer la geometría del abanico a través del tiempo y en otras secciones, ayudaría a describir la dirección de tales migraciones con mayor precisión.

A lo largo de las retracciones y regresiones aluviales, se propiciaron ambientes palustres, como las planicies de inundación, aluviales distales y lacustres. Esta serie de ambientes complejos han sido aquí catalogados como "transicionales". Finalmente, con la ausencia total de facies aluviales, se presentaron condiciones lacustres dominantes, con mínimos aportes de terrígenos. El cese de terrígenos puede deberse al clima: las lluvias no son torrenciales y los terrígenos arrastrados son pocos; a la topografía: el terreno se hace más llano al irse rellenando la cuenca o bien los altos topográficos pierden altura, el lago aumenta en área y los terrígenos grandes se quedan en la orilla; la topografía puede modificar el drenaje (aunado a un cierre de la cuenca) y los terrígenos son llevados a otra parte; la vegetación: puede capturar sedimentos y no dejarlos llegar al depocentro. Dado que las rocas clásticas de grano medio a grueso (areniscas y conglomerados) casi desaparecen hacia la cima de la secuencia, y debido a que los flujos hidrodinámicos están controlados por la topografía de la cuenca, se puede pensar que para el tiempo en que se establecieron las condiciones lacustres, el relieve era llano, sin pendientes abruptas cercanas a la localidad estudiada. De haber existido cerros o montañas con pendiente cercanos a la porción estudiada del lago, los sedimentos serían clásticos y de grano grueso en su mayoría, pues tendrían afluencia directa con relativamente alta energía. Los sedimentos de grano fino y las calizas finamente laminadas, sugieren más bien una llanura de área extensa, con cuerpos de agua someros e intermitentes. Los estratos calcáreos varían en espesor a lo largo de la columna, lo cual sugiere diferentes tasas de depósito, teniendo más espesor los de depósitos prolongados y menor los de depósitos cortos. Puesto que se trata de precipitados químicos, es probable que estén relacionados con variaciones en el nivel del agua, aunque también pudiera ser resultado de la poca o mucha disponibilidad de solutos, es decir, dilución por llegada de agua dulce o concentración por evaporación. Se necesitan más estudios para conocer estos detalles (topografía, vegetación, dónde hay otros terrígenos, cuánto tiempo duró todo, dónde estaban los abanicos, dónde los ríos, etc.).

El predominio de facies aluviales en los primeros 20 m de la secuencia, no excluye la aparición de facies lacustres. De hecho, las calizas y margas calcáreas que aparecen como punto final de las fases de somerización indicadas por la Asociación A₁ y A₂, indican condiciones acuáticas alcalinas. Se interpretan como lacustres dada la geometría tabular y la horizontalidad de los estratos; de ser depósitos fluviales, se esperarían geometrías más sinuosas (Julia, 1983). Asimismo, el predominio de facies lacustres no excluye a otras, como las palustres, dado que las condiciones de sequía podían convertir al lago en una gran planicie inundable, como se observa en ambientes modernos (Fig. J, 3). Los eventos de desecación y exposición subaérea, marcados en la columna de facies, apoyan esta hipótesis. Tales eventos están basados en evidencias como grietas de desecación, raicillas y brechificación. La aparición de horizontes con hematita coincide con el intervalo de las facies de ambientes transicionales, lo que supone que tales niveles pudieron ser oxidados debido al contacto con el aire, que por ende implica la ausencia de agua por encima de estos sedimentos. Los eventos de evaporación y sequía indicados en la misma figura, se basan en indicios de evaporación (evaporitas), es decir, todos los tipos de yeso (excepto el diagénético) y halita encontrados. Los depósitos evaporíticos han sido reportados como propios de ambientes donde la tasa de evaporación es mayor a la del aporte de agua al sistema, lo cual es común en prácticamente cualquier ambiente acuático somero calcáreo o salino, donde las temperaturas superficiales son altas, por ejemplo: planicies costeras, lagoons, sabkhas, playas, lagos salinos, etc. (Reineck y Singh, 1980; Davis, 1983; Boggs, 1987; Colombo, 1992; Anadón, 1992; Dabrio, 1992), que son escenarios coincidentes con el modelo de un lago somero intermitente, con periodos de desecación, en clima árido-semiárido, con geofomas circundantes desprovistas de vegetación abundante, propuesto para la Sección Axamilla.

Al no encontrar depósitos hacia la cima de la secuencia que indiquen la existencia de ambientes fluviales, se puede pensar que la etapa lacustre de la SA corresponde a una zona donde no llegaban directamente los detritos fluviales, o puede estar significando la ausencia de ríos o arroyos, lo cual soportaría la hipótesis de que era un lugar seco. Se ha visto en lagos modernos, como el Titicaca, que en una cuenca endorreica cerrada, las caídas en el nivel del agua propician la precipitación de carbonatos, los cuales pueden asociarse a condiciones de sequía (Baker *et al.*, 2001), y aunque los lagos carbonatados no están restringidos a climas áridos o semiáridos, hay indicios (evaporitas, halita, mucha precipitación de carbonato) que se acercan más a un sitio seco y de baja energía, que a uno húmedo y de alta energía. La presencia de evaporitas, ayuda también a distinguir entre depósitos carbonatados de climas áridos y otros de climas húmedos, a partir de las dos situaciones ambientales consideradas para la ocurrencia de sedimentos carbonatados lacustres: 1) sedimentación carbonatada y evaporítica en lagos salinos y playas de regiones áridas; 2) sedimentación carbonatada en lagos de agua dulce o salobre de zonas húmedas (Kelts y Hsü, 1978).

La gran cantidad de carbonato, incluso presente como cemento en las rocas detríticas de la base, hace pensar que los flujos que transportaron el sedimento hasta la SA erosionaron y disolvieron un sustrato calcáreo preexistente. En el 90% de los casos, el carbonato de los lagos proviene de la lixiviación de las rocas alledañas (Hankanson y Jansson, 1983). Los fragmentos de caliza que contienen equinodermos y miliólidos encontrados en la muestra PT-14, claramente advierten que las rocas preexistentes que eran erosionadas, fueron formadas en ambientes marinos, lo cual empata con el paleoambiente inferido para Tlayúa y el Tenzo (Monroy-Fernández y Sosa-Patrón, 1984; Pantoja-Alor, 1990). Las calizas cretácicas de la Fm. Tlayúa son las únicas calizas previas al Eoceno que afloran en la zona (Pantoja *et al.*, 1989; Pantoja-Alor 1990), y probablemente constituyeron la fuente del carbonato de la SA. Actualmente se observa que el carbonato de la región de Tepexi está siendo continuamente reciclado en el ambiente, y otro tanto está siendo poco a poco arrastrado hacia otras zonas por los ríos ¿habrá comenzado este proceso desde que existen calizas en Tepexi?.

En cuanto a las rocas detríticas, que están conformadas en su mayoría por fragmentos de esquisto, cabe señalar que la única fuente de esquisto en la región es el Complejo Acatlán. Por otro lado, si los depósitos aluviales de la SA contienen esquisto del Complejo Acatlán, y el origen de estos depósitos está obligadamente asociado a elevaciones topográficas como fuente de sedimentos, entonces tal vez este Complejo estaba inicialmente elevado y posteriormente fue erosionado hasta el nivel de la cuenca; es probablemente por eso que en la cima de la SA dejan de ocurrir fragmentos de esquisto debido a que su erosión agotó la fuente de recursos. Las paleocorrientes de los conglomerados coinciden además con la dirección que conserva actualmente dicho complejo en relación a la SA. Es posible entonces, con estudios posteriores, identificar las fuentes de sedimento para cada ambiente de la cuenca; por ejemplo, las variaciones laterales de las facies aluviales, para entonces comprender la dinámica y los patrones de migración que tuvieron, así como los factores físicos involucrados. Finalmente, conocer mejor la variación geomorfológica y climática de la región estudiada en el tiempo.

Generalmente, al hablar de lagos, se habla también del origen de éste, para ello existen modelos que explican la sedimentación (Hankanson y Jansson, 1983; Anadón, 1992). En trabajos previos donde las secuencias y el tipo de sedimentos son muy similares a los de la SA (por ejemplo, la cuenca del Ebro o el lago Gallocanta, ambos en Aragón, España), se habla de tectonismo para expresar una relación entre las características de los sedimentos y el tipo de cuenca, donde la emergencia del terreno (ganancia en altura sobre el nivel del mar), la subsidencia e incluso el volcanismo son fundamentales para el desarrollo de las cuencas (Arche, 1992b; Arenas, 1993; Soria *et al.*, 2000). Se ha mencionado que la cuenca de Tepexi-Coatzingo fue parte de una depresión tectónica (Silva *et al.*, 2000), aunque posteriormente al tectonismo hayan predominado factores climáticos y erosivos como modeladores de la geomorfología y controladores de la sedimentación. En este sentido, algunas observaciones pudieran ser relacionadas con esta hipótesis, aunque deberán corroborarse en el futuro. Por ejemplo, eventos cíclicos pueden ser asociados a eventos de subsidencia repentina (Arche, 1992b). Eventos cíclicos en la SA están marcados por las asociaciones de facies A, D y G, que tal vez están relacionadas con fallamientos activos, eventos de subsidencia, o quizá deben su origen a pulsos estacionales. Otro evento que parece ser cíclico, son pulsos de hidrotermalismo, el cual queda evidenciado por la presencia de magnesita en la sección, y observada también en localidades

alredañas. Se menciona la presencia de magmatismo en la región de Tehuiztzingo (Carballido-Sánchez y Delgado-Argote, 1989), por tanto es probable que la región haya sido sometida a eventos magmáticos o volcánicos episódicos que hayan propiciado la afluencia de fluidos hasta la porción de la SA. Sería prudente hacer estudios detallados concernientes a la magnesita (cartografía, cristalografía, estratigrafía, etc.), pues pudiera tener implicaciones regionales relacionadas con tectonismo.

Ante las incógnitas sobre la geomorfología reguladora de los procesos sedimentarios, vale la pena recurrir a la revisión de lugares donde actualmente ocurren eventos similares a los inferidos en la Sección Axamilpa. Haciendo este tipo de reflexiones y conjuntando la información sedimentológica, la SA tiene similitud con lagos salinos actuales. Tal es el caso del Salt Lake, en Utah, que está influenciado en sus márgenes por sistemas aluviales; en las orillas abundan las oolitas, y en las partes someras, los estromatolitos. Sus aguas están pobladas de ostrácodos y aves migratorias, la vegetación es de poca altura y en baja densidad, y sus depósitos son calcáreos y evaporíticos (Kowalewska y Cohen, 1998). Otro ejemplo es el Salton Sea, al sur de California, que fue originado por inundaciones del Río Colorado (Arnal, 1961; Gilmore y Castle, 1983), es un lago salado con poca vegetación circundante y grandes producciones de carbonato y evaporitas; ha sido asociado a hidrotermalismo por generación de un rift (Harmon, 1966) y se combinan procesos sedimentarios fluviales y lacustres (Arnal, 1961). Algunos puntos de convergencia entre estos ambientes pueden ser resaltados: destacan las planicies extensas en lugares abiertos, con la existencia de altos topográficos relativamente lejos del depocentro; aguas muy someras e incluso intermitentes, llegando a tener una película de agua únicamente en época de lluvias; una escasa precipitación y una alta evaporación; depósitos carbonatados y evaporíticos. La similitud inferida entre la SA y estos ambientes actuales sugiere que la cuenca donde se depositaron las rocas de la Sección Axamilpa, tuvo características semejantes a lagos salinos actuales. Una diferencia entre los ambientes actuales y los paleoambientes radica en que las características de los primeros pueden ser medidas directamente, las de los segundos hay que inferirlas.

La reconstrucción del paleoambiente de la Sección Axamilpa dirige la atención hacia zonas áridas. Desiertos fríos, de barrera, etc. Algunos se caracterizan por su cercanía a la costa ¿será la SA un desierto costero? ¿se pueden encontrar actualmente las mismas condiciones que en el pasado?

Tras las comparaciones con símiles actuales, resulta conveniente hacer varias observaciones: 1) hay registros polínicos de la FPV de plantas costeras tipo Restionaceae (Claudia Carranza, com. pers. 2003); 2) hablando en tiempo geológico, poco antes (~60 Ma) de que la FPV fuera continental, existieron ambientes costeros y marinos: Tlayúa y el Tenzo (Monroy-Fernández y Sosa-Patrón, 1984; Pantoja-Alor, 1990); 3) De los tres miembros que conforman a la Formación Tlayúa, el inferior procede de ambientes netamente marinos, con arrecifes de rudistas e inocerámidos, el miembro medio corresponde a una zona intermareal costera, y el miembro superior corresponde a un sistema lagunar (Pantoja-Alor, 1990). Esta información sugiere que el mar iba retirándose, posiblemente porque la tierra iba emergiendo, promoviendo la existencia de ambientes cada vez más continentales, algunos pudieron ser cuerpos de agua epicontinentales.

¿Se puede comprobar que el polen de plantas costeras es resultado de la cercanía del mar al área de estudio durante el Eoceno-Oligoceno? ¿qué tan cerca o lejos estaba el mar del área de estudio? El ejercicio de reconstruir las líneas de costa durante el Eoceno-Oligoceno con base en el registro fósil, resulta de gran ayuda para contestar estas preguntas. Aunque este modelo es precario debido a la escala y a que no existen muchos datos, muestra que no hay distancias considerables entre la SA y la costa durante esa época (Fig. J, 4). Una observación importante a partir de los resultados obtenidos es que la configuración peninsular que tenía México es esa época, pudo ser un factor determinante para el clima regional. Por un lado se tienen influencias climáticas globales, con descensos significativos en la temperatura y el nivel del mar en el Eoceno-Oligoceno (Tallis, 1991; Frakes *et al.*, 1992), lo cual resulta en una redistribución de la vegetación y adaptaciones para climas más secos (Tallis, 1991), así como en la disminución de los procesos de intemperismo debido a las glaciaciones (Bernal, 2003). A pequeña escala, la gradual disminución de terrígenos hacia la cima de la SA puede estar relacionada con el clima, en la medida que aumenta la sequía y la cantidad de ríos que los transportan, también disminuyen (anteriormente se ha discutido que el cese de aporte de agua al lago está evidenciado por las evaporitas). A gran escala, un descenso

significativo del nivel del mar puede ser el resultado de la extensión de terrenos emergidos, lo cual coincide con la línea de costa inferida para el Oligoceno (Fig. J, 4). De precisar, en un futuro, la configuración peninsular antes mencionada, sería importante considerar efectos climáticos asociados a penínsulas ("efecto península"), que son determinantes en los climas locales y en la composición de la biota (Carlos Castañeda, com. pers. 2003).

Paleontología

De manera general puede decirse que en la SA, el registro fósil no es muy variado. Toda la biota, incluidos los icnofósiles, son correlacionables con climas áridos o semiáridos. La poca diversidad y número de ejemplares fósiles coincide con el clima propuesto para la SA. De haber sido húmedo se esperaría más diversidad, puesto que en los lugares secos hay menos diversidad relativa (Balvanera *et al.*, 2000). Sería interesante conocer la relación temporal que tiene este registro con el de otras localidades, como Pie de Vaca, como complemento del ambiente y la biología de los organismos. Por ejemplo, la presencia de un flamenco (*Phoenicopterus sp.*) en la localidad Pie de Vaca, la cual es potencialmente correlacionable con sedimentos de la SA, podría ser el representante de una gran población de aves que actualmente son siempre gregarias, que viven desde el nivel del mar hasta los 4500 msnm, en lagunas, lagos de agua dulce y salinos. Se alimentan de algas, materia orgánica, insectos, pequeños crustáceos y moluscos. Los fósiles más antiguos tienen alrededor de 30 Ma (Olson, 1985), aunque se habla de una intensa radiación en el Eoceno-Oligoceno (Martin, 1983). El flamenco aislado no puede confirmar que parvas hayan utilizado el lago como estricto hábitat, sin embargo se hace consecuente la idea de que hayan aprovechado los recursos que éste les ofrecía: algas, aguas someras, sitios de anidación y clima propicio para la reproducción, tal como los cuerpos de agua en que habitan actualmente. Es necesario aumentar los esfuerzos en la prospección de fósiles para constatar hipótesis.

Huellas de vertebrados observadas en ambientes modernos sugieren que las icnitas debieron formarse en épocas de desecación, una vez que el sedimento había solidificado, lo cual se infiere porque en presencia de agua, los lodos calcáreos se vuelven muy plásticos e imposibilitan el paso; los animales hubieran quedado atascados, o en su defecto, las huellas se hubieran marcado mejor, lo cual es comparable a ambientes modernos (Fig. J, 1-2). Huellas con las mismas características ocurren también en la localidad Pie de Vaca (Fig. I, 3). Hasta ahora no se ha encontrado ninguna correlación entre los estratos de la SA y esta localidad, sin embargo es claro que los organismos que produjeron las pisadas deambularon por la región en varias épocas, pues no sólo ocurren en varias localidades, sino también en varios niveles estratigráficos. Estas huellas fueron descritas y asociadas a camélidos, semejantes a las llamas (Cabral-Perdomo, 1995, 1996), lo cual sugiere que los autores de las huellas, estuvieron presentes varias veces en la historia del lago. Un aspecto importante de las huellas es que, a diferencia de los restos óseos, reflejan conductas o hábitos dinámicos de los animales. Las impresiones de la SA y alrededores representan un hallazgo importante dentro del registro fósil de los artiodáctilos, y pudieran ser utilizadas para hacer referencia a sus hábitos.

La presencia de pisadas de cuadrúpedos herbívoros asociadas a grietas de desecación, sugieren que éstos utilizaban los pasos emergidos para circular. Por el registro fósil de camélidos (Cabral-Perdomo, 1995; Jiménez-Hidalgo y Carranza-Castañeda, 2001), existe la posibilidad de que la zona de Tepexi fuera un paso migratorio, un sitio para beber, alimentarse o pastar.

Los camélidos se originaron durante el Paleoceno-Eoceno en América del Norte (Stearn y Carrol, 1989); tuvieron 2 eventos de dispersión: a) cuando migran hacia Eurasia y probablemente a África, durante el Mioceno tardío y b) durante el Plioceno-Pleistoceno, cuando migran hacia Sudamérica (Jiménez-Hidalgo y Carranza-Castañeda, 2001). Los cérvidos, en contraste, se originaron en sitios templados de Eurasia y migraron hacia Norte y Sudamérica en el Cenozoico tardío (Sarjeant *et al.*, 2002). Si bien el registro fósil de este grupo es incompleto, su presencia en Tepexi indica que algunas poblaciones existieron en esta parte sur de Norteamérica, y posiblemente tenga relación con sus procesos de dispersión. Es una incógnita que

habiendo evidencia del paso de vertebrados en los sedimentos de la SA, no haya otros rastros, como coprolitos o esqueletos. Tal vez Tepexi no era una zona de reproducción, sino un sitio de paso con recursos alimenticios en las cercanías.

Es difícil reconocer rasgos anatómicos en las raíces fósiles encontradas, pues se encuentran muy degradadas (rizocreciones), pero por el tamaño, por la presencia del polen *Graminidites* sp. (Claudia Carranza, com. pers. 2003) y por comparación de ambientes similares modernos donde ocurren gramíneas (como *Salicornia* sp.) (Soria *et al.*, 2000), se puede pensar que dichas raicillas están asociadas a gramíneas. Las rocas donde se encuentran presentan indicios de exposición subaérea o edafización (por ejemplo, grietas de desecación y hematización), y la presencia de raicillas sugieren que dicha facies corresponde a sustratos edáficos de formación incipiente, no maduros. Por la escasa presencia de raicillas, es probable que la cobertura vegetal haya sido escasa y efímera, antes de que el sustrato fuera inundado y sepultado nuevamente.

En cuanto a la vegetación, la relación entre los géneros de plantas identificados en la SA y otros previamente descritos en Ahuehuetes hace pensar que, al estar Ahuehuetes estratigráficamente por encima de la SA, existe una continuidad temporal de algunos elementos de la flora. De ésta, los géneros *Cedrelospermum* sp., *Pistacia* sp. y *Pseudosmodium* sp. fueron reconocidos, por comparación morfoanatómica, como homólogos a los de la localidad Ahuehuetes (Magallón-Puebla y Cevallos-Ferriz, 1994b; Ramírez-Garduño y Cevallos-Ferriz, 1997; Velasco y Cevallos-Ferriz, 2000). Se trata de géneros asociados a climas templados, áridos o semiáridos y ambientes riparios (Velasco y Cevallos-Ferriz, 2000). *Cedrelospermum* sp. se encuentra tanto en Ahuehuetes como en la SA, y se interpreta que vivió en lugares subhúmedos y en comunidades de matorral esclerófilo (Magallón-Puebla y Cevallos-Ferriz, 1994b; Velasco y Cevallos-Ferriz, 2000). El resto de los ejemplares no ha sido identificado, sin embargo algunas morfologías sugieren la presencia de leguminosas y plantas acuáticas. El concepto de aridez aquí manejado, está basado en el sistema de Köppen, que se refiere a climas secos, donde la evaporación es mayor a la precipitación y no hay excedente hídrico, ya sea con la estación seca en verano o en invierno y temperatura media anual alrededor de los 18°C (Musk, 1988). La aridez también ha sido definida como la falta de agua en relación a las necesidades de la vegetación, la cual es abierta, discontinua, y de poca altura, adaptada a una sola temporada de lluvia, a veces al año, a veces cada dos o tres años (Viers, 1975).

Es necesario buscar fósiles en la SA con más detenimiento y cuidado, para comparar diversidad y las diferencias en composición que pudieron existir. Por otra parte, no encontrar órganos en conexión ni en posición de vida, sino por arrastre, deja claro que se trata de material alóctono y hace arriesgado hablar de flora *in situ*. No obstante, una diferencia entre las hojas de Ahuehuetes y las de la SA, es que las primeras están generalmente completas y muy bien conservadas. Siendo que el sedimento es igualmente fino en ambos casos, probablemente las de Ahuehuetes no sufrieron mucho transporte, sin hablar necesariamente de distancias, en contraste con las de la SA. Actualmente existen depósitos deltaicos que contienen restos vegetales acarreados durante varios km, y aún se conservan completos (Arche, 1992a). Cuando las hojas son coriáceas y pequeñas, como es el caso de algunos géneros de Ahuehuetes, es más fácil que soporten largos trayectos de transporte. Algunos elementos a considerar a este respecto: en Ahuehuetes hay estratificación cruzada. Si se pudieran medir las paleocorrientes y obtener más información de zonas aledañas del resto de la cuenca, se podría saber desde dónde eran arrastradas las plantas. Se puede pensar también en la existencia de varios tributarios que vertieran restos de la flora que colectaban en el camino. En este caso se necesitan más datos de paleocorrientes y la reconstrucción paleogeográfica del sitio.

Es necesario también conocer el intervalo de tiempo que separa ambas floras, lo cual, aunado a las variaciones climáticas y topográficas inferidas, permitiría conocer cambios en la composición florística y la estabilidad que tuvo en el tiempo.

En cuanto a la composición y distribución de comunidades florísticas en la FPV y Ahuehuetes, parte de la flora se ha interpretado como selva baja caducifolia o chaparral, de clima templado o semiárido (más evaporación que precipitación y temperatura media anual de 10-18 °C, con largos y bien marcados periodos de sequía) (Velasco de León, 1999; Ramírez y Cevallos-Ferriz, 2002). En contraste, la composición polínica ha sido interpretada como propia de bosques templados a subtropicales, con componentes de bosques de coníferas, vegetación subacuática e incluso de bosques mesófilos, distribuidos en ambientes variados según cada especie, pero finalmente en ambientes húmedos (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999). De estas interpretaciones se desprenden dos tendencias: a) que la flora estaba constituida por elementos

distintivos que actualmente se encuentran en chaparrales y selvas bajas, pero que antiguamente formaban comunidades no representadas actualmente (Cevallos com. pers. 2003); b) que existían gradientes altitudinales que diferenciaban comunidades, entre las que destacan matorrales xerófilos, bosque de pino o pino-encino y bosque mesófilo (Claudia Carranza, com. pers. 2003). Una hipótesis, basada en los datos sedimentológicos obtenidos de la SA y que pudieran ser extrapolados a las localidades afines, es que la vegetación marginal o cercana al cuerpo de agua era más bien del tipo de una selva baja caducifolia, adaptada a climas áridos o semiáridos y relativamente escasa, posiblemente con ambientes riparios localizados donde existía vegetación más conspicua.

No cabe duda que los conjuntos polínicos reflejan la diversidad local o regional que existió en las cercanías de la paleocuenca; sin embargo, establecer con ellos la estructura de una comunidad resulta ambiguo, desde que la gran mayoría suele ser alóctono (Moore *et al.*, 1991). Sería necesario tener un buen control de la abundancia, el grado de preservación y el tipo de transporte (agua, viento, polinizadores) para establecer la cercanía entre el polen y las plantas que representan.

Las plantas de Ahuehuetes están bien conservadas (en contraste a las de la SA) posiblemente porque la vegetación propia de selvas bajas caducifolias, como la esperada para Ahuehuetes (Velasco, 1999), tira las hojas en época de sequía (Balvanera *et al.*, 2000), que es precisamente cuando los cuerpos de agua lóticos (ríos y arroyos) bajan el nivel de carga y consecuentemente el nivel de energía y arrastre, evitando que las hojas se rompan por fricción y agitación, y sean rápidamente sepultadas por sedimento fino en suspensión, proceso típico en remansos o pequeñas planicies inundables. Las selvas caducifolias se caracterizan por tener plantas que resisten sequías de hasta 7 meses (Balvanera *et al.*, 2000), sin embargo, no sólo debe considerarse la falta de precipitación, sino el aprovechamiento que las plantas puedan hacer de la lluvia, dependiendo del tipo de suelo donde crecen; así, un suelo permeable (detrítico), permite buen enraizamiento y aprovechamiento del agua, mientras que uno calcáreo se vuelve altamente selectivo (Freytet y Plaziat, 1982).

De Ahuehuetes también se reportan especies que son típicas de ambientes riparios (en la riberia de los ríos), como *Salix* sp., *Populus* sp. y algunas Anacardiaceae que, aunque no son típicas de estos ambientes, pueden estar asociados a ellos (Ramírez-Garduño, 1999). Puede ser entonces que Ahuehuetes esté representando los ambientes riparios que existieron desde que eran depositados los sedimentos de la SA, y por lo tanto es probable que en algún lugar de la cuenca, esos ambientes estén representados en depósitos más antiguos que Ahuehuetes.

Encontrar sustratos edáficos es de gran ayuda en la reconstrucción del ambiente y en las hipótesis sobre la flora, pues representan zonas emergidas, sometidas temporal o permanentemente a exposición subaérea (Alonso-Zarza, 2003), donde pudieron habitar organismos (plantas, hongos, algas, insectos) que potencialmente quedan conservados como fósiles. Asimismo, dado que se trata de zonas emergidas, pudieran reconocerse pasos migratorios o rutas utilizadas por los vertebrados que circundaban el lago. Aunque no se ha corroborado aquí si los géneros de plantas mencionados son capaces de sobrevivir en ese tipo de suelos, éstos son comunes en zonas áridas y semiáridas, donde la vegetación es mayormente baja y caducifolia (Freytet y Plaziat, 1982). Los sustratos edáficos inferidos para la SA comparten características atribuidas a suelos de origen palustre, por ejemplo: nodulización, agrietamientos y brechficación, porosidad fenestral y cementos micríticos, pocos granos detríticos, pocos o ausentes bioclastos, cavidades radiculares verticales, peloides y/o intraclastos (Alonso-Zarza, 2003), sugiriendo posibilidades para soportar tal vegetación.

Se asume que los ostrácodos fueron habitantes permanentes del cuerpo de agua mientras éste duró. Como dato cualitativo, cabe mencionar que se han observado ostrácodos formando coquinas silicificadas, en la localidad de Zaragoza (Fig. A) y a 3 km al E de la misma. Estos hallazgos sugieren que, considerando que tales rocas pertenecen a la misma cuenca, en esas zonas existieron cuerpos de agua. Contar con identificaciones taxonómicas ayudaría a encontrar una relación entre los ambientes acuáticos de la FPV. En algunos estratos aparecen donde hay galerías tubícolas, lo cual sugiere hábitos intersticiales para algunas especies (PT-28). La presencia de ostrácodos en las rocas con galerías por bioturbación puede significar una relación entre ambos, pues algunas especies dulceacuícolas (p.ej.: *Candona* sp., *Cypridopsis vidua*, *Herpetocypris brevicauda*), al nutrirse de detritos, cavan en los centímetros superficiales del sustrato, dejando tras de sí galerías (Henderson, 1990).

Aunque pudieron existir varias especies, en lagos oligotróficos y alcalinos suele haber más bien muchos organismos pero de una sola especie (Henderson, 1990; Meisch, 2000). Encontrar valvas desarticuladas puede deberse a que los organismos habían muerto anteriormente al enterramiento, o simplemente es el resultado de las mudas. Encontrar organismos completos puede significar que se enterraban (dejando entonces huellas de bioturbación) o que al morir y depositarse, no eran desarticulados por corrientes o degradación, sino eran enterrados rápidamente. En cuanto a la diferencia en el tamaño de las valvas, en un sitio sin transporte deberían encontrarse valvas pequeñas y grandes, producto de las mudas. Las muy pequeñas es difícil encontrarlas, pues en etapas tempranas no están suficientemente calcificadas y son muy frágiles (Meisch, 2000). En un sitio con transporte, las valvas serían removidas, desarticuladas, mezcladas en tamaños o incluso seleccionadas, dejando ver sólo ciertos tamaños y no la representación original del conjunto.

Los ostrácodos tienen una amplia distribución geográfica y ecológica; pueden vivir en ambientes hipersalinos, salinos, salobres y dulceacuicolas, incluso en suelos porosos y húmedos (Horne *et al.*, 1998). En el caso de los encontrados en la SA, es difícil hallar una relación entre especies y ambientes, pues no se han observado caracteres distintivos de las valvas, los cuales son indispensables para una identificación apropiada, sin embargo, en los cortes no se hallan indicios de que éstas fueran ornamentadas y parecen más bien lisas, propio de ostrácodos de agua dulce (Henderson, 1990). Con todo, su presencia indica que en el cuerpo de agua existía un nivel de agua suficiente para permitir su desarrollo. Es difícil hacer aseveraciones con los ostrácodos de la SA en cuanto a la temperatura del medio, la tasa de crecimiento poblacional y la ubicación taxonómica. Deben hacerse pruebas para obtener valvas completas (no en sección) que hayan conservado caracteres distintivos que los identifiquen, así como conteos y pruebas estadísticas, para conocer la tasa poblacional en el tiempo, o en su defecto el porcentaje de abundancia por zonas; lo cual necesariamente implica disponer de más muestras, de lugares distintos y niveles estratigráficos distintos. Otra posibilidad para usar a los ostrácodos como paleo indicadores de salinidad y temperatura radica en análisis isotópicos de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de las conchas (Meisch, 2000).

Al igual que las huellas de vertebrados y las plantas, también los ostrácodos muestran una continuidad temporal. La aparición de icnitas de vertebrado y de ostrácodos en varios niveles de la SA, así como de plantas correlacionables con otras de los Ahuehuetes, sugieren que la biota mantuvo su composición a lo largo del tiempo, lo cual significa indirectamente que, o bien las condiciones ambientales necesarias para su desarrollo se mantuvieron estables, o los organismos se adaptaron a ambientes cambiantes.

Otros paleoindicadores pudieran ser los estromatolitos, ya que crecen en zonas someras con condiciones de salinidad, pH y luminosidad determinadas (Walter, 1976). Sugieren que los estratos donde se encuentran eran partes someras del lago. Una incógnita es que, a pesar de que hay mucha deposición de carbonatos, sólo en dos niveles aparecen estromatolitos, siendo que las algas crecen en todos lados.

Es difícil definir un tiempo de formación para los estromatolitos y oncolitos encontrados en la sección, pues al haber factores ideales para la rápida formación, como la alta concentración de carbonato, alta evaporación y aguas someras (donde se deposita con más rapidez el carbonato y hay más luminosidad), éstos pudieron tardar en formarse relativamente poco tiempo. Una referencia comparativa a este respecto, son algunos oncolitos de 100 años de edad, que llegan a medir hasta 15 cm de diámetro (Walter y Fouch, 1983), observados en el lago Onondaga, Nueva York, a 2 m de profundidad.

Aún no se han encontrado fósiles de peces en la localidad de Axamilpa, pero sí en Ahuehuetes (Cevallos *com. Pers.* 2003). Es probable que las condiciones no fueran propicias para estos organismos. Se puede pensar también que el lago nunca estuvo conectado con el mar ni con afluentes fluviales de la magnitud necesaria como para atraer ese tipo de vida. También en Los Ahuehuetes están presentes diatomeas, aunque no son muy abundantes (Cevallos, *com. pers.* 2003), sin embargo, llama la atención su ausencia en la Sección Axamilpa. Aún siendo cosmopolitas y altamente plásticas para adaptarse a medios salinos, la alcalinidad y salinidad del lago pudieron haber inhibido la precipitación de la sílice valvar (Round *et al.*, 1990). Si hubieran existido aportes continuos de sílice al lago, sería mayor la probabilidad de que diatomeas ocuparan parte del plancton y el bentos; que esto no haya ocurrido se debe probablemente a que no habían aportes de sílice, que éstos

eran mínimos, comparados con el porcentaje de sales y carbonatos, o que definitivamente las condiciones no eran adecuadas para el desarrollo de estos organismos.

La sílice encontrada en varios niveles de la secuencia, por el tipo de sustitución observada en láminas delgadas y en campo, así como por la presencia de magnesita asociada a éste, sugiere que a lo largo de la historia del lago, existió actividad magmática que se tradujo en hidrotermalismo; de ahí el aporte de sílice. Este hidrotermalismo pudo estar asociado a la cercanía entre los afluentes de agua freática y alguna(s) cámaras(s) magmáticas profundas, como ocurre actualmente en muchos afluentes de Puebla (Geos, 2001). Fenómenos de hidrotermalismo en el pasado y el presente han sido reportados para esta zona (Carballido-Sánchez y Delgado-Argote, 1989; Jiménez-Suárez *et al.*, 2001). A este respecto cabe señalar que el estrato donde se encuentran los oncolitos pudo haber sido alterado por hidrotermalismo, ya que en porciones heterogéneamente distribuidas hay magnesita intercalada con pedernal. No se encontraron asociados a estromatolitos, aunque el sustrato del que proceden presenta lo que pudieran ser "tapetes algales" (laminación fina paralela al sustrato). A este respecto, se ha discutido antes la posibilidad de que procedan de zonas someras y fueran arrastrados hacia partes más profundas. Son indicadores de corriente u oleaje; indican que colonias algales se desarrollaban en ese momento, pero que no existían las condiciones para que las estructuras calcáreas crecieran adheridas al sustrato.

La frecuente aparición del pedernal en la secuencia debe ser interpretada con cuidado, ya que puede estar representando pulsos de hidrotermalismo asociado a volcanismo profundo o superficial. Puede ser incluso que los pulsos de calor hidrotermales hayan contribuido a incrementar la evaporación del lago y consecuentemente a la formación de evaporitas. La falta de información regional recopilada para este estudio impide hacer afirmaciones al respecto.

Estudios regionales completos serán necesarios para conocer aspectos de la cuenca que hoy son especulativos, por ejemplo: la edad absoluta de las rocas y la duración del depósito; los límites y geometría de la cuenca; la existencia, posición, dimensión y amplitud temporal de abanicos aluviales; morfología, energía y sentido de los ríos y arroyos; distribución, abundancia, composición y temporalidad de los diferentes tipos de biota que existieron; particularidades sobre el cómo y el porqué de los cambios bruscos litológicos; búsqueda de fósiles (esqueletos, coprolitos, gasterópodos, peces, más plantas). Otras preguntas que podrían ser contestadas de conocer mejor la cuenca, son: ¿dónde están los sedimentos del Paleoceno?, ¿el lago se colmató o fue drenado?, ¿hay depósitos fluviales adyacentes que sugieran un drenado?. La integración de estudios estratigráficos, paleontológicos y sedimentológicos, suponen una herramienta esencial para conocer aspectos de la cuenca (el tipo de organismos que existieron y su relación con el medio físico, tipo de clima, temperatura, humedad o características del paisaje), y podrían ser bien complementados con estudios geoquímicos y de proveniencia de sedimentos. Aún sin estos estudios, tanto el conocimiento paleontológico como el estratigráfico y sedimentológico, contribuyen al conocimiento de la paleocuenca y la biota fósil, importantes para el entendimiento de la evolución geobiológica de la zona.

Para aumentar el conocimiento de la cuenca de Tepexi, se sugiere: 1) hacer una cartografía geológica regional; 2) delimitar la cuenca, 3) levantar columnas estratigráficas en sitios estratégicos de la zona circunscrita en la paleocuenca; 4) correlacionar las columnas para saber cómo varían lateralmente las facies; 5) determinar el sentido de las paleocorrientes; 6) ayudarse de la isotopía, magnetoestratigrafía y fósiles índice para ubicar todo en un contexto temporal; 7) construir modelos paleogeográficos.

Tepexi de Rodríguez es una comunidad con una gran riqueza, una ventana al pasado, que aporta recursos invaluable para el estudio de sus diferentes etapas de evolución biológica y geológica. Paulatinamente se está convirtiendo, poco a poco, en un punto turístico, dado que en sus alrededores cercanos hay arqueología, pinturas rupestres, huellas fósiles, un museo que resguarda y exhibe la riqueza paleontológica de la región, y la cantera de Tlayúa, una de las más famosas por su obtención de fauna fósil. Es por ello importante conocer y conservar su riqueza, así como dar a conocer su evolución geobiológica, pues además de ser un deleite para el investigador, es fuente de cultura para el país y para el mundo.

REFERENCIAS

- Alonso-Zarza, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth Sci. Rev.* 60: 261-298.
- Anadón, P. 1992. Lagos. En: Arche, A. (Ed.). *Sedimentología*. Vol. 1. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- Applegate, S.P., Espinosa-Arrubarrena, L., López-Neri, P. 1984. Las calizas litográficas de la cantera de Tlayúa en Tepexi de Rodríguez, Puebla, México. *Sociedad Geológica Mexicana. Libroto Guía de Excursiones*. México.
- Applegate, S.P. 1987. A preliminary study of the Tlayua Quarry near Tepexi de Rodríguez, Puebla. *Revista Mexicana de la Sociedad Mexicana de Paleontología*. V. 1(1): 40-54.
- Arche, A. 1992a. Deltas. En: Arche, A. (Ed.). *Sedimentología*. Vol. 1. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- Arche, A. 1992b. Relaciones entre sedimentología y tectónica. En: Arche, A. (Ed.). *Sedimentología*. Vol. 2. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- Arenas, C. 1993. Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental). Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza, España.
- Arnall, R.E. 1961. Limnology, sedimentation, and microorganisms of the Salton Sea, California. *Geological Society of America Bulletin*. 72 (3): 427-478
- Baker, P., Fritz, S., y Seltzer, G. 2001. Lake Titicaca: an archive of South American paleoclimate. *Geotimes*. 46: 20-23.
- Balvanera, P., Islas, A., Aguirre, E. y Quijas, S. 2000. Las selvas secas. *Ciencias*. 57: 19-24.
- Bernal, J.P. 2003. *In situ* measurement of U-series disequilibria in iron oxy/hydroxides and its application to weathering geochronology. Tesis Doctoral. The Australian National University.
- Boggs, S. 1987. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Merrill Publishing Company. Columbus, Ohio.
- Bold, H. y Wynne, M. 1985. Introduction to the algae: Structure and Reproduction. Prentice Hall, New Jersey.
- Buitrón, B.E. y Malpica-Cruz, R. 1987. Tepexi de Rodríguez, Puebla, una localidad fosilífera famosa de México. I Congreso Nacional de Paleontología; Libroto Guía de la Excursión. *Sociedad Mexicana de Paleontología*. 24 p.
- Bush, A.L. 1976. Vermiculite in the United States. En: Montana Bureau of Mines and Geology. Eleventh Industrial Minerals Forum: Montana Bureau of Mines and Geology, Special Publication. 74:146-155.
- Cabral-Perdomo, M. A. 1995. Los icnofósiles de vertebrados terrestres del Terciario Tardío del área de Tepexi de Rodríguez, Estado de Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Licenciatura.
- Cabral-Perdomo, M. A. 1996. A flamenco's tafoglyph from the Pie de Vaca Formation (late Cenozoic), near Tepexi de Rodríguez, Central Mexico: An unusual paleontological phenomenon. *Journal of Vertebrate Paleontology*, Vol. 16, No. 3, p. 25A.
- Calvillo-Canadell, L. y Cevallos-Ferriz, S.R.S. 2002. *Bauhois moranii* gen. et sp. nov. (Cercideae, Caesalpinieae), an Oligocene plant from Tepexi de Rodríguez, Puebla, Mex., with leaf architecture similar to *Bauhinia* and *Cercis*. Review of Palaeobotany and Palynology, v. 122 (3-4): 171-184
- Carballido-Sánchez, E.A. y Delgado-Argote, L.A. 1989. Geología del cuerpo serpentinitico de Tehuizingo, Estado de Puebla-Interpretación preliminar de su emplazamiento. *Revista del Instituto de Geología*, v. 8 (2): 134-148.
- Carranza, C. 2001. Palinoestratigrafía del Grupo Balsas. Implicaciones paleoambientales, climáticas y cronoestratigráficas (Municipios de Zacapala y Coatzingo, Estado de Puebla). Tesis Licenciatura. Facultad de Ciencias, UNAM. México.
- Colombo, F. 1992. Abanicos aluviales. En: Arche, A. (Ed.). *Sedimentología*. Vol. 1. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.

- Dabrio, C.J. 1992. Playas e islas barrera-lagoon. En: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología*. Vol. 1, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- Davis, R A. Jr. 1983. *Depositional systems: a genetic approach to sedimentary geology*. Prentice-Hall, New Jersey.
- De Dekker, P. y Last, W.M. 1988. Modern dolomite deposition in continental, saline lakes, western Victoria, Australia. *Geology*, 16: 29-32.
- de la Calle, C. y Suquet, H. 1988. Vermiculite. En: Bailey S.W. (Ed.), *Hydrous phyllosilicates*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*. 19: 455-496.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. *Classification of carbonate rocks*. Mem. Ass. Petrol. Geol. (1): 108-121.
- Fernández-Becerra, S. 1985. Levantamiento a detalle de columnas estratigráficas en el área de Tepexi de Rodríguez, Puebla, "Cantera de Tlayúa". *Petróleos Mexicanos*. Superintendencia general de distritos de exploración petrolera. 29 pp. Más ilustraciones. México.
- Foucault, A. y Raoult, J.F. 1985. *Diccionario de Geología*. Masson, S.A. México.
- Frakes, L.A., Francis, J.E. y Syktus, J.I. 1992. *Climate modes of the Phanerozoic. The history of the Earth's climate over the past 600 million years*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology* No. 12.
- Fries, C. 1960. *Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central-meridional de México*. Instituto de Geología, UNAM. Bol. 60.
- Gama, E., Jr., Perinotto, F., Ribeiro, H. y Padula, E. 1989. *Análise de Facies em Depósitos de Retrabalhamento Glacial do Sub-Grupo Itararé: um Guia de Campo*. Rio Claro. IGCE-UNESP. 88 p.
- Gilmore T.D. y Castle, R.O. 1983. Tectonic preservation of the divide between the Salton basin and the Gulf of California. *Geology*, 11: 474-477.
- Given, R.K. y Wilkinson, B.H. 1985. Kinetic control of morphology, composition and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55 (1): 109-119.
- Graham, L.E. y Wilcox, L.W. 2000. *Algae*. Prentice Hall, New Jersey.
- Hankanson, L. y Jansson, M. 1983. *Principles of Lake sedimentology*. Springer Verlag. Berlín.
- Harmon, C. 1966. Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. *Science*, 154 (3756): 1544-1548
- Henderson, P.A. 1990. *Fresh Water Ostracods*. Universal Book Services. Avon, UK.
- Hindman J.R. 1994. Vermiculite. En: Carr, D.D. (Ed.), *Industrial minerals and rocks*. Littleton, Co., Society of Mining, Metallurgy, and Exploration, p. 1103-1111.
- Horne, D.J., Baltanas, A. y Paris, G. 1998. Geographical distribution of reproductive modes in living non-marine ostracods. En: Martens, K. (ed.), *Sex and parthenogenesis: evolutionary ecology of reproductive modes in non-marine ostracods*. Leiden, Holanda.
- Jiménez-Hidalgo, E. y Carranza-Castañeda, O. 2001. Importancia del estudio de los camélidos y antilocápridos del Terciario tardío del centro de México. *Unión Geofísica Mexicana (GEOS)*, 21 (3): 164.
- Jimenez-Suárez, G., Flores Márquez, L., y Chávez, R., Garfias, J. y Campos-Enríquez, O. 2001. La tectónica y la calidad del agua subterránea en el valle de Puebla. *GEOS*, 21 (3): 182.
- Julia, R. 1983. Subaerial exposure: Travertines. En: Scholle, P., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma.
- Kelts, K. y Hsü, K.J. 1978. *Freshwater carbonate sedimentation*. En: Lermund, A (Ed.). *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. Springer Verlag. New York.

- Kowalewska, A. y Cohen, A.S. 1998. Reconstructions of paleoenvironments of the Great Salt Lake Basin during the late Cenozoic. *Jour. of Paleolimnology*, 20: 381-407.
- Lowe, D.R. 1976. Subaqueous liquefied and fluidized flows and their deposits. *Sedimentology*. 23: 285-308.
- Lowe, D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows. In: Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. (Eds.). *Geol. Cont. Slopes*. SEPM Spec. Publ, 27: 75-82
- Magallón-Puebla, S. y Cevallos-Ferriz, S.R.S. 1993. A fossil earthstar from the Late Cenozoic of Puebla, Mexico. *Am. Jour. Bot.* 80: 1162-1167.
- Magallón-Puebla, S. 1994a. Estudio morfológico y anatómico de órganos reproductivos de plantas fósiles del Cenozoico Superior de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla. Tesis Maestría. Facultad de Ciencias, UNAM. México.
- Magallón-Puebla, S. y Cevallos-Ferriz, S.R.S. 1994b. Latest occurrence of the extinct genus *Cedrelospermum* (Ulmaceae) in North America; *Cedrelospermum manchesteri* from Mexico. *Review of Paleobotany and Palynology*. 81: 115-128.
- Magallón-Puebla, S. y Cevallos-Ferriz, S.R.S. 1994c. Fossil legume fruits from tertiary strata of Puebla, Mexico. *Canadian Journal of Botany*. 72: 1027-1038.
- Martin, L.D. 1983. The origin and early radiation of birds. En: A.H. Brush and G.A. Clark (Eds.). *Perspectives in ornithology*. Cambridge Univ. Press. Cambridge. 291-338.
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E. 1999. Palinóstratigrafía de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, México. Implicaciones Cronoestratigráficas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, UNAM. Instituto de Geología y Sociedad Geológica Mexicana, México, D. F. 16: 187-207.
- Marzo, M. 1992. Sistemas fluviales de alta sinuosidad. En: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología*. Vol. 1. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- Meisch, C. 2000. *Fresh Water Ostracoda of Western Central Europe*. Spektrum Akademischer Verlag. Berlín.
- Miall, A.D., 1992. Alluvial deposits. En: Walker, R.G. (Ed.). *Facies Models: Response to Sea Level Change: Geological Association of Canada*, p. 119-142.
- Miall, A. D., 1996, *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*; Springer-Verlag Inc., Berlín, 582 p.
- Monroy-Fernández, M. y Sosa-Patrón, A. 1984. Geología de la sierra del Tenzo, Puebla, borde norte del territorio mixteco. VI Convención Geológica Nacional. Sociedad Geológica Mexicana. Resúmenes, p. 50.
- Moore, P.D., Webb, J.A. y Collinson, M.E. 1991. *Pollen Analysis*. (2a Ed) Blackwell. Oxford.
- Musk, L.F. 1988. *Weather Systems*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Olson, S. L. 1985. The fossil record of birds. En: Farner, D. S., King J. R., and Parkes K. C. (Eds.). *Avian biology*. Academic Press. New York. 8: 79-256.
- Pantoja-Alor, J., Malpica-Cruz, V. M., Galguera, A. G. 1989. Geología de los alrededores de la cantera de Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, Puebla. UNAM Instituto de Geología, Tercer Simp. Geol. Reg. México, Memoria. 61-69.
- Pantoja-Alor, J. 1990. Geología y paleoambiente de la cantera de Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, Puebla. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*. V. 9(2): 156-169
- Pough, F. 1988. *A field guide to Rocks and Minerals*. Peterson Field Guides. Boston, NJ.
- Ramírez-Garduño, J.L. y Cevallos-Ferriz, S.R.S. 1997. An association of Anacardiaceae in Oligocene strata of Tepexi de Rodríguez, Puebla, Mexico. *Am. Jour. Bot.* (abstr.) 84(6): 140.
- Ramírez-Garduño, J.L. 1999. Análisis foliar de Anacardiaceae, Berberidaceae y Salicaceae en los Ahuehuetes (Oligoceno), Tepexi de Rodríguez, Puebla. Tesis Maestría. Facultad de Ciencias, UNAM. México.
- Ramírez, J.L. y Cevallos-Ferriz, S.R.S. 2002. A diverse assemblage of Anacardiaceae from Oligocene sediments, Tepexi de Rodríguez, Puebla, Mexico. *American Jour. of Botany*. 89 (3): 535-545.
- Ramos, A. 1992a. Introducción a los sistemas aluviales. En: Arche, A. (Ed.). *Sedimentología*. Vol. 1. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.

- Ramos, A. 1992b. Sistemas aluviales Braided. En: Arche, A. (Ed.). Sedimentología. Vol. 1. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- Reading, G.G. 1978. Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- Reading, G.G. 1986. Sedimentary environments and facies (2ª ed.). Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B. 1980. Depositional Sedimentary Environments. 2ª Ed. Springer Verlag. Berlin.
- Rodríguez de la Rosa, R. y Cevallos-Ferriz, S.R.S. 1998. Una pluma fósil del Eoceno de Tepexi de Rodríguez, Puebla. En: Perrilliat, M.C. (Resúmenes) Memoria del VI Congreso Nacional de Paleontología. 6: 61-62.
- Round, F.E., Crawford, R.M. and Mann, D.G. 1990. The Diatoms: Biology & morphology of the genera. Cambridge University Press. Cambridge.
- Rust, B.R. 1980. Coarse Alluvial Deposits. En: R.G. Walker (Ed.). Facies Models. Geoscience Canada, 9-21.
- Rzedowski, J. 1978. Vegetación de México. Limusa, México.
- Sargeant, W.A., Reynolds, R.E. y Kissel-Jones, M.M. 2002. Fossil Creodont and Carnivore footprints from California, Nevada, and Wyoming. En: Reynolds, R.E. (Ed.). Between the Basins: Exploring the Western Mojave and Southern Basin and Range Province. Desert Studies Consortium. California State Univ. 37-50.
- Scholle, P.A., Arthur, M.A. y Ekdate, A.A. 1983. Pelagic environment. En: Scholle, P., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (Eds.). Carbonate Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma.
- Silva-Romo, G., Mendoza, R. C. y Martiny, B. 2000. Acerca del origen de las cuencas cenozoicas de la zona cortical extendida del sur de México: un ejemplo en la región Mixteca. GEOS Boletín informativo. Época II. Unión Geofísica Mexicana, A. C. 20 (3): 326-327.
- Soria, A.R., Luzón, A., Pérez, A. y Roc, A.C. 2000. Evolución vertical del relleno sedimentario Holoceno de la Laguna de Gallocanta, Cordillera Ibérica, NE de España. Geotemas. 1 (2): 221-226.
- Stearn, C. y Carrol, R. 1989. Paleontology: The record of life. Wiley & Sons. New York.
- Swirydzuk, K., Wilkinson, B.H. y Smith, G.R. 1979. The Pliocene Glenns Ferry oolite: lake-margin carbonate deposition in the Southwestern Snake River Plain. Jour. Of Sedimentary Petrology. 49: 995-1004.
- Tallis, J.H. 1991. Plant community history. Long term changes in plant distribution and diversity, Chapman and Hall. London.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. 1990. Carbonate sedimentology. Blackwell. Oxford.
- Velasco de León, M.P. 1999. Estudio paleoecológico de una comunidad del Terciario en el estado de Puebla. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias, UNAM. México.
- Velasco de León, P. & Cevallos-Ferriz, S. R. S. 2000. Leaves of *Cercocarpus mixteca* n sp. (Rosaceae) from Oligocene sediments, near Tepexi de Rodríguez, Puebla. Review of Palaeobotany and Palynology 111 (2000) 285-294.
- Viers, G. 1975. Climatología. Oikos-Tau. Barcelona.
- Walter, M.R. 1976. Stromatolites. Elsevier Scientific Publishing Co. New York.
- Walter, D. y Fouch, T., 1983. Lacustrine environment. En: Scholle, P., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (Eds.). Carbonate Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology. 30: 377-392.

AGRADECIMIENTOS

A mis revisores: Dr. Sergio R.S. Cevallos Ferriz, Dr. Alejandro Novelo Retana, Dra. Elena Centeno García, Dra. Ana Luisa Carreño, Dr. José Ramón Hernández Santana. A mis amigos y colaboradores: Dr. Gustavo Tolson Jones, Sr. Félix Aranguti y familia. M. en C. Claudia Carranza, Ing. Ciro Díaz, compañeros del Laboratorio de Paleobotánica, Dr. Juan Pablo Bernal, alumnos del Taller de Paleobiología, Dr. José Luis Sánchez Zavala, Dr. Arturo Ortiz Ubilla, Dr. Jerjes Pantoja Alor, M. en C. Gilberto Silva Romo, M. en C. Enrique Gonzáles Torres, Dr. Ricardo Barragán Manzo, Dr. Luigi Solari, Ing. Diego Aparicio, Bibliotecarios del Instituto de Geología, M. en C. José Manuel Padilla, Ing. Miguel Morales, M. en C. Laura Rosales, Ing.

Adriana Galván, Dra. Josefa Cavazos, Pablo, Maru, Mariana y Cristina Beraldi, Geog. Isabel Cruz, M. en C. Jorge Larson, Dra. Concha Arenas, Dr. Gonzalo Pardo, Dr. Antonio Casas, Dr. Héctor Millán, Geol. Marta Vázquez, Dra. Ana Cristina Roc, Dr. Luis Pedro Fernández, Dr. José Carlos García Ramos, Dra. Victoria Alonso, Dra. Laura Piñuela, Dr. José Lires, Dr. César Suárez de Centi, Dra. Marta Valenzuela, Dr. Juan Bahamonde, Dr. Carlos Salvador, Dr. Luis Sánchez de Posada, gente del Posgrado de Ciencias Biológicas y de Ciencias de la Tierra. A mis patrocinadores: DGEF, CONACyT, DGAPA (IN 208597).

ANEXO I

Estructuras primarias y diagenéticas

Diagénesis es el cambio físico-químico que sufre cualquier material tras haber sido depositado. En este caso, las estructuras diagenéticas o secundarias son consideradas como procedentes o formadas por procesos posteriores a los sedimentarios. Sin embargo algunas estructuras que pueden tener un origen posterior al depósito están asociadas directamente con el ambiente sedimentario, y por tanto ser relevantes para la interpretación de las facies. En este caso se han considerado independientes las estructuras primarias y diagenéticas, mencionadas a continuación y ejemplificadas en las figuras indicadas.

1. ***Estructuras primarias***: son aquellas que se forman durante y poco después del depósito, pero previas a la diagénesis, y que tienen un origen influenciado por factores del medio contemporáneo, por lo que son relevantes para la interpretación de facies. La manera como se forma cada estructura depende del tipo, composición y características de cada una. En la sección Axamilpa se observaron las siguientes estructuras:

Nódulos de yeso: formados sub-superficialmente por afluencia capilar de fluidos cargados de sulfatos que se acumulan y cristalizan, producto de la evaporación (Freytet y Plaziat, 1982) (Fig. L, 1).

Grietas de desecación: formadas al quedar expuesto subaéreamente el sedimento, aunado a la pérdida de agua que obliga a las partículas a contraerse y disminuir el área de cobertura. En muchos casos el diámetro de los polígonos así formados es proporcional al grado de desecación (Reineck y Singh, 1980; Boggs, 1987) (Fig. L, 2).

Estructuras de carga: formadas por la presión de capas de mayor densidad localizadas por encima de otras de menor densidad. Este fenómeno suele ocurrir cuando todavía hay agua intergranular (Reineck y Singh, 1980, Davis, 1983) (Fig. L, 3).

Huellas de escape de fluidos: formadas por el escape del agua contenida entre las partículas del sedimento, hacia zonas de menor presión (Reineck y Singh, 1980, Davis, 1983) (Fig. L, 4).

Nodulización: asociada principalmente a la acción radicular de plantas que acrecionan partículas finas (generalmente de carbonato), formando pequeños nódulos que quedan adheridos a éstas (Freytet y Plaziat, 1992; Alonso-Zarza, 2003) (Fig. G, 17).

Brechificación: formada por la fragmentación de sedimento compactado sobre la superficie (principalmente costras formadas por desecación), que queda sepultado *in situ* por nuevo sedimento (Freytet y Plaziat, 1992) (Fig. G, 18).

Intraclastos: se forman cuando son arrancados fragmentos de un sedimento ya depositado, por una corriente turbulenta o erosiva de nuevo sedimento (Foucault y Raoult, 1985) (Fig. G, 20).

Concreciones y cemento de hematita: formadas por la oxidación de minerales ferrosos contenidos en el sedimento, al quedar éste expuesto al aire (Reineck y Singh, 1980; Freytet y Plaziat, 1992) (Fig. G, 8-9).

Cristales de halita: formados por la acumulación superficial o sub-superficial de fluidos cargados de cloruros, producto de una intensa evaporación (Reineck y Singh, 1980; Freytet y Plaziat, 1992) (Fig. L, 1).

Otras estructuras primarias observadas fueron consideradas para el análisis, tales como: imbricaciones (Fig. L, 5), estratificación cruzada (Fig. E, 4), estratificación centimétrica paralela y ondulada (Fig. L, 3), laminación milimétrica (Fig. F, 7-8), nolititas (observadas a simple vista y en láminas delgadas) (Fig. G, 15), rizaduras y estratificación tipo Flaser (Fig. L, 5-6).

2. Estructuras diagenéticas: son aquellas que se forman muy posteriormente al depósito y que su origen no está relacionado con los procesos o ambiente de depósito, por lo que no tienen relevancia para la interpretación de facies y los ambientes de depósito, tales como los nódulos y bandas continuas y discontinuas de pedernal, y el yeso encontrado rellenando fracturas.

Pedernal (nódulos y bandas continuas y discontinuas): a pesar de que el origen de estas estructuras es desconocido, su presencia en la Sección Axamilpa pudiera estar relacionada con aportes de sílice hidrotermal, dada la presencia, en la sección estratigráfica, de capas y nódulos de magnesita (Fig. L, 7-9), la cual se forma generalmente asociada a estos fenómenos (Pough, 1988) (Fig. L, 7).

Magnesita: en su forma simple es carbonato de magnesio ($MgCO_3$). Se asocia a rocas sedimentarias cuando el calcio (por ejemplo del $CaCO_3$) ha sido totalmente reemplazado por magnesio. Suele tener aspecto de porcelana, de lustre vidrioso. Suele formarse por la interacción de aguas hidrotermales con rocas carbonatadas (sustitución metasomática en los depósitos de calcita y dolomita), como producto de alteración de las rocas básicas y serpentinitas o por precipitación en medios sedimentarios especiales (Pough, 1988) (Fig. L, 7).

Yeso como relleno de fracturas: aunque se ha discutido que el yeso diagenético puede formarse asociado a procesos físico-químicos contemporáneos al depósito, los yesos asciculares encontrados en la Sección Axamilpa aparecen azorosamente distribuidos, ocupando grietas y fracturas, y sin ninguna relación con los planos de estratificación, por lo que se infiere que se formaron mucho después del depósito y litificación de los sedimentos donde aparece, debido a la movilización y recristalización de sulfatos (Fig. G, 3).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Dolomita: generalmente asociada a diagénesis marina, también presente en sistemas continentales, se forma por la asociación de sales de magnesio a la calcita previamente formada. Se ha visto que este proceso diagenético puede ocurrir muy temprano si las condiciones iónicas del medio son apropiadas (De Deckker y Last, 1988; Tucker y Wright, 1990; Anadón, 1992). Se asocia principalmente a zonas vadosas (Given y Wilkinson, 1985) (Fig. G, 13).

ANEXO II

LAT°	LAT'	LON°	LON'	EDAD	FOSIL	ambiente
26	15	99	33	Eoceno	<i>Ostrea pulaskensis</i> Harris	marino
26	23	99	9	Eoceno	<i>Ampullina palmeri</i> Perrilliat	marino
26	23	99	10	Eoceno	<i>Ampullina quilrinensis</i> Gardner	marino
29	24	115	52	Eoceno	<i>Pododermus newcombi</i> Clark y Arnold	marino
25	38	99	17	Eoceno	<i>Venericardia (Venericor) zapatai</i> Gardner y Bowles	marino
25	40	99	18	Eoceno	<i>Venericardia cf. V. (Venericor)</i> Gardner y Bowles	marino
25	54	99	22	Eoceno	<i>Venericardia (Venericor) hatcheplata</i> Gardner y Bowles	marino
28	31	105	55	Eoceno medio	<i>Rabdodus sp cf. R. hewitti</i> Roth y Megaw	terrestre
26	26	98	14	Eoceno tardío	<i>Eupatagus (Eupatagus) mooreanus</i> Philsby	marino
20	59	101	18	Eoceno tardío	<i>Floresomys guanajuatoensis</i> Fries	terrestre
26	3	100	42	Eoceno temprano	<i>Venericardia (Venericor) elongata</i> Vega y Perrilliat	marino
26	10	97	21	Eoceno temprano	<i>Cosmoraphie sinvosa (Azpettia)</i>	marino
24	10	110	53	Eoceno temprano	<i>Haima bajasuransis</i> Squires y Demetron	marino
26	13	101	8	Eoceno temprano	<i>Ostrea popaensis</i> Perrilliat y Vega	marino
26	14	112	23	Eoceno temprano	<i>Pycnodonte (Pegma) bajaensis</i> Squires y Demetron	marino
26	15	112	20	Eoceno temprano	<i>Terebratulina cf. Terebratulina louisianae</i> Stenzel	marino
24	20	111	0	Eoceno temprano	<i>Gisortia sp</i>	marino
26	29	112	44	Eoceno temprano	<i>Serpula batequensis</i> Squires y Demetron	marino
26	32	112	45	Eoceno temprano	<i>Cirsotrema eocenica</i> Squires y Demetron	marino
26	39	112	53	Eoceno temprano	<i>Galeodea (Caliagaleodea) californica</i> Clark	marino
17	40	99	28	Eoceno temprano	<i>Ranina berglundi</i> Squires y Demetron	marino
26	46	112	56	Eoceno temprano	<i>Velates perversus</i> (Gmelin)	marino
26	42	112	58	Eoceno temprano	<i>Gisortia (Megalocypraea) cf. G. (M.) clarki</i> Ingram	marino
9	46	113	1	Eoceno temprano	<i>Cyprædia sp</i>	marino
26	46	98	36	Eoceno temprano	<i>Eoithara sp</i>	marino
26	45	113	1	Eoceno temprano	<i>Paraseraphs erraticus</i> Cooper	salobre
26	40	114	5	Eoceno temprano	<i>Wyolestes iglesius</i> Novacek, Ferrusquia, Flynn, Wyss y Norell	terrestre
26	45	113	1	Eoceno temprano	Dasycladaceae indet.	terrestre
27	11	92	43	Oligoceno	<i>Clypeaster pileus</i> Israelsky	marino
27	21	92	45	Oligoceno	<i>Oligopygus wetherbyi</i> de Loriol	marino
27	26	92	59	Oligoceno	<i>Clypeaster rogersi</i> Morton	marino
24	34	111	34	Oligoceno tardío	<i>Diplochaetetes mexicanus</i> Wilson	marino
26	15	110	56	Oligoceno tardío	<i>Diplochaetetes mexicanus</i> Wilson	marino
26	37	111	57	Oligoceno tardío	<i>Cornwallius sookensis</i>	terrestre

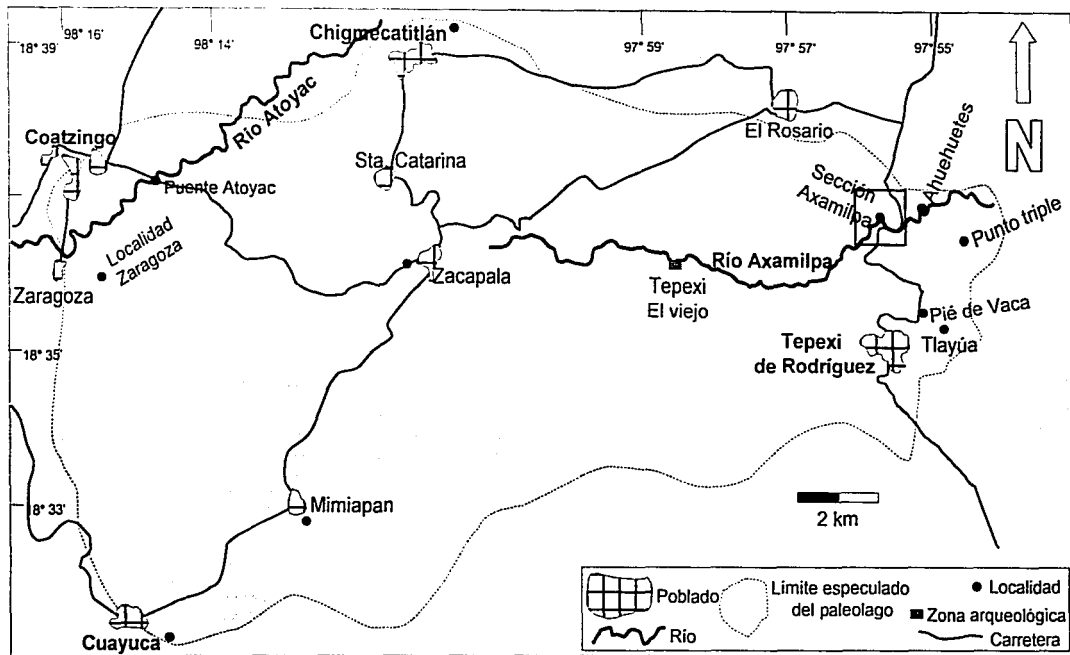
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura L



Figura L

1. Nódulos de yeso de la facies Czi; 2. Grietas de desecación en un ambiente moderno. Los fragmentos presentes en las grietas son parte del proceso de brechificación; 3. Estructura de carga en depósitos volcánicos de Alchichica, Puebla; 4. Huellas de escape de fluidos de la facies Aec; 5. Imbricaciones (flechas) del conglomerado tipo Balsas (ver en el texto); 6. Rizaduras en el fondo del Río Axamilpa; 7. Estratificación Flaser (flechas) incluidas en una estructura de carga de la facies Alp; 8. Magnesita (M) sustituida por sílice (S); 9. Nódulo de magnesita; 10. Nódulos de magnesita con forma de géiser.



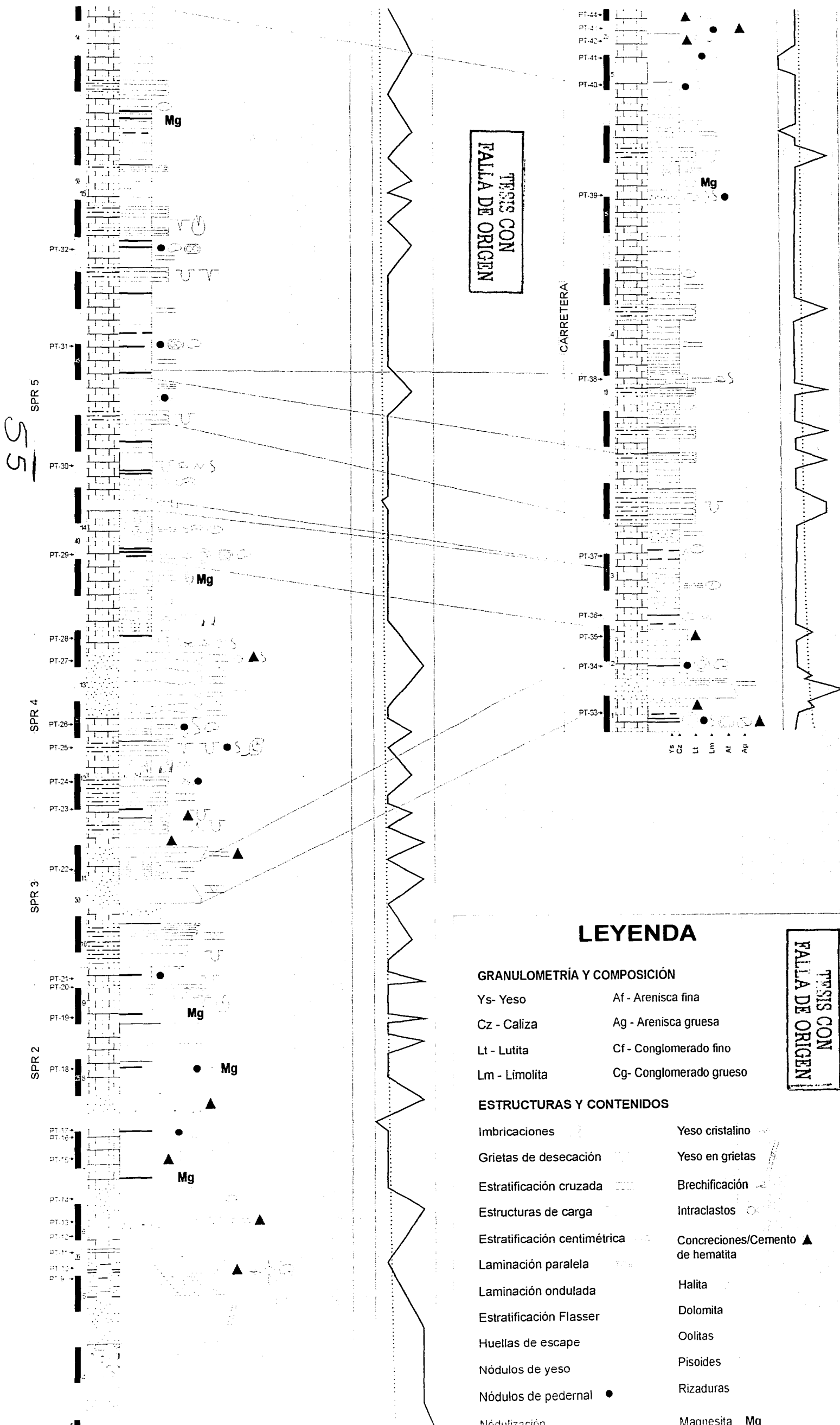
54

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Apéndice I Columnas estratigráficas de la Sección Axamilpa

Columna 1

Columna 2



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

CARRETERA

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

LEYENDA

GRANULOMETRÍA Y COMPOSICIÓN

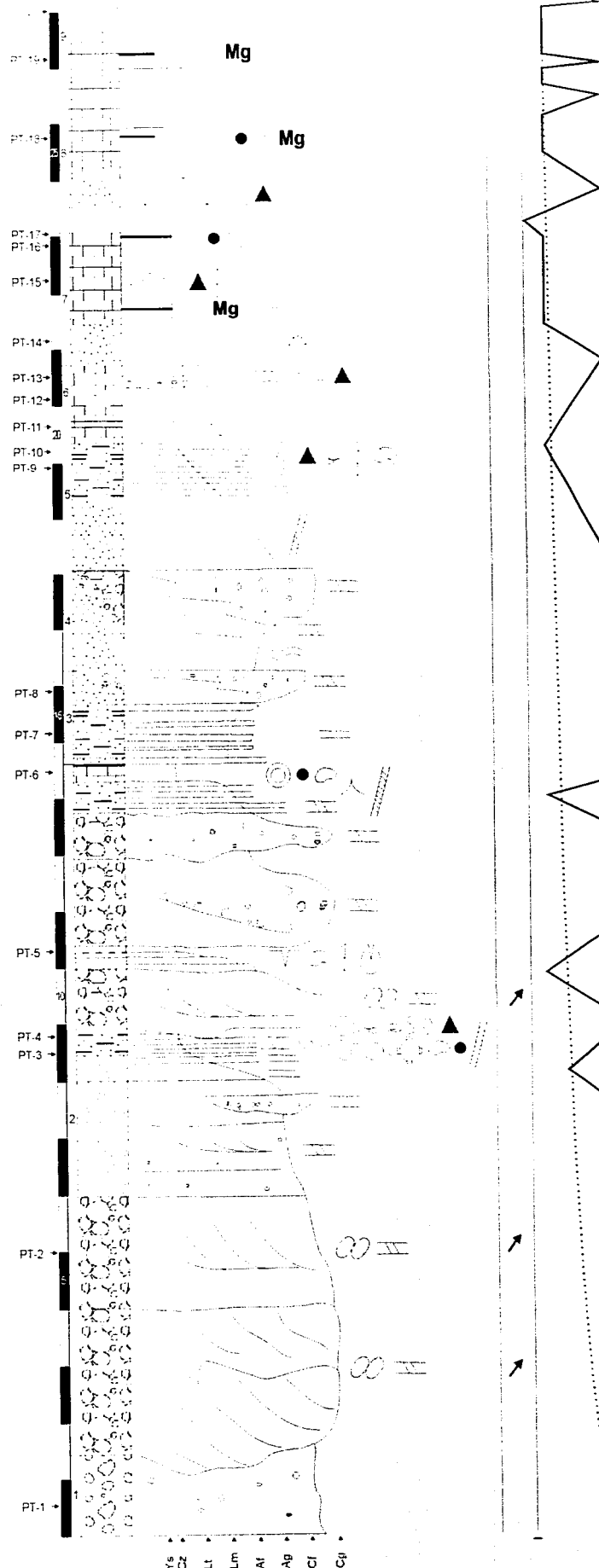
- | | |
|---------------|--------------------------|
| Ys - Yeso | Af - Arenisca fina |
| Cz - Caliza | Ag - Arenisca gruesa |
| Lt - Lutita | Cf - Conglomerado fino |
| Lm - Limolita | Cg - Conglomerado grueso |

ESTRUCTURAS Y CONTENIDOS

- | | |
|------------------------------|----------------------------------|
| Imbricaciones | Yeso cristalino |
| Grietas de desecación | Yeso en grietas |
| Estratificación cruzada | Brechificación |
| Estructuras de carga | Intraclastos |
| Estratificación centimétrica | Concreciones/Cemento de hematita |
| Laminación paralela | Halita |
| Laminación ondulada | Dolomita |
| Estratificación Flasser | Oolitas |
| Huellas de escape | Pisoides |
| Nódulos de yeso | Rizaduras |
| Nódulos de pedernal | Magnesita Mg |
| Nódulización | |

SPR 2

SPR 1



Ys Cz Lt Lm Af Ag Cf Cg

GRANULOMETRÍA Y COMPOSICIÓN

- Ys - Yeso
- Cz - Caliza
- Lt - Lutita
- Lm - Limolita
- Af - Arenisca fina
- Ag - Arenisca gruesa
- Cf - Conglomerado fino
- Cg - Conglomerado grueso

ESTRUCTURAS Y CONTENIDOS

- Imbricaciones
- Grietas de desecación
- Estratificación cruzada
- Estructuras de carga
- Estratificación centimétrica
- Laminación paralela
- Laminación ondulada
- Estratificación Flasser
- Huellas de escape
- Nódulos de yeso
- Nódulos de pedernal
- Nódulización
- Yeso cristalino
- Yeso en grietas
- Brechificación
- Intraclastos
- Concreciones/Cemento de hematita
- Halita
- Dolomita
- Oolitas
- Pisoides
- Rizaduras
- Magnesita Mg

FÓSILES

- Raicillas
- Iconitas
- Algas
- Estromatolitos
- Peloides
- Oncolitos
- Hojas
- Ostrácodos completos
- Ostrácodos fragmentados
- Bioturbación

LITOLOGÍA Y COMPOSICIÓN

- Conglomerado matriz soportado
- Arenisca
- Marga
- Marga-lutita
- Marga-arenisca
- Conglomerado clasto soportado
- Caliza
- Yeso
- Bandas de pedernal continuas y discontinuas

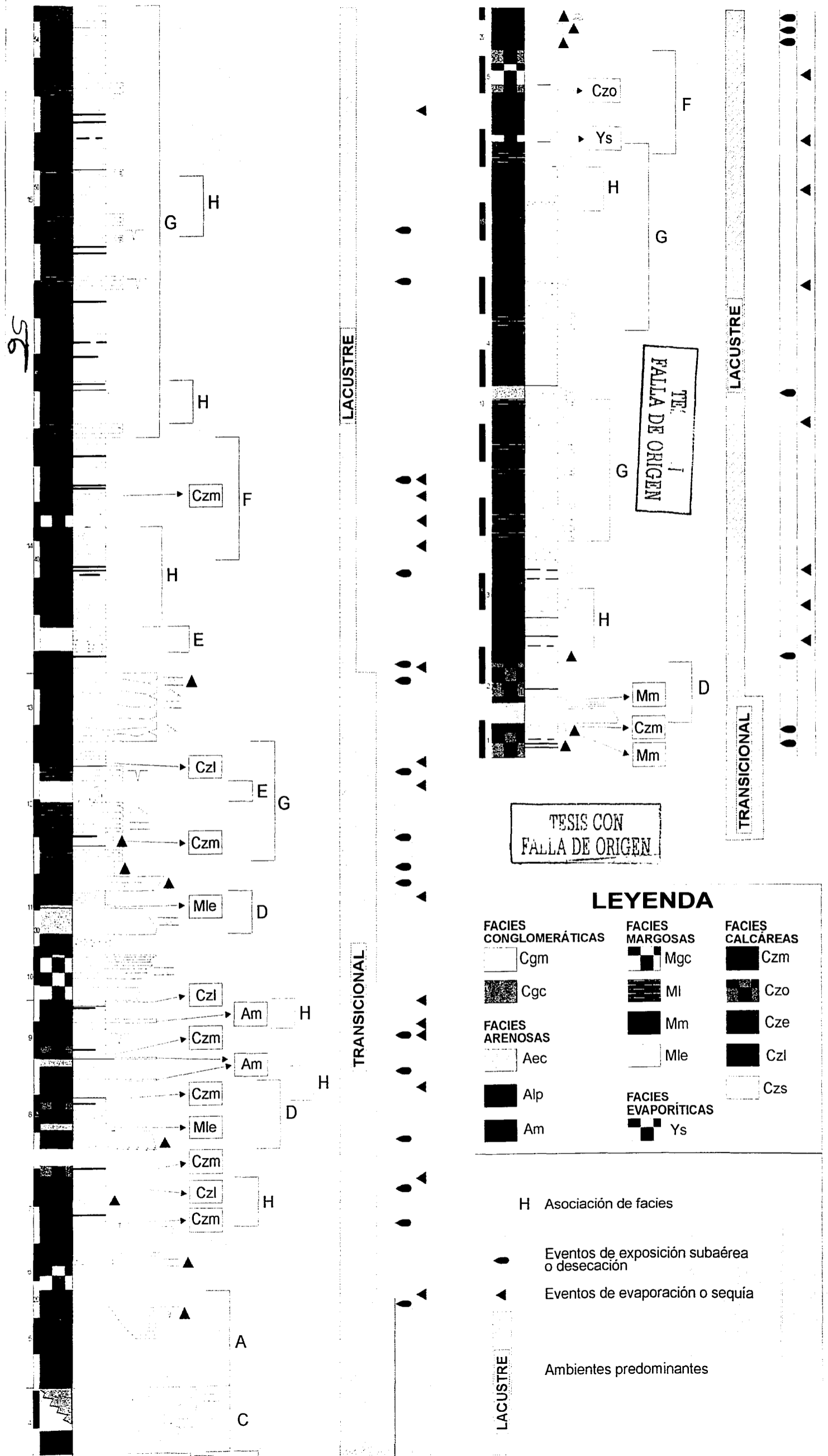
EVOLUCIÓN GRANULOMÉTRICA

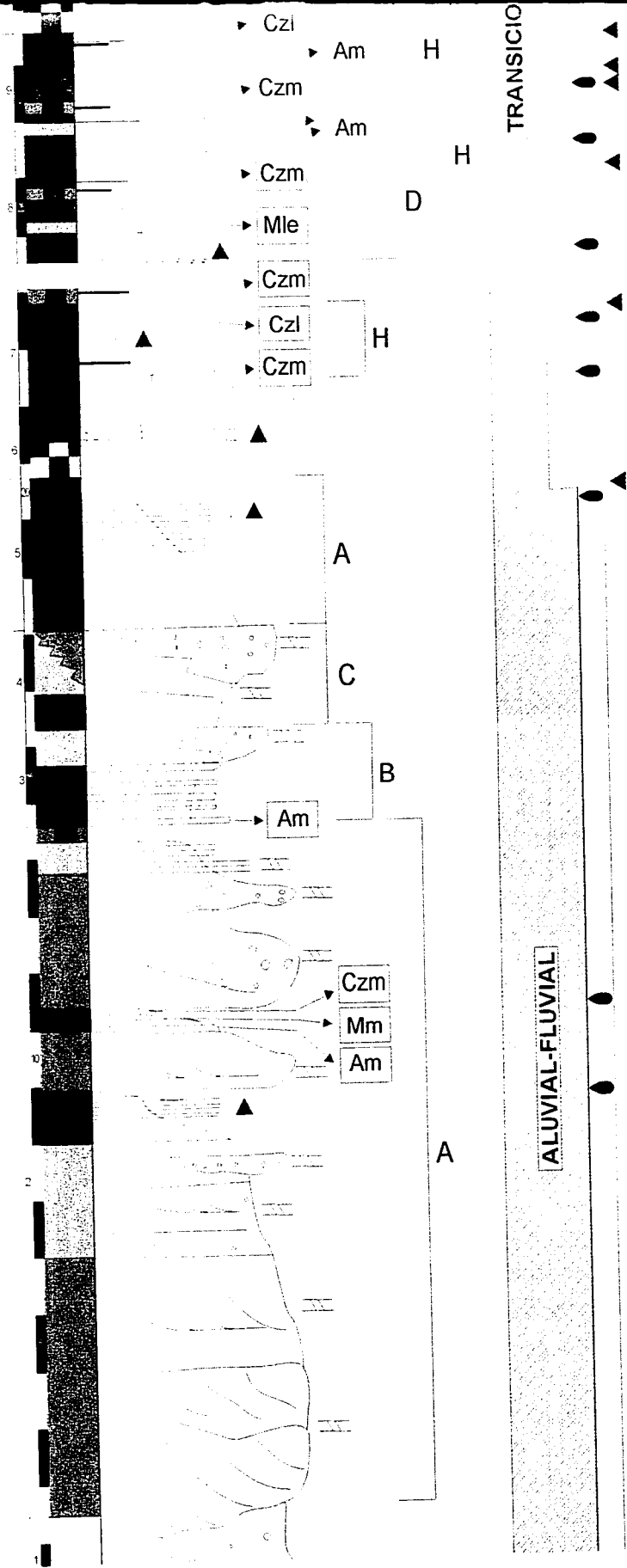
- Tendencia puntual
- Tendencia general

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Distribución vertical de facies





FACIES ARENOSAS

- Cgc
- Aec
- Alp
- Am

FACIES EVAPORÍTICAS

- Mm
- Mle
- Ys

Asociación de facies

- Czo
- Cze
- Czl
- Czs

Eventos de exposición subaérea o desecación

Eventos de evaporación o sequía

Ambientes predominantes

LACUSTRE

ALUVIAL-FLUVIAL

PARSIS CON
LACUNA DE ORIGEN