



Universidad Nacional Autónoma de México

UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
Posgrado en Ciencias de la Tierra

LAS LITOFACIES Y SUS IMPLICACIONES
DE LA CUENCA SEDIMENTARIA
CUTZAMALA - TIQUICHEO,
ESTADOS DE GUERRERO Y MICHOACÁN
MÉXICO.

T E S I S

que para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS (GEOLOGÍA)

presenta

ARMANDO ALTAMIRA AREYÁN

2002



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

CONTENIDO

| | |
|--|----|
| AGRADECIMIENTOS | 3 |
| RESUMEN | 5 |
| ANTECEDENTES | 7 |
| OBJETIVOS | 8 |
| IMPORTANCIA | 9 |
| LOCALIZACIÓN | 9 |
| METODOLOGÍA | 11 |
| GEOLOGÍA REGIONAL..... | 17 |
| DESARROLLO Y RESULTADOS..... | 20 |
| FACIES SEDIMENTARIAS | 20 |
| <i>Estratigrafía del área de Cutzamala</i> | 22 |
| <i>Estratigrafía del área del Limón de Papatzingán</i> | 49 |
| PALINOLOGÍA | 63 |
| PROCEDENCIA | 66 |
| ESTRUCTURA | 67 |
| DISCUSIÓN..... | 70 |
| CONCLUSIONES | 74 |
| DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS | 74 |
| DE LA PALINOLOGÍA..... | 74 |
| DE LA PROCEDENCIA | 75 |
| DE LA ESTRUCTURA | 75 |
| DE LA NOMENCLATURA..... | 76 |
| REFERENCIAS | 77 |

RELACIÓN DE TABLA, LÁMINAS Y FIGURAS

| | | |
|------------|---|----|
| Tabla 1 | Clasificación de facies de Miall | 13 |
| Lámina I | Mapa de las asociaciones de facies en Cutzamala | 14 |
| Lámina II | Mapa de las asociaciones de facies en Papatzingán | 46 |
| Figura 1 | Localización de las áreas de estudio | 10 |
| Figura 2a | Asociaciones de facies en Cutzamala (La Cañita 1, Tiquicheo 2 y Galeana 1) | 15 |
| Figura 2b | Asociaciones de facies en Cutzamala (La Cañita 2, Galeana 2, El Banco y Otlatepec) | 16 |
| Figura 3 | Vista panorámica hacia la facies La Cañita 1 | 24 |
| Figura 4 | Duna fluvial | 25 |
| Figura 5 | Barra asociada a canales en La Cañita 1 | 25 |
| Figura 6 | Planicies de inundación | 27 |
| Figura 7 | Rizaduras asociadas a las planicies de inundación | 27 |
| Figura 8 | Grietas de desecación asociadas a las planicies de inundación | 28 |
| Figura 9 | Relaciones de contacto entre las asociaciones de facies en Cutzamala | 34 |
| Figura 10 | Laminación planar en depósitos asociados a los desbordamientos de canales | 35 |
| Figura 11 | Paleosuelos formados sobre los depósitos asociados a los desbordamientos de canales | 35 |
| Figura 12 | Barra asociada a canales en La Cañita 2 | 36 |
| Figura 13 | Estratificación planar asociada a los desbordamientos de canales | 36 |
| Figura 14 | Rizaduras contenidas en las partes distales a los desbordamientos de ríos | 37 |
| Figura 15 | Grietas de desecación desarrolladas sobre planicies de inundación | 37 |
| Figura 16 | Marcas de flujo desarrolladas sobre planicies de inundación | 38 |
| Figura 17 | Calco de marca de flujo asociado con un rompimiento del cauce fluvial | 38 |
| Figura 18 | Complejos de barras asociados a grandes zonas fluviales | 42 |
| Figura 19 | Facies proximales de los abanicos aluviales | 42 |
| Figura 20 | Paleoduna | 43 |
| Figura 21 | Facies distales de los abanicos aluviales | 45 |
| Figura 22a | Asociaciones de facies en Papatzingán (La Cañita 3, Izetzénguaró y Tiquicheo 1) | 47 |
| Figura 22b | Asociaciones de facies en Papatzingán (El Cirián, Los Bonetes) | 48 |
| Figura 23 | Barras fluviales con clastos de la Formación Varales | 52 |
| Figura 24 | Estructuras de migración en las barras fluviales | 52 |
| Figura 25 | Paleosuelos formados sobre los depósitos asociados a los desbordamientos de canales | 56 |
| Figura 26 | Conglomerado formado exclusivamente por clastos de calizas | 56 |
| Figura 27 | Caliza lacustre subyacida y sobreyacida por paleosuelos | 61 |
| Figura 28 | Paleoraíces silicificadas dentro de las calizas lacustres | 61 |
| Figura 29 | Paleoraíces silicificadas dentro de los paleosuelos | 62 |
| Figura 30 | Estructuras de carga | 62 |
| Figura 31 | Asociación palinomórfica encontrada en los paleosuelos y en la caliza lacustre | 65 |
| Figura 32 | Reconocimiento de lineamientos sobre una imagen de satélite | 69 |
| Figura 33 | Correlación entre las áreas de estudio | 73 |

Agradecimientos

Doy mi más sincero agradecimiento a los profesores del Posgrado en Ciencias de La Tierra de la UNAM por su importante y desinteresada labor, especialmente a los doctores Elena Centeno, Fernando Ortega, Enrique Martínez, Gustavo Tolson y Pedro Corona, que revisaron y enriquecieron el borrador de la tesis; al CONACyT le doy las gracias por otorgarme la beca crédito con la que me sostuve dos años de mis estudios de posgrado. Al Instituto de Geología de la UNAM le debo todo el apoyo logístico y buena parte de mi formación humana y profesional.

Quedo en deuda con la Dra. Elena Centeno por favorecerme con la tutoría de ésta tesis y por facilitarme los recursos económicos con los que se realizaron las campañas de campo y con los que se cubrieron los gastos de gabinete, le estoy agradecido también por su inagotable entusiasmo y acertada dirección a lo largo de todas las facetas de mis estudios de maestría, así como por darme la inercia necesaria que me ha permitido aventurarme hacia nuevos horizontes. Al Dr. Gustavo Tolson le agradezco por su interés en todo momento de crear un ambiente propicio para el aprendizaje y la reflexión, así como por mostrarme el método para simplificar, sin importar la complejidad del problema. Gracias al Dr. Enrique Martínez y a la M. en C. Elia Ramírez por haber dedicado su tiempo y sus conocimientos en la preparación y el análisis de las rocas con posibilidades de tener contenido palinomorfo y por haberme brindado las amenas pláticas que sostuvimos a lo largo de todo el proceso, sin su ayuda, este proyecto carecería de su valor cronoestratigráfico y paleoambiental. También agradezco a Carlos Nuñez por su cuidadosa preparación de las difíciles muestras en busca de palinomorfos. La asesoría de la Dra. Elizabeth Gierlowski Kordesh, fue clave en el reconocimiento de las estructuras pedogenéticas en láminas delgadas y su visita al área de estudio fue imprescindible para la interpretación de los procesos sedimentarios, gracias por su disposición. Agradezco al Dr. Sergey Sedov y a la Dra. Elizabeth Solleiro por sus comentarios sobre los procesos diagenéticos, surgidos a partir del análisis de las láminas delgadas. Al doctor Greg Nadon debo la experiencia obtenida al mostrarme en campo los paleosuelos y los pasos a seguir para su identificación. Al Ing. Enrique

González le quedo agradecido por haberme apoyado incondicional y desinteresadamente en los tiempos difíciles. A José Luis Sánchez le doy las gracias por mostrarme cómo hacer del trabajo un placer cotidiano. A Raymundo Suárez, José Antonio Flores, Gerard Pairó, Sergio Yussim y Edgar Ángeles, les agradezco el compañerismo y el compartir sus conocimientos durante las agradables campañas de campo. A mi esposa le doy las gracias por alegrar mi vida y diluir mis penas, a mis padres les agradezco por sus contribuciones genéticas y morales, así como por la amistad y educación que me brindaron, a mis hermanos les agradezco la confianza de saber que siempre están conmigo, a mi Tío Toño le doy las gracias por ser el amigo incondicional.

Resumen

Se estudiaron dos áreas en los Estados de Guerrero y Michoacán, en las que se trabajaron las rocas sedimentarias conocidas como "lechos rojos". En tales depósitos se definieron litofacies, las cuales se agruparon en asociaciones de facies con el propósito de deducir los ambientes sedimentarios que las originaron. Se reconocieron cuatro ambientes de depósito, el fluvial, el eólico, el de abanicos aluviales y el volcanosedimentario (piro y epiclásticos) continental; dentro del ambiente fluvial se distinguieron rellenos de canal, depósitos provocados por el desbordamiento de los cauces fluviales, planicies de inundación y zonas anegadas salobres con precipitación de carbonatos de calcio.

En la secuencia estudiada en el área de Papatzingán, los espesores de los lechos rojos son mayores a los cinco kilómetros y en el área de Cutzamala (zona sur) alcanzan cerca de tres kilómetros y medio de potencia. La secuencia objetivo de este trabajo está en contacto por falla con las unidades mesozoicas, y presentan hacia la cima un contacto discordante con capas rojas terciarias que no se cartografiaron a detalle en este estudio. Aunque en la región de Cutzamala la secuencia ha sido intensamente erosionada, lo que representa una evidente pérdida del registro estratigráfico, los espesores de las asociaciones de facies equivalentes para ambas zonas muestran un engrosamiento general hacia el norte, donde se puede ubicar el depocentro de la cuenca. En esta zona norte, se obtuvo un registro palinomorfo positivo dentro de algunos de los numerosos horizontes de paleosuelos pertenecientes a los subambientes fluviales de planicies de inundación; asociaciones palinomorfas similares están preservadas en las calizas lacustres hacia la parte superior de la columna estratigráfica en la misma región. De acuerdo con los alcances estratigráficos de algunos de los taxa como *T. Pertrudens*, la edad asignada para estas rocas es Paleoceno Tardío. La asociación palinológica sugiere un clima templado a paratropical para el sitio de depósito, representantes actuales de estos taxa crecen en el bosque decídulo lo que sugiere una paleoaltitud aproximadamente a los mil metros. Los lechos rojos estudiados se encuentran afectados por estructuras características de zonas de transpresión. Aparentemente la deformación ocurrió después del depósito de la secuencia estudiada, a lo largo de una zona de falla regional con cinemática dextral, a la cual están asociados pliegues, fallas

oblicuas, y emplazamiento de diques. Como conclusión, comparando los datos obtenidos en este estudio con los modelos planteados por otros autores, las capas rojas estudiadas, descritas como Formación Cutzamala originalmente, pueden subdividirse en dos conjuntos de asociaciones de facies, que representan dos estadios deposicionales importantes, y que no presentan discordancias internas. Durante el más antiguo aparentemente la cuenca era amplia y cubría grandes extensiones, recibiendo sedimentos provenientes de las rocas Mesozoicas, tal vez reflejando la erosión de una topografía originada por la Orogenia Laramíca. En la parte superior de este estadio de la cuenca se colectaron muestras con palinomorfos, lo cual sugiere una edad Paleoceno Tardío o más antigua para este estadio deposicional. Esto sugiere que la secuencia es más joven que lo propuesto por varios autores, quienes la consideraban de edad Cretácica. En el segundo estadio deposicional se inicia un evento magmático, originando probablemente cuencas más pequeñas asociadas a los edificios volcánicos. Hacia la base de este evento en la historia de la cuenca se colectaron calizas con palinomorfos, también de edad Paleoceno Tardío. La edad sugerida por los palinomorfos, es más antigua que las edades radiométricas obtenidas en rocas volcánicas de la región. Esto sugiere que el magmatismo Terciario en la Sierra Madre del Sur se inicia antes de lo reportado anteriormente. Ya que no existe discordancia entre ambos paquetes de roca y ambos comparten la misma deformación, se concluye en este estudio que las estructuras observadas en la región son más jóvenes que el paquete sedimentario, y más jóvenes que lo propuesto por algunos autores, quienes consideraron a dicha deformación como de edad Cretácica (Orogenia Larámide). El paquete de capas rojas estudiadas está cubierto discordantemente por otras secuencias continentales más jóvenes. De estas solo se estudiaron con detalle la secuencia que aflora en el área de Cutzamala (El Banco y Otlatepec) las cuales fueron depositadas en ambientes eólicos y de abanicos aluviales respectivamente. Ambas secuencias presentan una intercalación de derrames riolíticos. Derrames similares en regiones circundantes presentan edades K/Ar eocénicas.

Antecedentes

En los primeros estudios estratigráficos en la región, se definieron a los paquetes de capas rojas objetivo de este estudio, con diferentes nombres y diferentes rangos de edad. Carl Fries (1960) propone el nombre de Grupo Balsas para un grupo de rocas que comprende una variedad grande de tipos litológicos que se presentan en la cuenca hidrológica del río Mexcala-Balsas y le atribuye una edad del Eoceno tardío al Oligoceno temprano. R. Mauvois (1977), se refiere a los lechos rojos que afloran en la región de Tierra Caliente como pertenecientes a la Formación Balsas y es el primero en documentar en los límites occidentales de la estructura de Huetamo-Tzitzio, una relación de contacto por fallas inversas entre las unidades calcáreas del Cretácico y los lechos rojos. Campa y Ramírez (1979) proponen que los pliegues en los lechos rojos son producidos por la Orogenia Larámide, considerando tal deformación como un criterio para definir a la Formación Cutzamala y separarla del Grupo Balsas ubicándola en el Cretácico Superior. Johnson et al (1991) subdivide a las rocas descritas anteriormente como del Grupo Balsas de la región de Cutzamala en dos miembros litológicos, los lechos rojos Galeana (Cretácico tardío – Terciario temprano) y Las Mesas (Terciario); su argumento principal es una discordancia angular entre las dos unidades. Johnson et al. (1991) relacionan la sedimentación de las capas rojas en la región con un intenso período de la deformación de la Orogenia Larámide. Sin embargo, en este estudio se observó que las capas rojas no son Cretácicas, y no están relacionadas con dicho evento de deformación, como habían propuesto los diversos autores mencionados anteriormente (Campa y Ramírez, 1979; Johnson et al., 1991, etc.). Uno de los primeros trabajos que incluyen estudios de la sedimentología de dichas rocas es el de Mennella (1994), quien diferenció miembros litológicos tomando criterios granulométricos y de composición de los clastos, e identifica, entre otros, a un miembro calcáreo en la zona norte (Papatzingán) al que asocia con una transgresión marina. Además, el mismo autor sitúa en forma relativa tanto a la transgresión como a las capas rojas en el Terciario. Sin embargo, en el presente trabajo se estudiaron dichas calizas, concluyendo que en efecto son Terciarias, pero no son de origen marino, sino más bien continentales. Pasquaré y colaboradores (1995) en su mapa del vulcanismo de los estados de Guanajuato y Michoacán consideran que los lechos rojos del área en discusión, en su parte norte pertenecen

al Cretácico y consideran que la estructura Huetamo – Tzitzio es un anticlinal. La estratigrafía propuesta en este trabajo difiere de la utilizada por Mennella (1994) y Pasquaré y colaboradores (1995), porque se basa en una descripción de las unidades en función a las litofacies y ambientes de depósito. Además las edades obtenidas por palinología no coinciden con las propuestas por dichos autores. Guerrero (1997) asigna una edad del Cretácico - Terciario a las Capas Rojas que cubren el contacto entre Huetamo y el subterreno Arcelia - Palmar Chico, agrupándolas en las formaciones

Cutzamala y Balsas respectivamente pero sin mencionar algún criterio de diferenciación entre ambas unidades, ni su distribución geográfica.

Además, existen algunos reportes de fechamientos radiométricos de rocas volcánicas que afloran en los alrededores del área estudiada (Morán-Zenteno *et al* , 2000), los cuales son discutidos en el capítulo de geología regional.

Objetivos

Los objetivos de esta tesis son:

- 1) Se pretenden definir las litofacies principales en los lechos rojos y sus relaciones de contacto.
- 2) Deducir los ambientes de depósito y su distribución espacio-temporal.
- 3) A partir del análisis de las litofacies y de los palinimorfos contenidos en ellas, inferir los paleoclimas en los cuales se formaron las capas rojas de la región de Tierra Caliente.
- 4) Reconstruir, de forma general, la evolución del relleno sedimentario de la cuenca.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

al Cretácico y consideran que la estructura Huetamo – Tzitzio es un anticlinal. La estratigrafía propuesta en este trabajo difiere de la utilizada por Mennella (1994) y Pasquaré y colaboradores (1995), porque se basa en una descripción de las unidades en función a las litofacies y ambientes de depósito. Además las edades obtenidas por palinología no coinciden con las propuestas por dichos autores. Guerrero (1997) asigna una edad del Cretácico - Terciario a las Capas Rojas que cubren el contacto entre Huetamo y el subterreno Arcelia - Palmar Chico, agrupándolas en las formaciones

Cutzamala y Balsas respectivamente pero sin mencionar algún criterio de diferenciación entre ambas unidades, ni su distribución geográfica.

Además, existen algunos reportes de fechamientos radiométricos de rocas volcánicas que afloran en los alrededores del área estudiada (Morán-Zenteno *et al* , 2000), los cuales son discutidos en el capítulo de geología regional.

Objetivos

Los objetivos de esta tesis son:

- 1) Se pretenden definir las litofacies principales en los lechos rojos y sus relaciones de contacto.
- 2) Deducir los ambientes de depósito y su distribución espacio-temporal.
- 3) A partir del análisis de las litofacies y de los palinimorfos contenidos en ellas, inferir los paleoclimas en los cuales se formaron las capas rojas de la región de Tierra Caliente.
- 4) Reconstruir, de forma general, la evolución del relleno sedimentario de la cuenca.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Importancia

Se consideró importante determinar la relación y edad de los distintos paquetes de lechos rojos de la región, ya que existen diferencias mayores entre diversos autores sobre su estratigrafía, distribución geográfica, origen y edad. La realización de ésta tesis, representa una contribución al estudio detallado de la sedimentación de las secuencias de afinidad continental en el Sur de México.

El tiempo en que la cuenca estuvo activa, así como las variaciones en las tasas y tipos de relleno sedimentario, una vez comparados con otras cuencas, pueden tener implicaciones importantes en la reconstrucción de la evolución tectónica terciaria del Sur de México. Sin embargo, este tipo de estudio de correlación regional sale de los objetivos de la presente tesis.

Localización

El área de estudio se localiza en el límite entre los estados de Guerrero y Michoacán, al norte de la Cuenca del Río Balsas. Dicha región está caracterizada fisiográficamente por una sierra denominada estructura de Huetamo –Tzitzio, la cual tiene una orientación norte-sur. En las márgenes oriental y occidental de dicha sierra, se encuentran planicies y zonas con cerros de poca elevación formados por los depósitos terrígenos comúnmente conocidos como “lechos rojos”; de éstos, se escogieron dos zonas para su estudio, ambas localizadas en la margen oriental de la sierra, una en el Estado de Michoacán, donde se encuentran los poblados de Tiquicheo y El Limón de Papatzingán; y la otra zona en el Estado de Guerrero, en el corazón de la comarca denominada como Tierra Caliente, donde se sitúa el poblado de Cutzamala de Pinzón (Figura 1).

Importancia

Se consideró importante determinar la relación y edad de los distintos paquetes de lechos rojos de la región, ya que existen diferencias mayores entre diversos autores sobre su estratigrafía, distribución geográfica, origen y edad. La realización de ésta tesis, representa una contribución al estudio detallado de la sedimentación de las secuencias de afinidad continental en el Sur de México.

El tiempo en que la cuenca estuvo activa, así como las variaciones en las tasas y tipos de relleno sedimentario, una vez comparados con otras cuencas, pueden tener implicaciones importantes en la reconstrucción de la evolución tectónica terciaria del Sur de México. Sin embargo, este tipo de estudio de correlación regional sale de los objetivos de la presente tesis.

Localización

El área de estudio se localiza en el límite entre los estados de Guerrero y Michoacán, al norte de la Cuenca del Río Balsas. Dicha región está caracterizada fisiográficamente por una sierra denominada estructura de Huetamo –Tzitzio, la cual tiene una orientación norte-sur. En las márgenes oriental y occidental de dicha sierra, se encuentran planicies y zonas con cerros de poca elevación formados por los depósitos terrígenos comúnmente conocidos como “lechos rojos”; de éstos, se escogieron dos zonas para su estudio, ambas localizadas en la margen oriental de la sierra, una en el Estado de Michoacán, donde se encuentran los poblados de Tiquicheo y El Limón de Papatzingán; y la otra zona en el Estado de Guerrero, en el corazón de la comarca denominada como Tierra Caliente, donde se sitúa el poblado de Cutzamala de Pinzón (Figura 1).

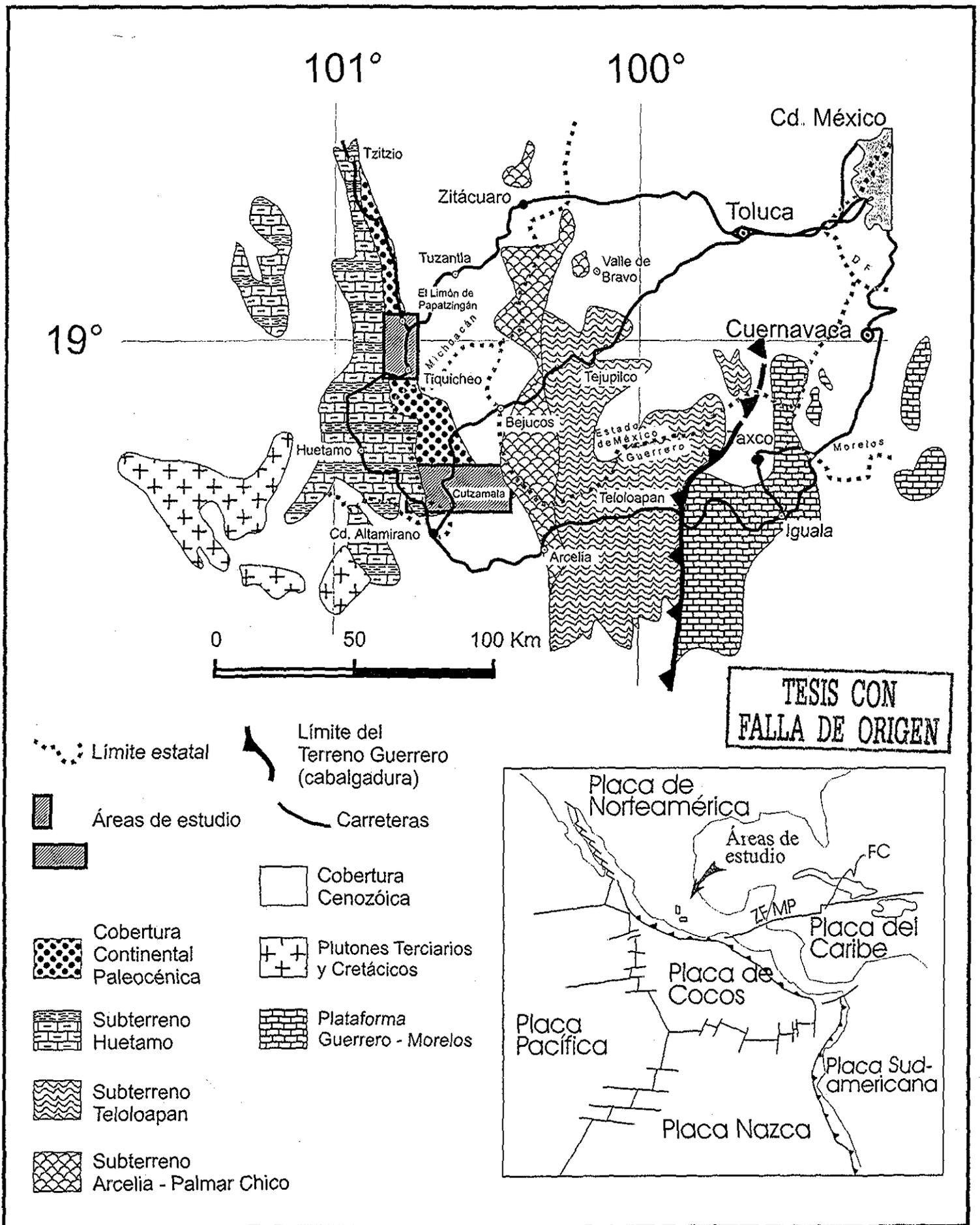


Figura 1. Localización de las áreas de estudio

Metodología

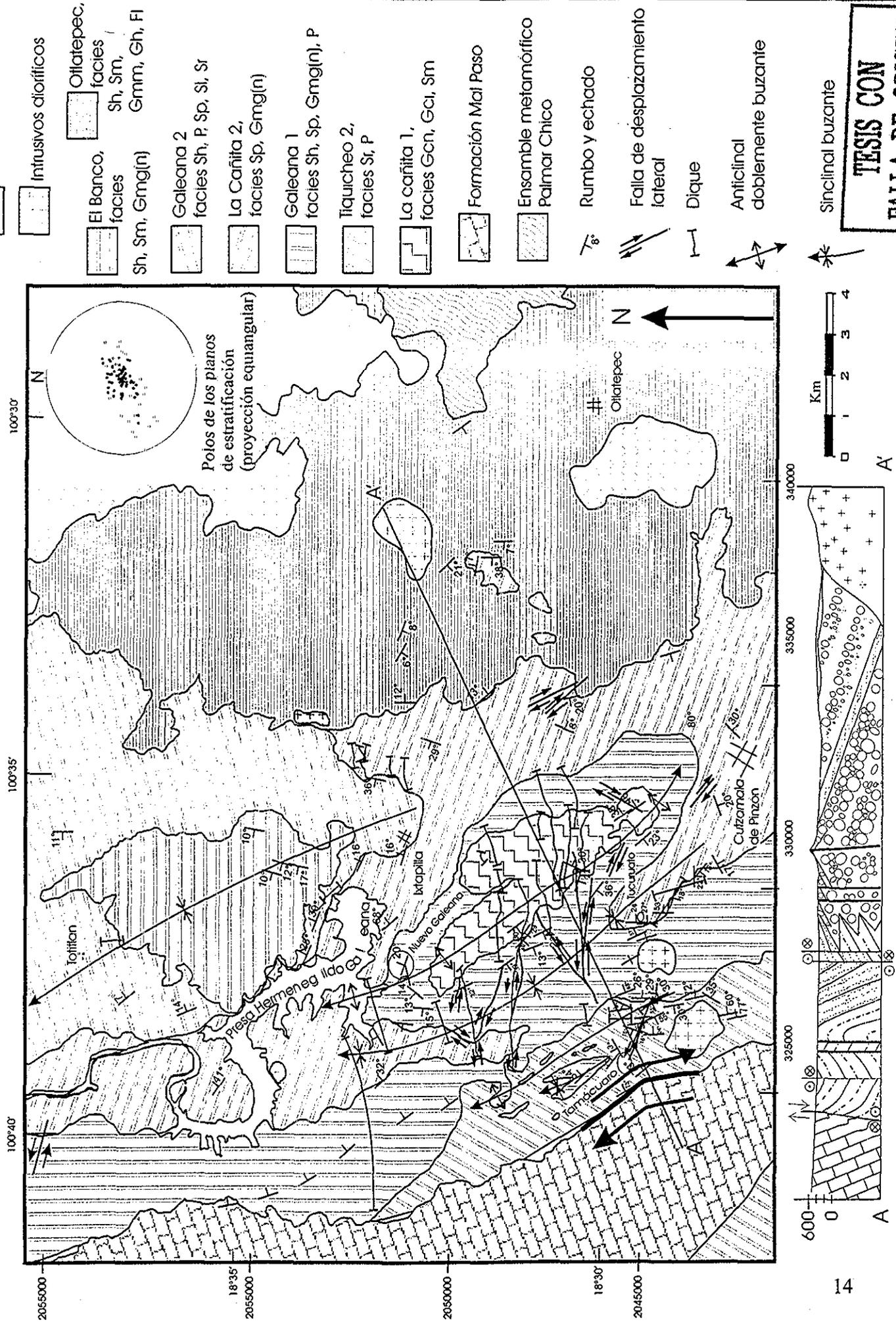
Los procesos sedimentarios actúan y se adaptan a las condiciones particulares de cada zona geográfica, produciendo litofacies como respuesta a tales cambios. Las relaciones espacio-temporales que guardan entre sí las litofacies, dan la información suficiente para interpretar a los ambientes sedimentarios en los que éstas se formaron, de allí la necesidad de utilizar en este estudio la metodología de asociaciones de facies. Se empleó la clasificación de facies de Miall (1996) para agrupar rocas con similitudes sedimentológicas por ser la más completa y precisa para la identificación de ambientes de depósito continentales (Tabla 1). Miall (1995) sostiene que el esquema de cartografía e interpretación de facies es una metodología práctica que permite hacer interpretaciones de ambientes sedimentarios, por lo que son un primer paso en el estudio de la estratigrafía de cuencas sedimentarias. El trabajo de campo consistió en el levantamiento de secciones a lo largo de los arroyos o caminos más importantes. En ellas se hicieron columnas estratigráficas, en las cuales se registraron las características texturales de las rocas, sus estructuras primarias, composición de los granos, espesores y relaciones de contacto. Estos datos fueron utilizados para la asignación de las facies de acuerdo con Miall (1996) descritas en la Tabla 1. En la zona de Cutzamala (Figuras 2a y 2b) se agruparon a las rocas sedimentarias expuestas en siete asociaciones de facies y en la zona de El Limón de Papatzingán se pudieron definir otras cinco asociaciones de facies (Figuras 22a y 22b). Se puso especial énfasis en la identificación y en el estudio de los paleosuelos, los cuales fueron identificados atendiendo a tres criterios: 1) cruceo en todas direcciones; 2) cambios graduales a medida que se transita hacia el estrato infrayacente y 3) evidencias de actividad biótica. En este estudio se midieron los ejes mayores de los diez clastos más grandes encontrados en los conglomerados y se calculó su promedio ' μ_{10} ' (Figuras 2a, 2b y 22a). No se realizó un estudio detallado de la procedencia de los sedimentos porque no era el objetivo del proyecto. Sin embargo, en el campo se realizó la documentación de la composición de los clastos de conglomerados (Figuras 2a, 2b, 22a y 22b) y la información se complementó con observaciones petrográficas para algunas asociaciones de facies, con el objetivo de interpretar, cualitativamente la procedencia de los sedimentos. Se recomienda en el futuro realizar un conteo de puntos para determinar con mayor precisión la procedencia de estos sedimentos y su relación con la evolución tectónica regional. Por

último se construyeron columnas sintéticas para cada asociación de facies y una columna estratigráfica detallada para cada área estudiada. Además se localizaron, tanto en fotografías aéreas como en el campo, las estructuras regionales mayores que afectan a las rocas estudiadas, aunque su cinemática y distribución detallada no fueron objetivo de este estudio.

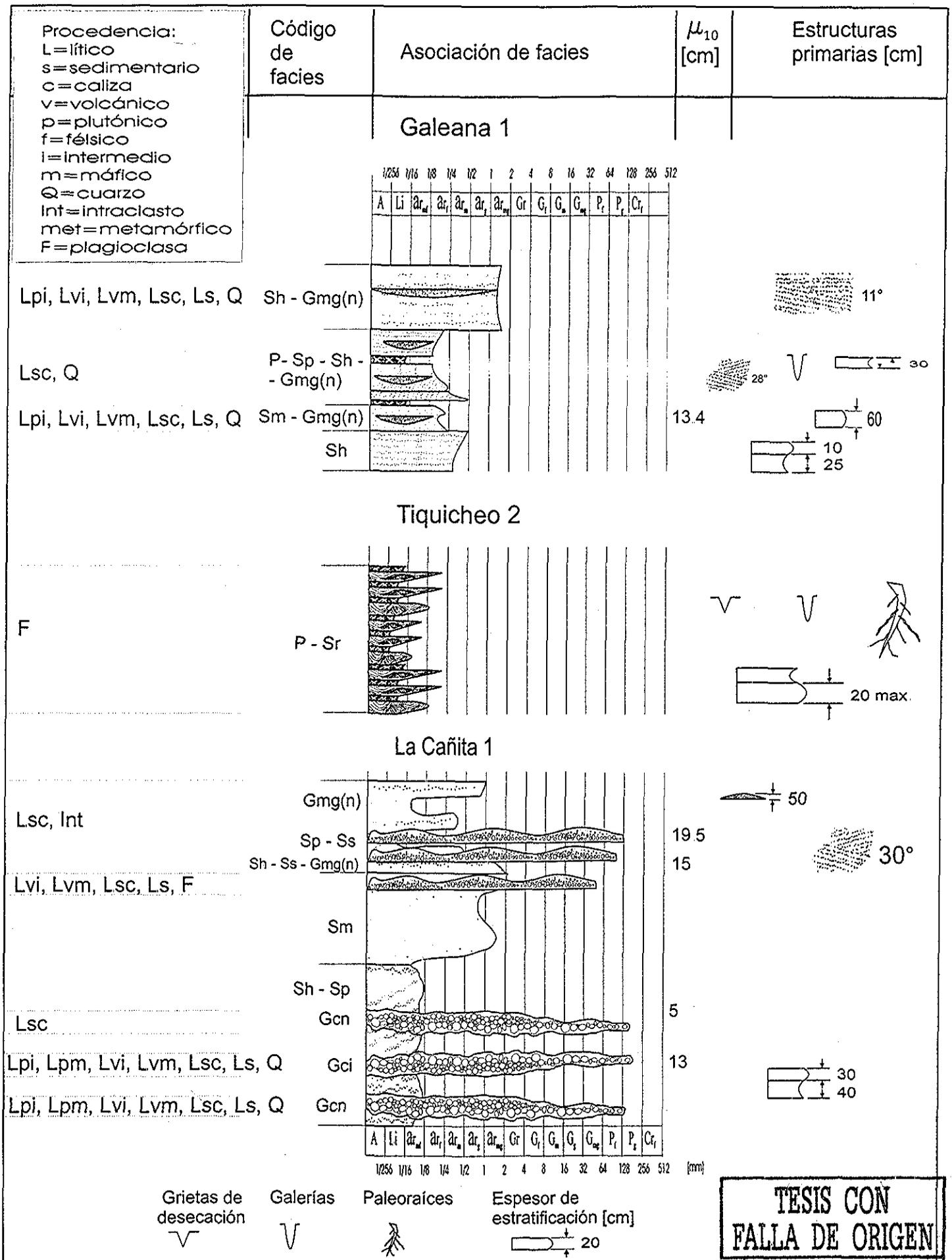
Tabla 1. Clasificación de facies (Miall, 1996)

| Código | Litofacies | Estructuras sedimentarias | Interpretación y observaciones |
|--------|---|---|---|
| Gmm | Grava masiva, matriz soportada | Gradación incipiente | Flujos de escombros plásticos (alta fuerza viscosa) |
| Gmg | Grava matriz soportada | Gradación inversa (i) A normal (n) | Flujos de escombros pseudo-plásticos (baja fuerza viscosa) |
| Gci | Grava clasto soportada | Gradación inversa | Flujos de escombros ricos en clastos (alta fuerza), o flujos de escombros pseudoplásticos (baja fuerza) |
| Gcm | Grava masiva clasto soportada | | Flujos de escombros pseudoplásticos (carga de fondo inercial, flujo turbulento) |
| Gh | Grava burdamente estratificada y clasto soportada | Estratificación horizontal, imbricación | Estratoformas longitudinales, depósitos <i>lag</i> y <i>sieve</i> |
| Gt | Grava estratificada | Estratificación cruzada <i>trough</i> | Relleno de canales menores |
| Gp | Grava estratificada | Estratificación cruzada planar | Estratoformas transversales, crecimientos deltáicos a partir de barras remanentes más viejas |
| St | Arena fina a muy gruesa, puede ser gravillenta | Estratificación cruzada <i>trough</i> (5cm-1m) solitaria o agrupada, residuos de arena pobremente clasificada, intraclastos de lodo a la base del <i>trough</i> | Dunas crestonadas y linguoides (migración de 3-D) |
| Sp | Arena fina a muy gruesa, puede ser gravillenta | Estratificación cruzada planar (5cm-1m) solitaria o agrupada, buena clasificación dentro de cada <i>foreset</i> | Estratoformas transversales y linguoides (migración de dunas 2-D) |
| Sr | Arena muy fina a gruesa | Laminación cruzada, rizaduras | Rizaduras (régimen de flujo bajo, velocidades <1m/s) |
| Sh | Arena muy fina a gruesa, puede ser gravillenta | Laminación horizontal, lineación por corriente | Flujo planar (Flujo crítico). En arenas muy finas a medias cuya profundidad de flujo sea de 0.25 a 0.5m, se logra flujo planar con velocidades de 1m/s, o menores con prof. Menores; Estratos de varios m son producidos por avenidas |
| Sl | Arena muy fina a gruesa, puede ser gravillenta | Estratificación cruzada de bajo ángulo <15°; pobremente clasificada | Rellenos de surcos, córcavas o dunas removidas, antidunas |
| Ss | Arena fina a muy gruesa, puede ser gravillenta | Amplios surcos someros, abundantes intraclastos, estratos de pocos decímetros a un metro | Relleno de surco; rápido depósito y carga de fondo gruesa |
| Sm | Arena fina a gruesa | Laminación masiva o incipiente | Depósitos sedimentarios de flujos de gravedad; dentro de pequeños canales como bancos colapsados |
| Fl | Arena, limo y arcilla | Laminación fina, rizaduras muy pequeñas | <i>Overbank</i> , canales abandonados o depósitos de flujos débiles |
| Fsm | Limo y arcilla | Masiva | <i>Backswamp</i> o depósitos de canales abandonados |
| Fm | Arcilla y limo | Masiva, grietas de desecación | <i>Overbank</i> , canales abandonados o <i>drape deposits</i> |
| Fr | Arcilla y limo | Masiva, raíces, bioturbación | Estrato con raíces, suelo incipiente |
| C | Arcilla carbonosa, carbón | Plantas, películas de lodo | Depósitos de pantano con vegetación |
| P | Paleosuelos carbonatados (calcita y siderita) | Razgos pedogenéticos: nódulos, filamentos | Suelos con precipitación química |

Lámina I. Distribución de las asociaciones de facies en Cutzamala



TESIS CON FALLA DE ORIGEN



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura 2a. Asociaciones de Facies en Cutzamala

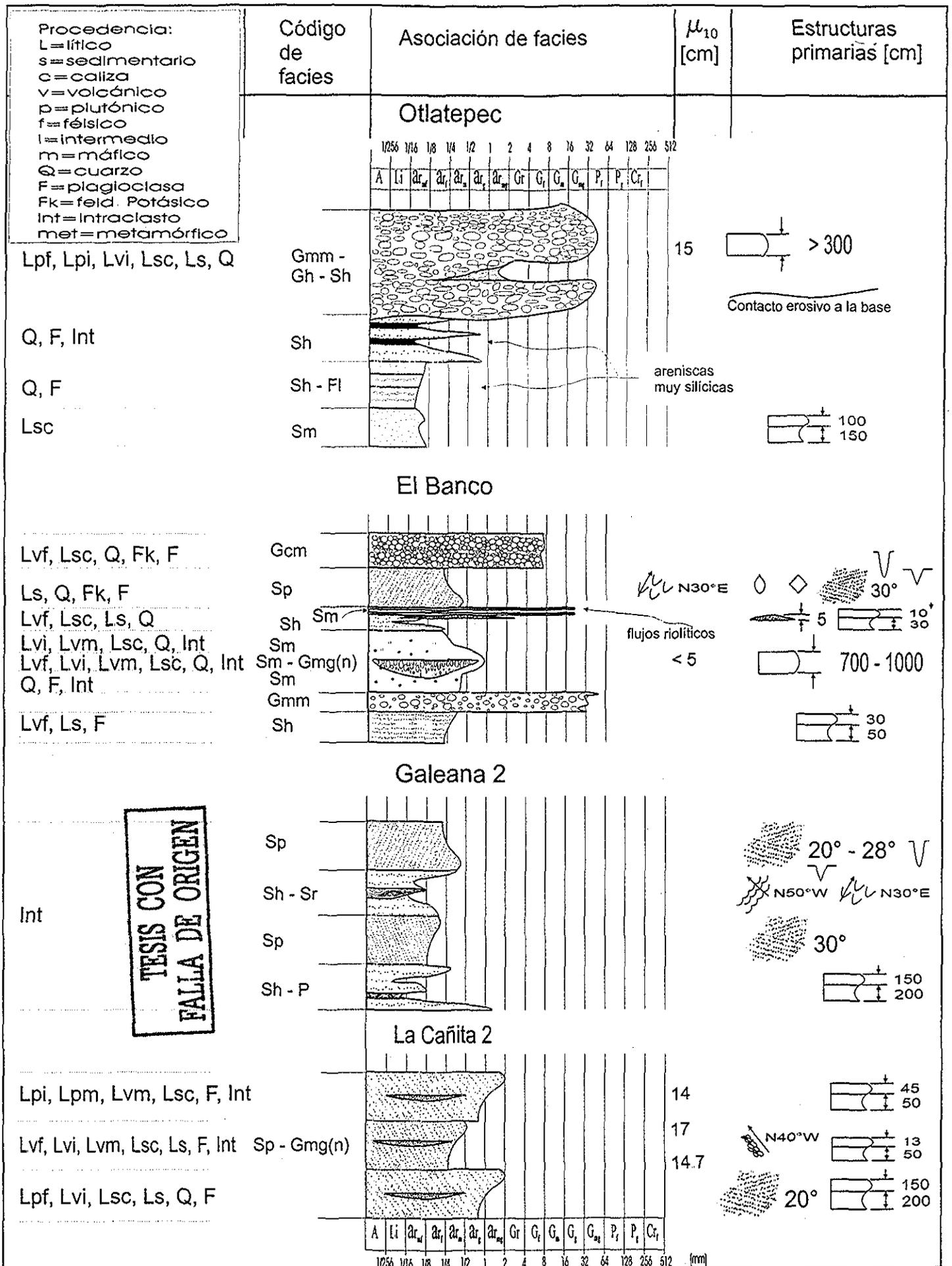


Figura 2b. Asociaciones de Facies en Cutzamala

Geología Regional

En la región meridional de México, el terreno Guerrero está compuesto de tres subterrenos, que presentan diferencias estratigráficas y estructurales entre sí y con el oriente del país; estos son los terrenos Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo (Talavera et al., 1995, 2000). El terreno Teloloapan es la unidad más oriental del terreno compuesto Guerrero, y sobreyace tectónicamente a la plataforma carbonatada cretácica Guerrero-Morelos que se formó sobre el basamento paleozóico del Complejo Acatlán (Ortega, 1978) y que se considera parte del terreno Mixteco. El terreno Teloloapan está formado por rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas principalmente, así como por bancos calcáreos depositados en ambientes marinos someros (Talavera *et al.*, 1995). En cambio, el terreno Arcelia está constituido por rocas basálticas con firmas MORB y IA, que se encuentran asociadas a depósitos profundos tales como pedernales y lutitas negras (Talavera et al., 1995, 2000).

El área de estudio se localiza en el terreno Zihuatanejo, cerca del contacto con el terreno Arcelia. Este terreno se define con un basamento metamórfico del Mesozoico temprano (Complejo Arteaga), cubierto discordantemente por rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad Jurásico tardío-Cretácico medio y que se depositaron en ambientes submarinos y subaéreos. Varios autores han sugerido que las rocas metamórficas del Pinzán Morado - Placeres del Oro, al sur del área, constituyen el basamento de la secuencia cretácica de Huetamo (Pantoja, 1990; Centeno et al., 1993; García y Talavera, 1993; Centeno, 1994; Pasquaré et al., 1995), y que constituyen la continuidad del Complejo Arteaga hacia el este (Centeno et al., 1993). Las rocas sedimentarias más viejas en el área de estudio (Guerrero-Suástegui, 1997) pertenecen a la Formación Angao de edad Berriasiano - Valanginiano. Estas consisten de conglomerados interestratificados con areniscas, tobas y lutitas así como lavas basálticas almohadilladas esporádicas. Sobreyacen a la Formación Angao y a la Formación San Lucas del Valanginiano tardío al Aptiano tardío. Esta unidad es una secuencia siliciclástica y turbidítica potente con abundantes amonitas, rudistas y nerineas. Finalmente, hay calcarenitas "fine-clastic limestones" y calizas arrecifales de la Formación Comburindio (Aptiano tardío - Albiano) interdigitándose con conglomerados calcáreos y calcarenitas (*fine-*

clastic limestones) de la Formación Mal Paso, la cual contiene fósiles marinos de ambientes poco profundos de edad Cenomaniano.

El evento más importante de deformación del terreno Guerrero aparentemente ocurrió en el Cretácico Tardío, dando lugar a grandes napas, pliegues y al desarrollo localizado de esquistosidad (Salinas Prieto et al., 2000).

Tanto el terreno compuesto Guerrero como el terreno Mixteco están cubiertos discordantemente por grandes espesores de capas rojas continentales. Los afloramientos reportados hasta el momento, de mayor potencia de estas rocas se encuentran en cinco regiones: 1) En Taxco-Ixtapan de la Sal, cerca del límite de los terrenos Mixteco y Guerrero. 2) En la región de Tejupilco, Estado de México. 3) En el área de Ciudad Altamirano-Huetamo-Zitácuaro (objetivo de este estudio). 4) La región de Apatzingán, al sur del Estado de Michoacán y 5) La sierra que corre a lo largo de la costa en los límites de los Estados de Guerrero y Michoacán. Las áreas más estudiadas son las de Taxco-Ixtapan de la Sal y la región de Tejupilco, las cuales están constituidas por brechas tobáceas, derrames de lava y en su mayoría por tobas vitroclásticas; esta serie se ha relacionado al vulcanismo félsico de la Sierra Madre Occidental. Además de las rocas volcánicas, afloran intercalados, paquetes de brechas y conglomerados formados por clastos de origen ígneo principalmente y capas de sedimentos más finos. El espesor de las secuencias terciarias es variable, de menos de 100 a 250 m en la región de Taxco (Fries, 1960; Campa y Ramirez, 1979), hasta 800 m en la región de Tejupilco (de Cserna, 1983)

La edad del vulcanismo ácido de la región suroccidental de México es variable. En la región de Taxco-Ixtapan de la Sal, varía entre los 38 y 30 Ma. Tanto en la región de Tejupilco, el área de Ciudad Altamirano-Huetamo-Zitácuaro, y la región de Apatzingán, no existen edades isotópicas publicadas y sólo se reportan como eventos magmáticos del Eoceno. Hacia el sur de Ciudad Altamirano, las edades del magmatismo de las secuencias del cinturón magmático de la costa, varían de 45 a 36.5 Ma, con un sólo reporte de una edad de 61 Ma, pero se concentran principalmente alrededor de los 42-46 Ma (Morán-Zenteno et al., 2000). En el área de Zitácuaro, el vulcanismo más antiguo que se ha reportado de 17.6+-

1Ma. (CFE, 1992 inédito), en una andesita intercalada con la sedimentación de lechos rojos que cubren en discordancia angular a los depósitos objeto de este estudio

El vulcanismo Plio-Cuaternario del Eje Volcánico Transmexicano cubre en discordancia angular a todas las unidades precedentes. En la región de Tzitzio las andesitas y basaltos producto de este magmatismo limitan al norte los afloramientos de las rocas estudiadas, en el área de Tzitzio se reporta una edad de 20 ± 1 Ma en un basalto de piroxeno (IMP, 1986 inédito).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Desarrollo y resultados

En este inciso se presentan los resultados obtenidos tanto del análisis de las unidades sedimentarias para la asignación de facies, como del estudio palinológico y del análisis estructural de las áreas comprendidas en este trabajo.

Facies sedimentarias

En 1938, Gressly da a conocer el término “facies sedimentaria” para designar a un conjunto de características litológicas y faunísticas pertenecientes a una unidad estratigráfica que hacen posible distinguir a la unidad designada de otras unidades. Treinta y dos años después, Selley (1967) propone que la geometría, las estructuras sedimentarias primarias, el sentido del flujo de las paleocorrientes y el contenido fosilífero serían los criterios a tomar en cuenta en la designación de las facies sedimentarias. Una facies individual puede tener poco valor para hacer una interpretación del medio sedimentario, sin embargo, puede ser muy significativa si se analiza la relación vertical con las facies que se encuentran por encima y por debajo de ella, lo que se conoce como una asociación de facies. Esta asociación de facies ligadas genéticamente, es producida por la dinámica de los procesos sedimentarios que actúan el tiempo suficiente para producir depósitos en equilibrio con tales procesos.

En el área de estudio se identificaron 15 facies de las descritas por Miall (Tabla 1), éstas son: Gmm, Gmg(n), Gmg(i), Gcn, Gci, Gcm, Gh, Gt, Sp, Sr, Sh, Ss, Sm, Fl, y P; se documentaron también recurrencias en sus relaciones, a las que se designó como asociaciones de facies; siete asociaciones se proponen para el área de Cutzamala y cinco para Papatzingán, mismas que se muestran cartografiadas en las láminas I y II, y detalladas en las figuras 2a, 2b y 22a, 22b. Cada asociación de facies se formó en un ambiente sedimentario distinto, por lo que las láminas I y II pueden leerse como mapas de paleoambientes. Los nombres de las asociaciones se eligieron tomando en cuenta la localidad donde están mejor expuestas; al extenderlas a la otra área cartografiada o al identificarlas en niveles superiores se utilizó el mismo nombre, agregando un número para diferenciarlas. Por ejemplo la facies La Cañita 1 se identificó en el

cerro con el mismo nombre, pero se establecen las condiciones para originar facies similares dos veces más (La Cañita 2 y La Cañita 3) en las columnas estratigráficas levantadas.

Estratigrafía del área de Cutzamala

En el área de Cutzamala se reconocieron siete asociaciones de facies, cuya distribución geográfica se muestra en la lámina I, y características estratigráficas en las figuras 2a y 2b. Las asociaciones de facies, de la más vieja a la más joven, son las siguientes:

Asociación de facies La Cañita 1

Con un espesor aproximado de 500 m, esta asociación de facies es la más antigua del área; constituye dos cordones de cerros en disposición N30°W ubicados entre la presa Hermenegildo Galeana y Cutzamala de Pinzón, Gro (Figura 3), en los límites estatales entre Guerrero y Michoacán. La sección más importante se midió a lo largo de cinco kilómetros por la terracería que parte de Cutzamala hacia el NW, donde se encuentra una desviación al NE, unos cien metros antes de llegar a la comunidad El Limoncito. La litología más inferior aflorante en el área es lavada por el cauce de temporada de un arroyo. La asociación de facies La Cañita 1, representa la base de la secuencia estudiada, aunque el contacto con rocas más antiguas no aflora. Esta asociación de facies subyace a la asociación de facies Tiquicheo 2, con la cual a su vez está en cambio de facies lateral hacia la parte central del área estudiada (Lámina 1 y Figura 9). La edad de esta facies se desconoce, sin embargo, el hecho de que contenga clastos de las rocas Cretácicas sugiere una edad pos Cretácico Medio-Paleoceno. Esta asociación presenta las siguientes facies, descritas de la base a la cima:

Descripción

Arenisca en facies Sh y Sp que contiene horizontes de conglomerados en facies Gcn, Gci y Gen: Se trata de arenisca muy fina con laminaciones horizontales y planares de 15°, alternada con pulsos de 30 a 40 cm de conglomerado clasto soportado con estratificación normal e inversa. Los clastos varían de angulosos a redondeados, son muy mal clasificados, el promedio de los diez clastos mayores observados es de 13 cm. El origen de los clastos o procedencia es muy variada, ya que hay fragmentos calcáreos de varios tipos como pedazos de coral, rudistas, corales muy fragmentados y testas de

diorita, gabro, andesita y basalto. Hay pedernal negro y rojo y la proporción de fragmentos ígneos con respecto a los fragmentos calcáreos es de uno a uno.

Se estudió en lámina delgada (C7-42) para determinar la composición de los clastos. En ella se observó un conglomerado del tamaño de los guijarros medios con fragmentos de caliza que contiene miliólidos y foraminíferos (dacycladacea u orbitolina), lamprófidio de plagioclasa con augitas, arenisca, basalto, argilita, augita detrítica, basalto porfídico y pedernal.

Arenisca en facies Sm: Por cambio transicional el registro se hace granodecreciente al disminuir los pulsos conglomeráticos, pero granocreciente al aumentar el tamaño de la matriz; en los últimos horizontes conglomeráticos se pierden los constituyentes ígneos, predominando los fragmentos calcáreos. Hacia la cima las laminaciones se pierden gradualmente y la arenisca se presenta en su aspecto masivo, con rasgos incipientes de estratificación (Figura 4). La arenisca pasa de gruesa a muy gruesa, soportando clastos de hasta cinco centímetros cuyos constituyentes son a su vez areniscas finas a medias retrabajadas y partículas calcáreas e ígneas, donde la proporción de estas últimas es mayor, la matriz es muy feldespática.

En lámina delgada (C7-49), la arenisca es de grano muy fino con laminación cruzada, totalmente cementada por calcita; las partículas son cuarzo metamórfico y plagioclasas, ambos siendo reemplazados por calcita, el contenido de minerales arcillosos y de leucomicas es abundante, hay fragmentos muy finos de óxidos de fierro.

Arenisca en facies Sh, Sp y Ss con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): En cambio transicional sobre los paquetes descritos, hay depósitos de arenisca muy gruesa, laminada horizontalmente con gran contenido de intraclastos; estas se alternan con horizontes de arenisca fina a media y con limolitas laminadas planarmente, con ángulos de 30° entre los sets de 15 cm de espesor que componen la estratificación cruzada. Estas areniscas soportan lentes conglomeráticos de medio metro de espesor con estratificación normal, en los cuales los clastos son muy angulosos con composición exclusivamente

calcárea. El promedio de los diez clastos más grandes observados en la base es de 15 cm y de 19.5 cm en la cima (Figura 5).

En lámina delgada (C7-48), el conglomerado presenta clastos del tamaño de guijarros medios soportado por areniscas finas a medias; las partículas son de calizas con estilolitas (con globigerínidos, pelets y oolitas), cuarzo, argilita y mármol. La litología de mayor abundancia es de calizas (mudstones y floatstones).

Interpretación

Las areniscas con estratificación planar con inclinaciones de 30° forman las dunas del sistema fluvial, las cuales presentan horizontes de conglomerados que constituyen las barras laterales del sistema. La facies de arenisca masiva es particularmente interesante, ya que la ausencia de estructuras primarias puede ser consecuencia de dos procesos: bioturbación o depósitos rápidos combinados con flujos de alta velocidad.

En esta asociación en particular, la segunda opción es más probable, debido a la ausencia de paleosuelos y a la alta energía de transporte evidenciada por la presencia de dunas y barras conglomeráticas clasto soportadas.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 3. Los altos topográficos que aparecen a la derecha de la fotografía están contituidos por areniscas y conglomerados que formaban los rellenos de canal de antiguos sistemas fluviales. Es la asociación de facies más antigua de la secuencia de “capas rojas” y aflora en el núcleo de un anticlinal doblemente buzante.



Figura 4. La ausencia de estructuras primarias y de bioturbación, así como la geometría de estos cuerpos de arenisca masiva, son característicos de dunas formadas en los antiguos cauces fluviales como consecuencia de depósitos rápidos y la alta velocidad de flujo.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 5. Conglomerado con clastos calcáreos subangulosos, que forma parte de las barras asociadas a los paleocauces fluviales, la estratificación es normal.

Asociación de facies Tiquicheo 2

Con un espesor aproximado de 300m en el área, esta asociación fue definida en los alrededores de Tiquicheo, pero aflora en la comunidad de Tamácuaro; se localiza en la porción occidental de la zona de Cutzamala, su límite este lo constituye un cambio de facies transicional lateral a la asociación de facies La Cañita 1, la cual a su vez la subyace (Figura 9) Por el contrario, su límite oeste es por falla con las unidades Cretácicas de la Sierra de Huetamo La asociación de facies Tiquicheo 2 a su vez subyace a la Galeana 1 Se desconoce la edad de esta facies, sin embargo por su distribución regional parece ser correlacionable con la facies Tiquicheo 1 del Paleoceno Superior A continuación se describen sus facies de la base a la cima:

Descripción

Areniscas en facies Sr degradadas y convertidas a facies P: La alternancia de estas dos facies (Figura 6) está conformada por areniscas muy finas con laminaciones cruzadas menores a 1 mm que forman rizaduras contenidas en estratos máximos de 20 cm (Figura 7), cuyos contactos superiores son transicionales con la facies que la sobreyace y sus límites inferiores tienden a ser planos. En ocasiones, cuando la disposición estructural de las capas lo permite, se pueden apreciar sobre su superficie la actividad orgánica fosilizada en forma de galerías y pistas asociadas con huellas de desecación (Figura 8). La otra facies está constituida de limolita sin laminaciones o indicios de estratificación alguna y con la particularidad de ser sumamente deleznable (Figura 8). Sus límites inferiores son transicionales con la facies Sr y sus límites superiores tienden a ser planares. La limolita contiene clastos de tamaño de arena fina constituida por fragmentos de esquisto, cuarzo y feldespato muy alterado a minerales arcillosos.

Interpretación

Esta asociación es típica de planicies de inundación donde los flujos lentos en forma de sabanas someras producen horizontes con laminaciones cruzadas contenidas en las areniscas finas. Una vez que estas planicies son sometidas a condiciones subaéreas, se secan originando las grietas de desecación observadas, y el crecimiento de vegetación y la actividad de otros organismos probablemente originan un suelo, representado por las limolitas sin estructuras primarias presentes.

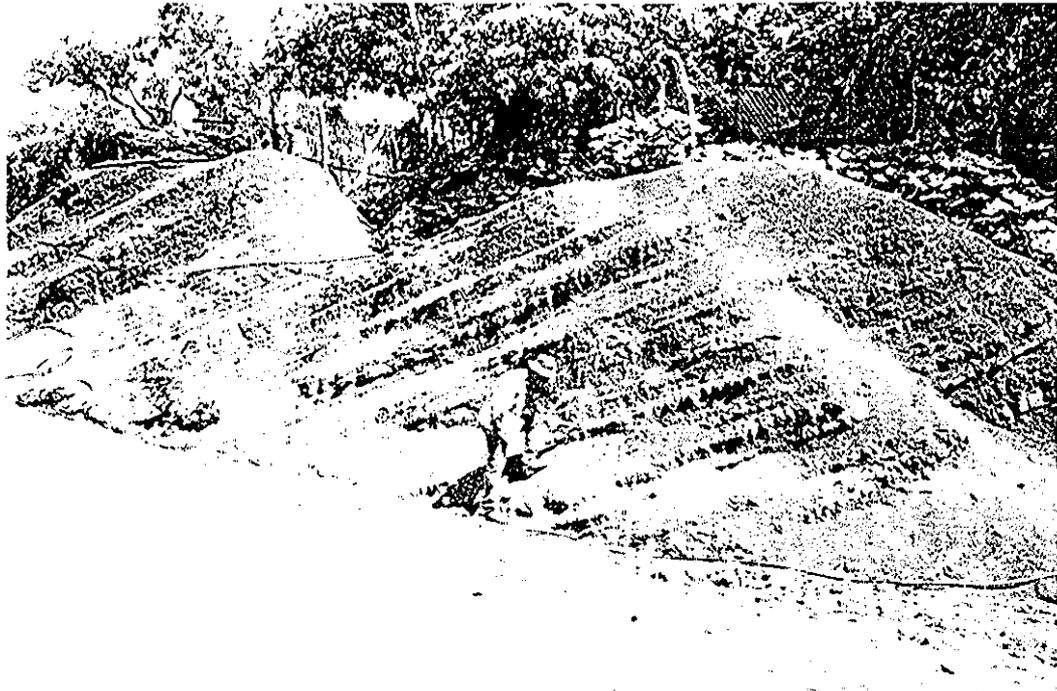


Figura 6 Areniscas muy finas depositadas en antiguas planicies de inundación, separadas por paleosuelos compuestos por limolitas con clivaje en todas direcciones y altamente bioturbadas



Figura 7. Areniscas muy finas en estratos de 20 cm, con laminaciones cruzadas; nótese la pérdida de las rizaduras hacia la cima en la parte derecha de la ilustración como resultado de los procesos pedogénicos. La flecha indica el contacto erosivo entre el antiguo suelo y el depósito de sedimentos finos sobre las antiguas planicies resecaadas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 8. Desarrollo de grietas de desecación sobre la arenisca muy fina (superficie donde descansa el lapicero) y pérdida de las estructuras primarias en la arenisca limolítica (zona donde aparece la hiedra en la parte superior de la fotografía).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Asociación de facies Galeana 1

La asociación de facies Galeana 1, tiene un espesor de aproximadamente 650m, aflora en la región del poblado de Galeana, al sur de la Presa del mismo nombre y se extiende hacia el suroeste del área de estudio. Esta unidad sobreyace tanto a la asociación de facies La Cañita 1 como a la Tiquicheo 2 (Lámina 1 y Figura 9). Su edad es desconocida, pero posterior a la asociación de facies Tiquicheo 2, lo que sugiere una edad Paleoceno Superior o más joven. A continuación se describen sus facies de la base a la cima

Descripción

Areniscas en facies Sh y Sm con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): Están formadas por estratos de entre 10 y 25 cm de arenisca media laminada horizontalmente, cubiertas por areniscas finas masivas con lentes conglomeráticos los cuales están matriz soportados en estratificación normal, mal clasificados, de subangulosos a subredondeados y con clastos de andesita, basalto, granodiorita, areniscas retrabajadas de grano fino a medio, limolitas y calizas. El promedio de los diez clastos más grandes observados es de 13.4 cm.

Se estudió en lámina delgada (C7-46), identificando una arenisca muy gruesa a gravilla, cementada y parcialmente reemplazada por calcita; los fragmentos son en su mayoría ígneos muy alterados, la matriz esta formada por óxidos de fierro y la muestra está diagenéticamente alterada por ellos. Las partículas son de calcedonia, argilita y cuarzo policristalino.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Areniscas en facies Sh y Sp con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n) y limolitas en facies P: En depósitos sucesivos, los lentes conglomeráticos remanentes están compuestos de partículas de caliza y de cuarzo, en la matriz se alcanzan a distinguir algunos fragmentos ígneos. Las areniscas de grano medio se alternan con areniscas con granulometría fina, en estratos del orden de los 60 cm, los cuales contienen tanto laminación horizontal como planar de 28°; dentro de un solo estrato se identifican hasta seis ciclos de laminación planar (Figura 10); las galerías están rellenas de arenisca gruesa, las cuales cruzan y destruyen las laminaciones. Los espesores son de 30 cm en promedio, están compuestos de limos, sin laminaciones o indicios de estratificación alguna y con la particularidad de ser sumamente deleznable. Estas últimas

facies se presentan en la base y corresponden a la zona de cambio transicional a la asociación de facies Tiquicheo 2 (Figura 11)

En lámina delgada (C7-64), la muestra está totalmente cementada por carbonato de calcio, la cual en ocasiones reemplaza a los feldespatos y a los fragmentos líticos volcánicos. Se identificaron granos de: argilita (toba), plagioclasa detrítica, óxidos de fierro como partículas, líticos volcánicos (basaltos y andesitas), augita detrítica, cuarzo monocristalino y policristalino con extinción ondulante, cuarzo monocristalino (puro) con extinción recta y calizas con fósiles

Areniscas en facies Sh con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n). Esta facies corresponde al cambio transicional de la asociación de facies Galeana 1 a la asociación de facies La Cañita 2. En este cambio, las areniscas finas y medias de las facies anteriores dan paso a la acumulación de areniscas muy gruesas que soportan lentes conglomeráticos cuyas partículas constitutivas proceden de areniscas medias retrabajadas, limos, cuarzo, andesita, basalto, diorita y caliza.

La lámina delgada (C7-39), muestra una arenisca con partículas del tamaño de los guijarros finos, con fragmentos de calizas con contenido de globigerínidos y espículas, cuarzo policristalino con leuco-micas (todo con extinción recta), plagioclasa detrítica, cuarzo policristalino con bordes suturados, pizarra, cuarzo volcánico, arcosa, feldespato potásico, pedernal, esquisto, argilita, milonita, caliza mudstone, caliza con pedernal, augita y caliza coralina.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Interpretación

Esta asociación de facies puede representar zonas de desbordamiento de canal del sistema fluvial, donde los flujos rápidos propiciaron la formación de laminaciones horizontales en la arenisca. Probablemente ocurrieron cambios cíclicos en la dinámica del sistema causando períodos de sequías, durante los cuales se desarrollaron suelos sobre los depósitos de desbordamiento de canal. Este proceso dio lugar a una alternancia de cuerpos lenticulares de suelo preservados dentro de los paquetes de areniscas originados por el

desbordamiento. Todos estos procesos se explican en un desbordamiento de canal con depósitos relativamente poco esparcidos conocidos como *crevasse splays*.

Asociación de facies La Cañita 2

Esta asociación tiene un espesor de 650 m, y aflora en el Río Cutzamala y la Presa Hermenegildo Galeana al oeste del área de estudio (Lámina 1) Además hay pequeños afloramientos a lo largo del Río Grande que baja de la Sierra de Palmar Chico, tributario del Cutzamala, cuya erosión ha removido parte de la cobertura de la asociación de facies Otlatepec, exponiendo zonas de la asociación de facies La Cañita 2, uno de estos afloramientos se puede estudiar en la comunidad de El Limón Grande. Los contactos de la asociación de facies La Cañita 2 son transicionales tanto a la base como hacia la cima con las asociaciones de facies Galeana 1 y Galeana 2 respectivamente. Al este del área está cubierta por la asociación de facies Otlatepec de forma discordante (Lámina 1). La edad de ésta asociación es desconocida, sin embargo el hecho de estar en relaciones transicionales con las unidades más antiguas sugiere una edad probablemente Paleoceno Tardío o más joven.

Descripción

Areniscas en facies Sp con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): La primera facies de esta asociación está formada por areniscas gruesas a muy gruesas, con estratificación planar de 20° la cual soporta lentes conglomeráticos muy potentes, de 1.5 a 2 m de espesor (Figura 12). La composición de los clastos está representada por riocacita, dacita, latita, basalto, andesita, granito de biotita, cuarzo lechoso, arenisca retrabajada de grano fino, limolita calcárea, limolita laminada horizontalmente muy silíceas y calizas. En el depósito sobreyacente, la arenisca es de grano medio y tanto los lentes como los horizontes de arenisca con estratificación planar disminuyen sus espesores a alternancias que fluctúan entre 13 y 50 cm. Una sutil imbricación en los clastos acusa sentido de flujo en dirección N 40° W, el tamaño promedio de los 10 clastos más grandes es $\mu_{10}=14.7$ cm. A medida que se aproxima la transición hacia la asociación de facies Galeana 2, los estratos de arenisca medias con estratificación planar aumentan su predominancia y potencia con respecto a los lentes conglomeráticos.

En una de las láminas delgadas (C7-88), el conglomerado está formado por partículas del tamaño de los guijarros muy gruesos, cementado por calcita; los clastos son de calcedonia, cuarzo metamórfico, argilita, riolita con esferulitas de calcedonia, calizas (oolíticas, caliza con pedrenal y caliza con gasterópodos), areniscas (matriz arcillosa y escasa, con partículas bien redondeadas y contactos suturados y longitudinales, cementada por sílice, constituida por cuarzo metamórfico y volcánico, así como pedernal)

Lámina C7-60. Conglomerado con granulometría de los guijarros medios con cementante espático y fragmentos de basaltos y tobas muy alterados, caliza fosilífera, caliza mudstone, plagioclasa detrítica, augita, bioclasto, cuarzo metamórfico y basalto con epidota.

En la otra lámina estudiada (C7-69) el conglomerado es del tamaño de los guijarros finos cementado por calcita, constituido por gran abundancia de fragmentos calcáreos (caliza con algas verdes daycladaceas, corales, braquiópodos, espinas de equinodermos, moluscos, mudstones), argilita, basalto, cuarzo metamórfico, cuarzo volcánico, feldespatos potásico y plagioclasa.

Interpretación

Aparentemente existe una nueva migración de los cauces fluviales, los cuales se desarrollaron sobre las antiguas planicies de inundación, ya que vuelve a establecerse una sedimentación de dunas con barras transversales, condiciones netamente de relleno de canal, que ya se habían presentado en la parte inferior de la secuencia.

Asociación de facies Galeana 2

El espesor aproximado de esta asociación es de 100 m, y aflora en la comunidad de Ixtapilla, ubicada a menos de un kilómetro aguas abajo de la cortina de la Presa Hermenegildo Galeana, se extiende en dirección norte-sur a lo largo de la parte central del área (Lámina I). Al sur de la presa, se puede ver el paso transicional de la asociación de facies La Cañita 2, que es más antigua, a la asociación de facies Galeana 2, sin embargo, la relación de contacto que tiene la asociación de facies Galeana 2 con las asociaciones sobreyacentes (El Banco y Otlatepec) es discordante. La edad es desconocida, pero se infiere puede ser

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Paleoceno-Eoceno, por su posición estratigráfica. A continuación se describen sus facies de la base a la cima

Descripción

La asociación de facies Galeana 2 está compuesta en su totalidad por areniscas y algunos horizontes de limos

Areniscas en facies Sh con horizontes limolíticos en facies P: La primer facies de este grupo registra areniscas horizontales desde muy gruesas a finas, dispuestas en estratos de 1.5 a 2 m, entre los primeros estratos hay intercalación de horizontes limolíticos que se disgregan con facilidad, carentes de estructuras primarias.

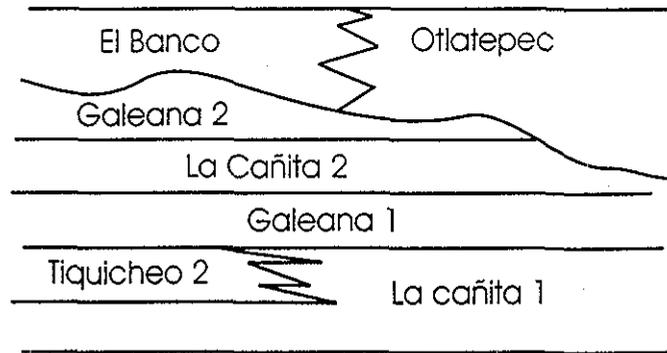
Areniscas en facies Sp, Sh, Sl y Sr: El depósito sobreyacente está conformado por areniscas finas, laminadas planarmente en ángulos de 30° (Figura 13), los grupos de laminas *sets* tienen gran variación en el ángulo de depósito (16°, 25°, 30°), se puede apreciar una transición de la facies anterior a areniscas finas, esta vez con estratificación horizontal, pasando por estratificación cruzada de bajo ángulo, es decir, menor a 15° (facies Sl). Las areniscas finas con estratificación horizontal tienen intercalaciones de estratos con rizaduras (Figura 14). Por la terracería que comunica a la comunidad de Nuevo Galeana con la de Zacango, en la parte medio oeste del norte del área, el bajo ángulo de inclinación que tienen las capas, facilita el observar la superficie de los estratos. Las estructuras primarias contenidas en ellos incluyen: galerías y pistas rellenas de arenisca gruesa, grietas de desecación de todos tamaños, desde centimétricas hasta decimétricas (Figura 15), rizaduras en catenaria fuera de fase con separaciones de 12 cm entre cresta y cresta, con los espaciamientos entre los cordones de las rizaduras de igual magnitud. El sentido de flujo de las corrientes que las formaron era hacia el N50°W. Rizaduras dispuestas en otro sentido indican un flujo hacia el N30°E (Figura 16). Un bloque desprendido al lado de la terracería aloja un molde de marca de flujo de 30 cm de anchura por metro y medio de longitud (Figura 17).

Areniscas en facies Sp: La última litología observada perteneciente a esta asociación, está compuesta de areniscas finas a medias con estratificación cruzada planar de 20° a 28°, las láminas contienen minerales oscuros que realzan la estratificación.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Interpretación

Los depósitos de areniscas finas y medias con estratificación planar, horizontal y rizaduras, al intercalarse con paleosuelos, son procesos sedimentarios característicos que interactúan en las zonas de transición de los ambientes de desbordamiento de canal a los depósitos tranquilos de las planicies de inundación



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

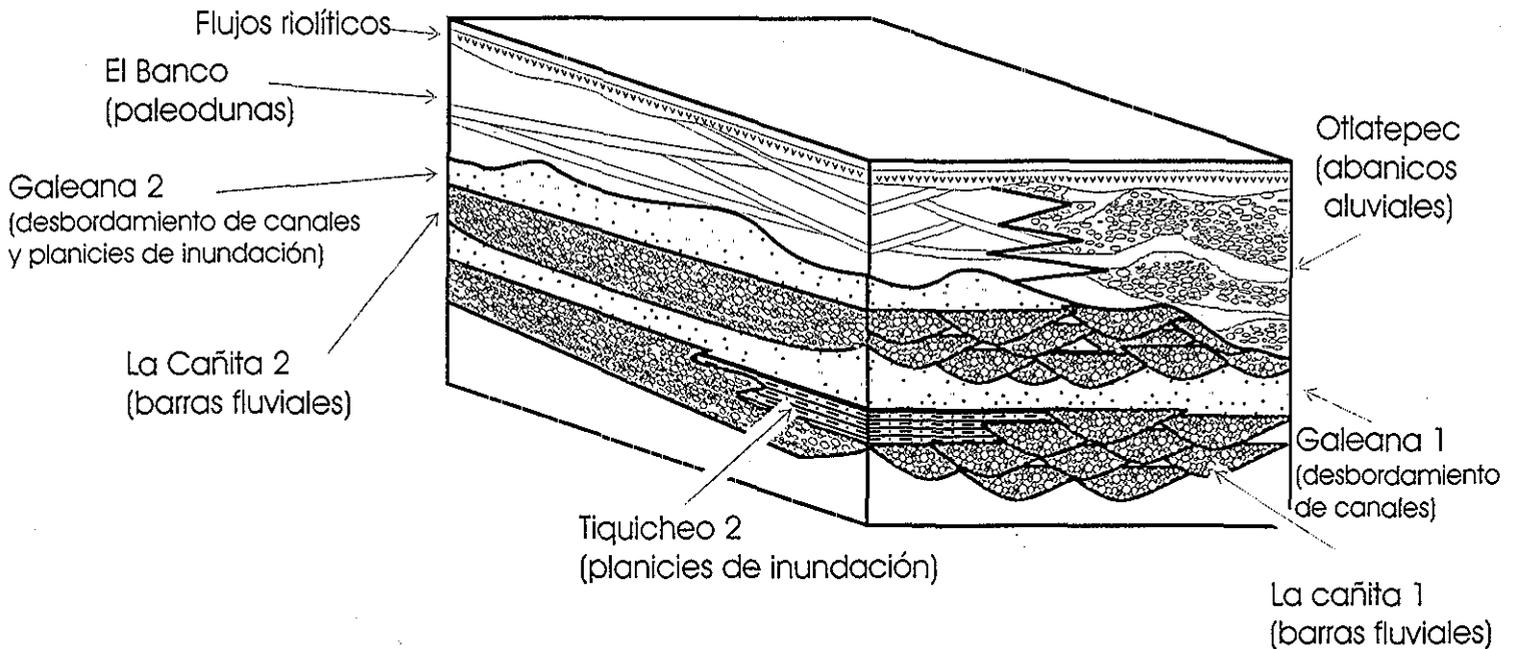


Figura 9. Esquema que ilustra las relaciones de contacto entre las asociaciones de facies identificadas en Cutzamala; nótese el carácter transgresivo en el tiempo de las asociaciones de facies.



Figura 10. Areniscas con laminación horizontal y planar, se pueden distinguir hasta seis ciclos de laminación planar dentro de un sólo estrato. Las partículas gruesas (arriba de la pica), corresponden a los máximos energéticos de los depósitos de desbordamiento de los antiguos canales



Figura 11. Paleosuelos formados sobre los depósitos de desbordamientos de canal y cubiertos por sucesivos mantos de agua cargados de partículas sedimentarias de granulometrías de las arenas finas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

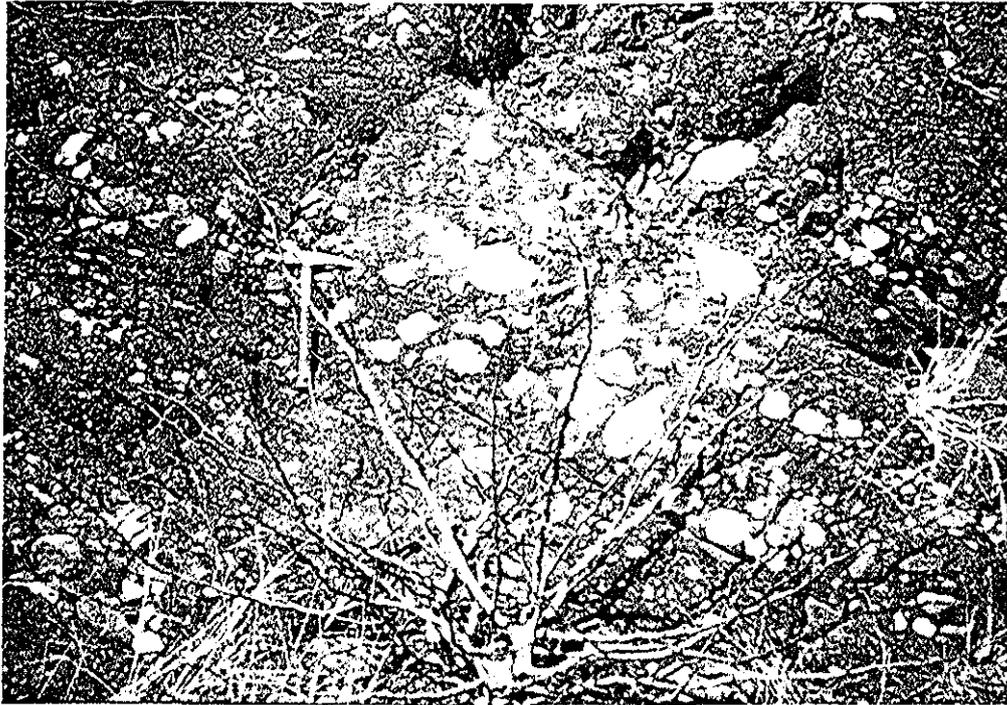


Figura 12 Estratos conglomeráticos de 1.5 a 2 m de espesor; forman las barras desarrolladas dentro de los cauces fluviales de la asociación de facies La Cañita 2. Nótese la alta energía del sistema y la consecuente baja proporción de matriz.



Figura 13 Areniscas finas estratificadas planarmente con contactos erosivos, típicos de zonas con flujos de alta energía inicial y corta duración (depósitos de desbordamiento de canal)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

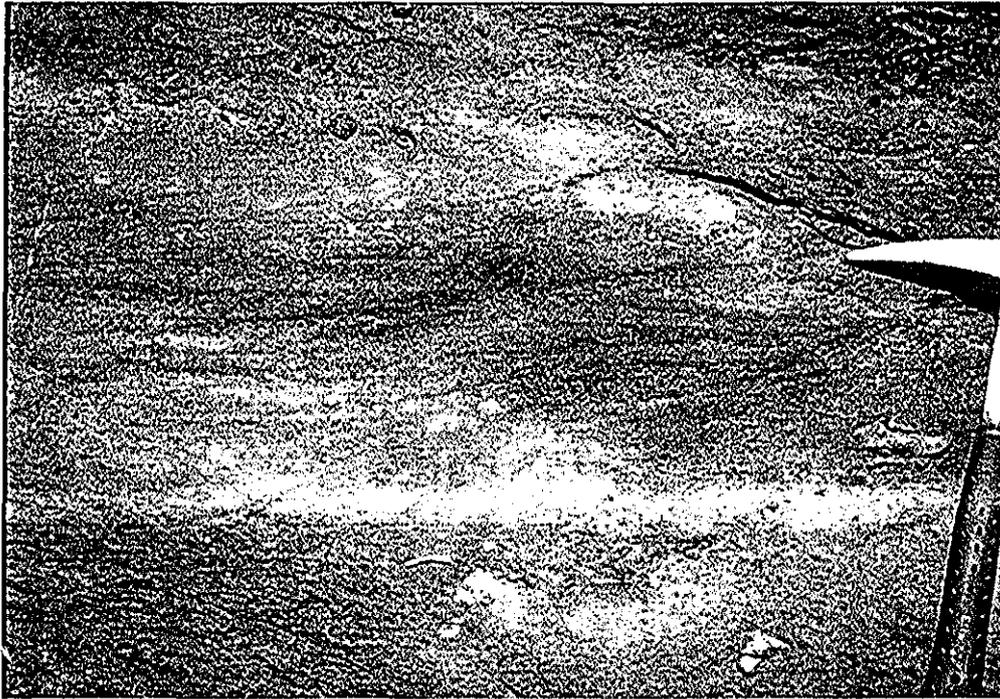


Figura 14. Areniscas finas a medias con relictos de rizaduras, las cuales probablemente fueron borradas por bioturbación

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

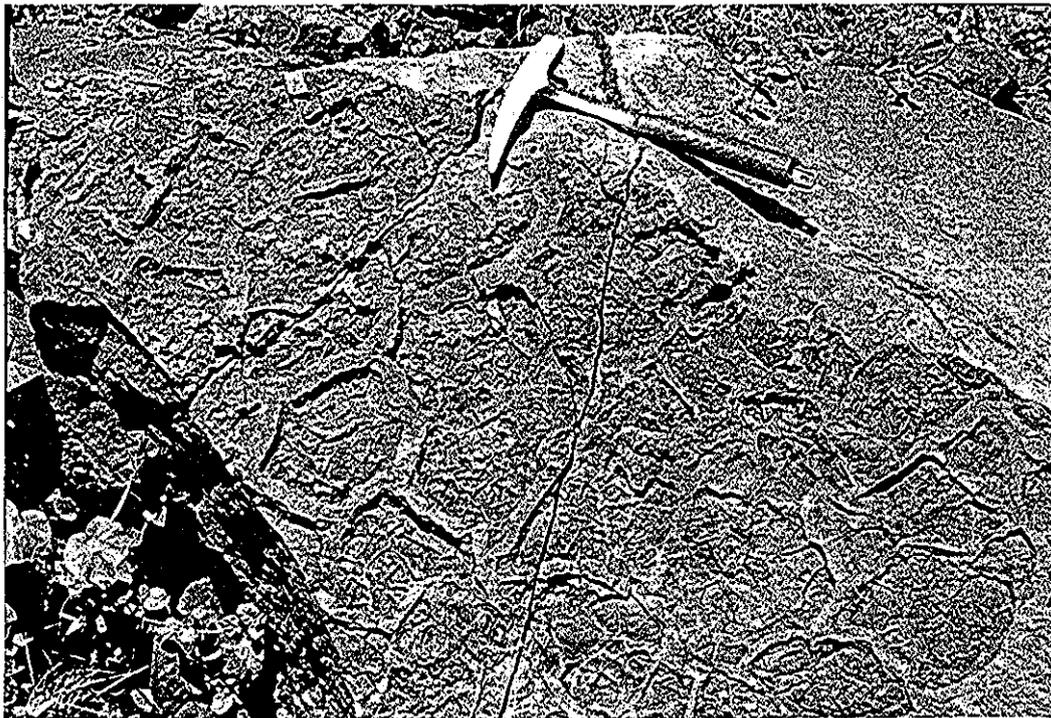


Figura 15. Grietas de desecación decimétricas, desarrolladas sobre las planicies de inundación próximas a los canales fluviales; esto se puede inferir por la buena preservación de las grietas, lo cual requiere de una cobertura rápida, y por la abundancia de las marcas de flujo.

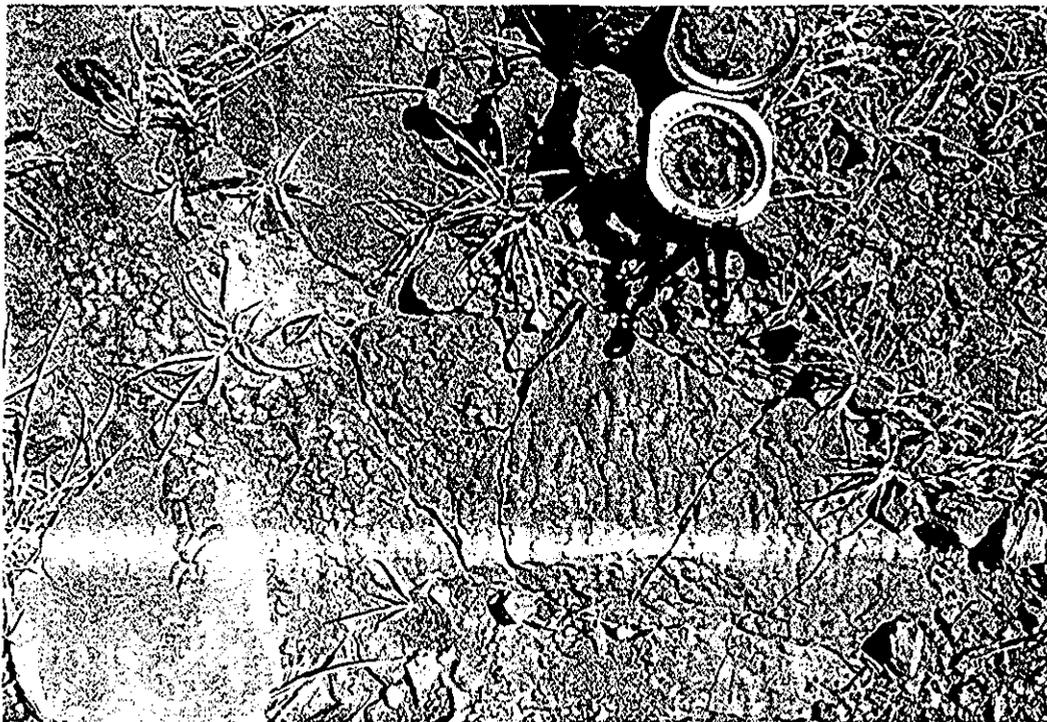


Figura 16. Huellas de flujo con dirección NE 30°, nótese las grietas de desecación centimétricas abajo a la izquierda.



Figura 17. Calco de marca de flujo de 30 cm de ancho por metro y medio de largo, posiblemente relacionado con la zona de desbordamiento de canal.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Asociación de facies El Banco

El espesor aproximado de ésta asociación de facies es de 450m. Se observó al este de la presa Hermenegildo Galeana, en el cerro "El Banco" que se distribuye en la parte NW de la Lámina I. Ésta asociación de facies sobreyace en discordancia angular a la de Galeana 2 y hacia el este se encuentra en cambio de facies con la Otlatepec. La edad para ésta asociación se desconoce pero sus facies en los niveles estratigráficos superiores se encuentran interestratificadas con flujos riolíticos de probable edad Oligocénica, considerando las edades radiométricas reportadas para las rocas volcánicas de áreas circundantes, por lo que la asociación de facies podría ser temporalmente ubicada en el Eoceno-Oligoceno. A continuación se describen sus facies de la base a la cima.

Descripción

Areniscas en facies Sh: En ésta asociación los estratos basales son de 30 a 50 cm de espesor, formados por areniscas finas y medias con estratificación horizontal.

En una de las láminas delgadas (C7-94), la arenisca está compuesta de plagioclasa detrítica, cuarzo monocristalino con extinción recta, muchos fragmentos basálticos, argilitas muy alteradas y oxidadas.

La otra lámina (C7-86), es de una arenisca de grano muy grueso con fragmentos de cuarzo volcánico, plagioclasa detrítica con reemplazamientos por calcita, fragmentos basálticos muy alterados, fragmentos vítreos que han sido desvitrificados, cuarzo policristalino con extinción ondulante y argilitas. Hay óxidos de hierro como cementante primario y rellenando los huecos restantes hay un segundo cementante de calcita.

Conglomeráticos en facies Gmm: Conglomerados muy potentes con estratificación masiva, matriz soportados (Figura 18) que cubren a las areniscas.

Areniscas en facies Sm con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): En cambio transicional se llega a areniscas masivas de composición cuarzo feldespáticas de grano medio, ricas en intraclastos o agregados de lodo. Los espesores aumentan y la granulometría de las areniscas llega hasta conformar una matriz de grano grueso que aloja lentes conglomeráticos de guijarros muy gruesos, angulosos, compuestos de caliza,

basalto, andesita, dacita, cuarzo lechoso y riolita. La longitud de los fragmentos en general es menor a los 5 cm. Hacia la cima, ésta facies incorpora clastos ígneos a razón de 7 : 3 con respecto a los calcáreos. En la lámina (C7-93) la arenisca tiene gran cantidad de partículas volcánicas finas alteradas a arcillas y cementados por calcita; los fragmentos están compuestos de agregados de lodo, argilita con vacuolas elipsoidales con el eje mayor paralelo a los planos de estratificación (reellenas de cuarzo policristalino con extinción ondulante), pedernal, cuarzo policristalino con extinción ondulante, cuarzo monocristalino con extinción recta (muy limpio y con inclusiones fluidas), esquistos de muscovita-clorita y andesita y argilita reemplazada casi en su totalidad por óxidos de hierro.

Areniscas en facies Sh, Sp y Sm con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): En este nivel, las areniscas varían de muy finas a medias, en estratos de 10 a 30 cm, se presentan laminaciones horizontales. Los clastos contenidos son menores al centímetro y medio, muy angulosos y dispuestos en lentes de 5 cm de espesor; la composición de las partículas es: areniscas finas retrabajadas, riolitas, cuarzos lechosos y escasas calizas. La descripción es tomada en la parte oeste del cerro El Banco, en las proximidades a la cota de 600m.

En lámina delgada (C7-87) el conglomerado está cementado por calcita y por cuarzo, con alteraciones de óxidos de hierro; los fragmentos son de pedernal, cuarzo metamórfico, biotita detrítica, argilita, caliza con pedernal y feldespato potásico detrítico.

Se infiere un cambio de facies hacia el oriente con estratificación cruzada planar de 30° con desarrollo de *sets* del orden del metro y medio, en una ciclicidad mantenida por casi 40 metros verticales (Figura 20); en cuya base hay estructuras primarias como grietas de desecación, huellas de gotas de lluvia, marcas de cristales cúbicos, pistas y estrías de flujo asociadas con rizaduras producidas por un movimiento hidráulico en sentido N30°E.

Un derrame riolítico de escasos metros cubre a la facies anterior y a su vez es cubierto por arenisca de grano medio (facies Sm) en un paquete no muy potente, ya que lo cubre otro flujo riolítico de decenas de metros de espesor.

El segundo flujo riolítico es sepultado por un paquete de areniscas de grano medio con estratificación cruzada planar, compuestas de líticos en un 20%, Fk 30% y feldespato plagioclasa en un 40%.

Conglomerado en facies Gcm: La última facies observada, a una altitud de 690 msnm en la parte oeste del cerro El Banco, es un conglomerado matriz soportado, con fragmentos de cuarzo, riolita y granos de plagioclasas alteradas y muy escasos fragmentos de caliza muy angulosos (Figura 19). La matriz es arenosa, formada por fragmentos de riolita y granos de feldespato potásico.

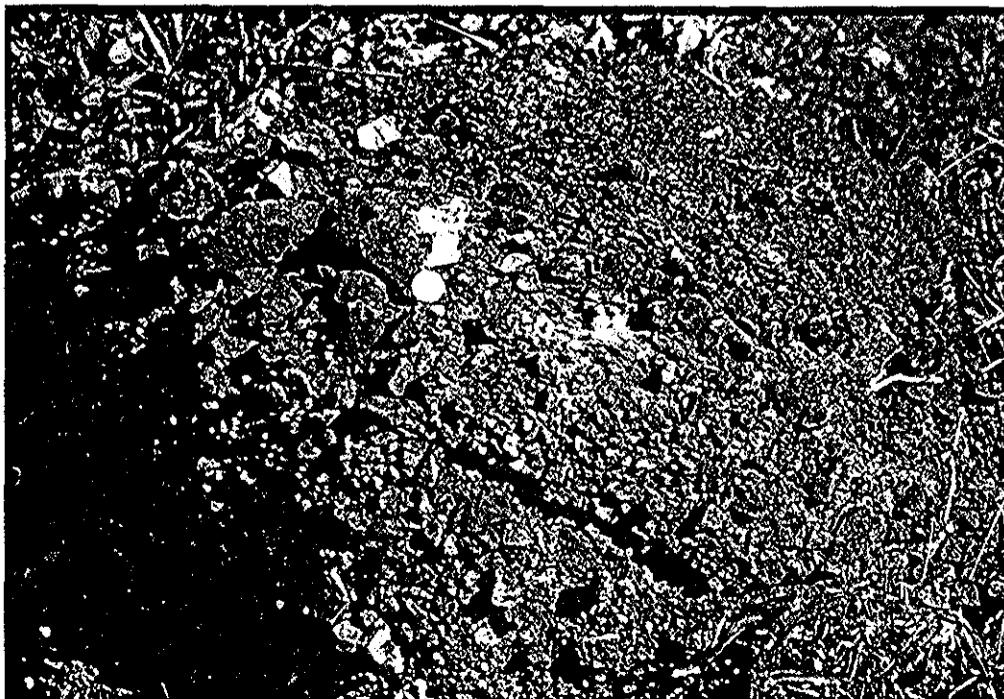
La lámina C7-80, muestra un conglomerado del tamaño de los guijarros medios, cementado por calcita sin óxidos férricos dentro del cementante; los fragmentos son de meta arcosa, argilitas y basaltos con óxidos de hierro, plagioclasa detrítica, mármol, esquisto con reemplazamientos de óxidos, arenisca mal clasificada y feldespato potásico detrítico

Interpretación

La asociación de facies se encuentra en contacto discordante angular sobre la Galeana 2, discordancia ya reportada por Johnson y colaboradores (1991). Las facies depositadas sobre la discordancia son típicas de dunas subacuáticas, las cuales son sobreyacidas por las barras de los cauces fluviales, y posteriormente por las secuencias de planicies de inundación, en la última superficie de éstos depósitos, se encontraron grietas de desecación, marcas de lluvia y moldes de halita. Los depósitos sucesivos constituyen el registro de las únicas dunas eólicas encontradas en la región (dunas de estrella), las cuales se caracterizan por la rítmica y potente estratificación cruzada planar de 30° que se puede distinguir desde la carretera Cutzamala-El Salitre, sobre la pared oriental del cerro "El Banco" (Figura 20). La duna es cubierta por flujos riolíticos que se alternan con depósitos fluviales, y la última facies observada en la cima del cerro, es típica de los depósitos de causados por abanicos aluviales.



Figura 18. Conglomerado muy potente, con estratificación masiva, matriz soportado. Forma parte de los complejos de barras, asociadas a grandes zonas de influencia de antiguos cauces fluviales



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 19. Conglomerado con fragmentos de riolita, cuarzo y plagioclasas muy alteradas. Partes próximas a las cabeceras de los abanicos aluviales.

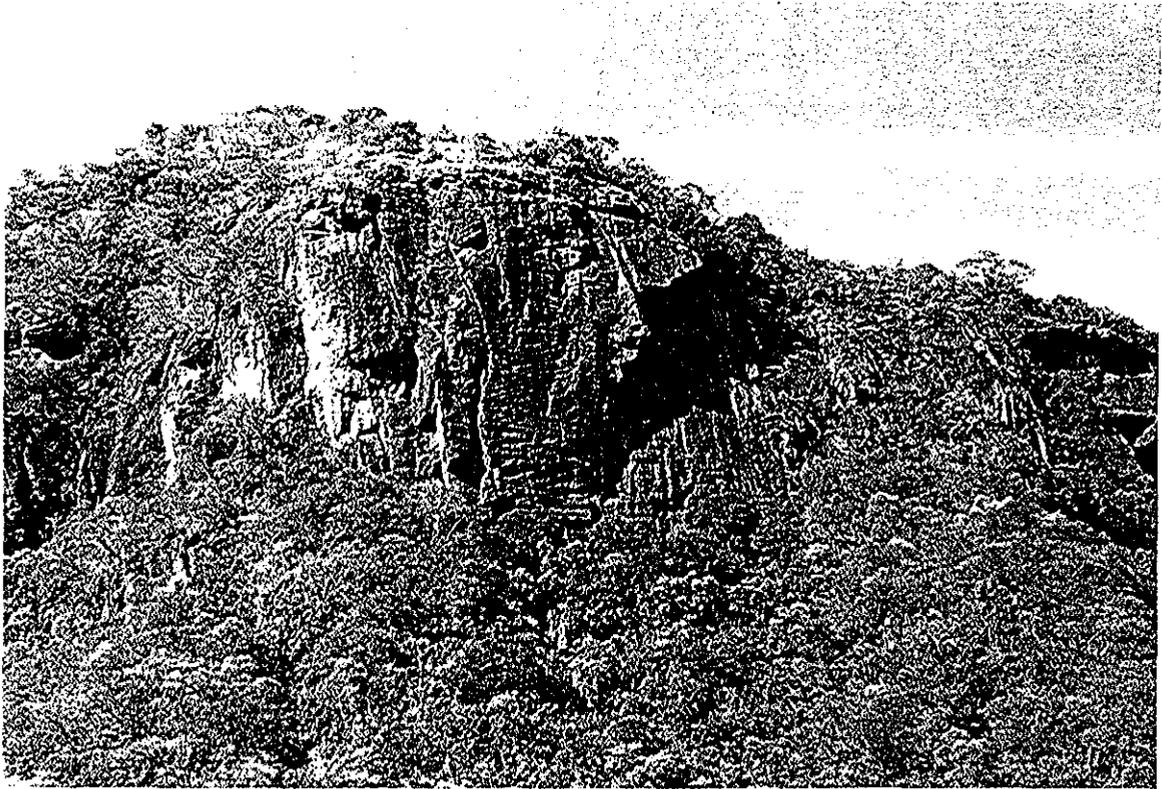


Figura 20. Areniscas medias con sets de metro y medio de espesor inclinados 30° , la acumulación vertical se mantiene por más de 25 m, conformando el cuerpo de una paleoduna.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Asociación de facies Otlatepec

El espesor de ésta asociación se estima cercano a los 450m, se ubica en prácticamente toda la parte este del área de estudio (Lámina I). Hacia el occidente, se encuentra en cambio de facies con la asociación del Banco y cubre en discordancia angular a las asociaciones de facies Galeana 2 y La Cañita 2 (Figura 9); en la parte este, sobreyace también de forma discordante angular a las rocas pertenecientes al Ensemble Metamórfico Palmar Chico. La edad de ésta asociación de facies es probable que sea Oligoceno superior por el vulcanismo relacionado a la Sierra Madre del Sur que incide desde los primeros depósitos de la secuencia. No se pudo determinar si esta asociación se relaciona con unidades más recientes como la unidad la Bufa o con las secuencias de la cuenca de Tuzantla. A continuación se describen sus facies de la base a la cima.

Descripción

Una peculiaridad de todas las facies de esta asociación es que la matriz está muy cloritizada. Si se transita la terracería que comunica a las comunidades de Tupatarío, Limón Grande y Boca de la Barranca se pasará sobre la discordancia depositacional con la asociación de facies Galeana 2 y después sobre la discordancia erosiva regional con las rocas metamórficas del Grupo Arcelia - Palmar Chico.

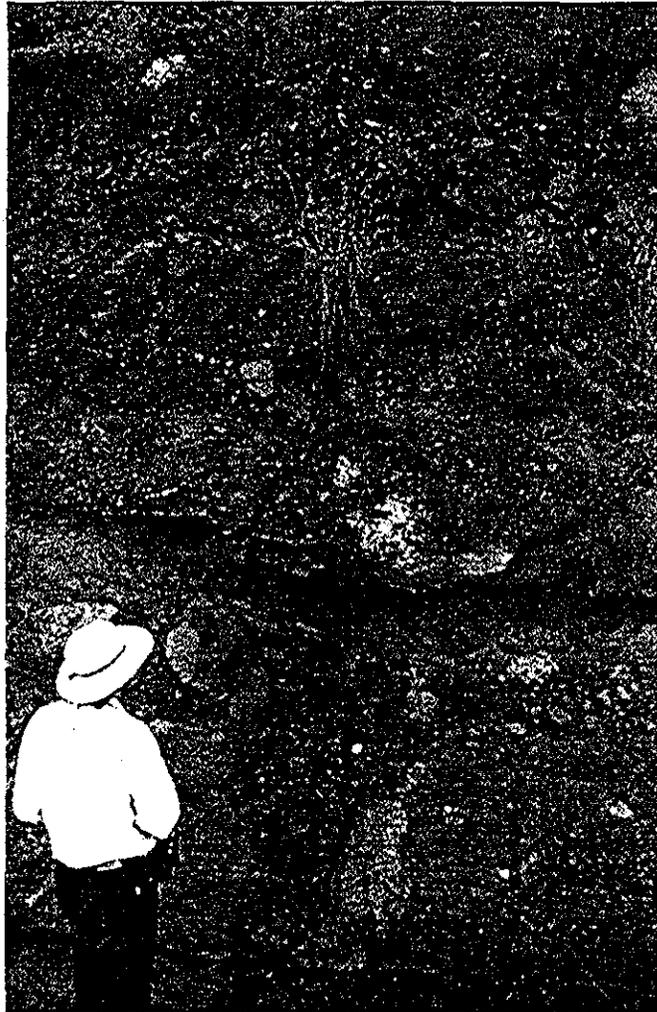
Areniscas en facies Sm y Sh y carpetas limolíticas en facies Fl: El registro empieza con una arenisca masiva de grano medio en estratos de 1 a 1.5 m que muestra laminación horizontal así como carpetas milimétricas de limolitas que en ocasiones llegan a ser del orden de los 5 cm; la estratificación es inversa, hasta alcanzar la granulometría de una arenisca de grano muy grueso sin llegar a perder las limolitas silíceas e incorporando agregados de lodo.

Conglomerados en facies Gh y Gmm con horizontes de arenisca en facies Sh: Sobreyaciendo con límites erosivos a estos depósitos, se depositaron conglomerados matriz soportados con clastos de muy angulosos a subredondeados en estratos mayores a 3 metros, masivos, con algunos horizontes burdamente soportados por clastos y en estratificación horizontal (facies Gh) con $\mu_{10} = 15$ cm. Esta asociación también contiene horizontes arenosos con estratificación horizontal cuyos límites superiores son erosivos (Figura 21).

Interpretación

Los niveles arenosos de esta asociación están constituidos por partículas sedimentarias muy félsicas con altos contenidos de clorita en la matriz, lo que sugiere una influencia volcánica sinsedimentaria. Se puede decir que el depósito fluvial es de alta energía por la estratificación horizontal en las areniscas.

Sobreyaciendo en discordancia erosiva, se encuentran las partes medias de depósitos de abanicos aluviales.

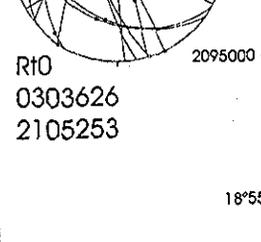
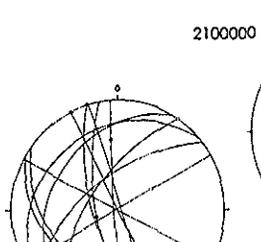
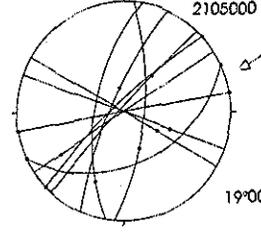
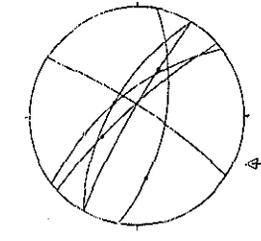
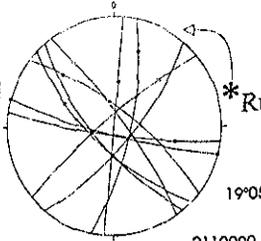
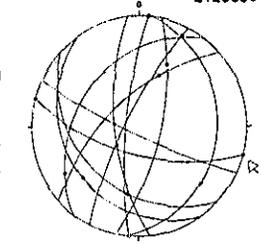


TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

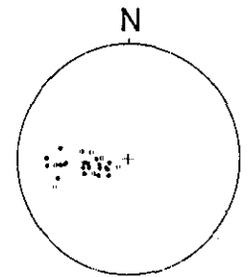
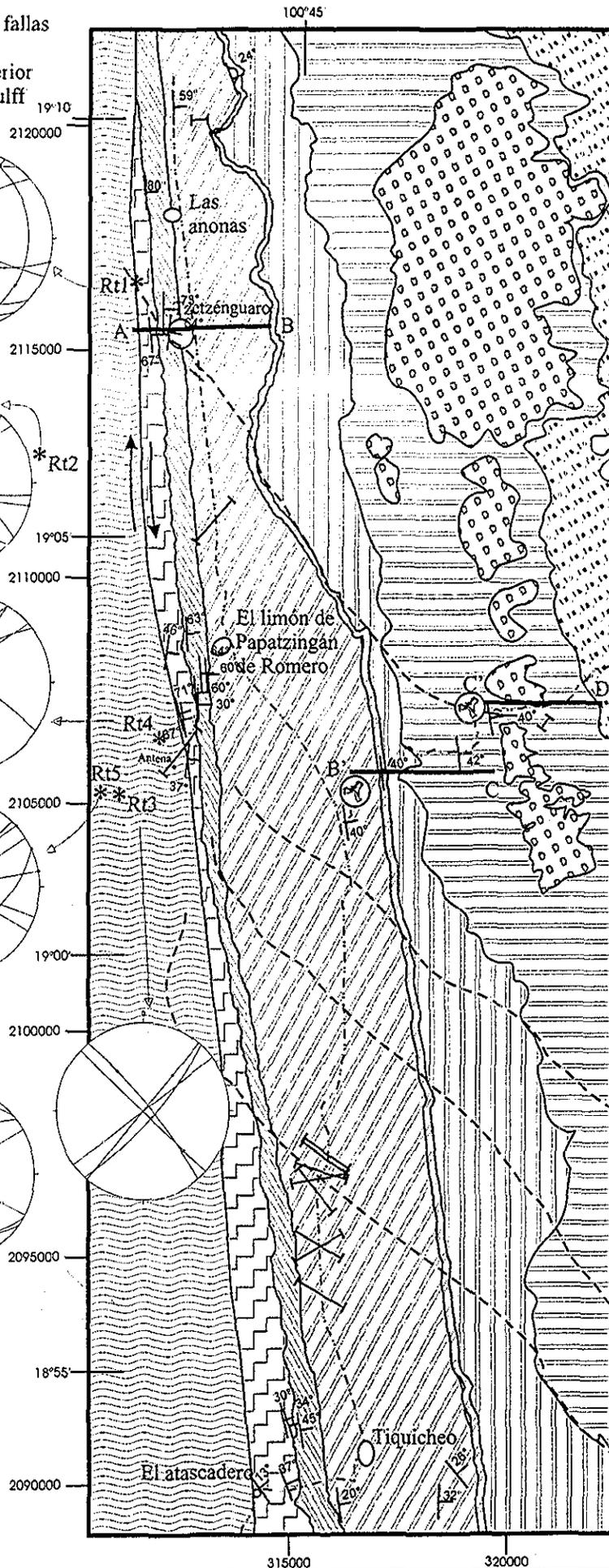
Figura 21. Conglomerados lenticulares con contactos erosivos a la base, limitados por areniscas de granulometría fina a media. Éstos depósitos son típicos de las partes medias de los abanicos aluviales.

Lámina II. Distribución de asociaciones de facies en Papatzingán

Orientación de fallas y sus estrias, hemisferio Inferior de la red de Wulff



R10
0303626
2105253

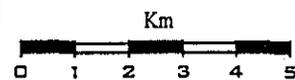


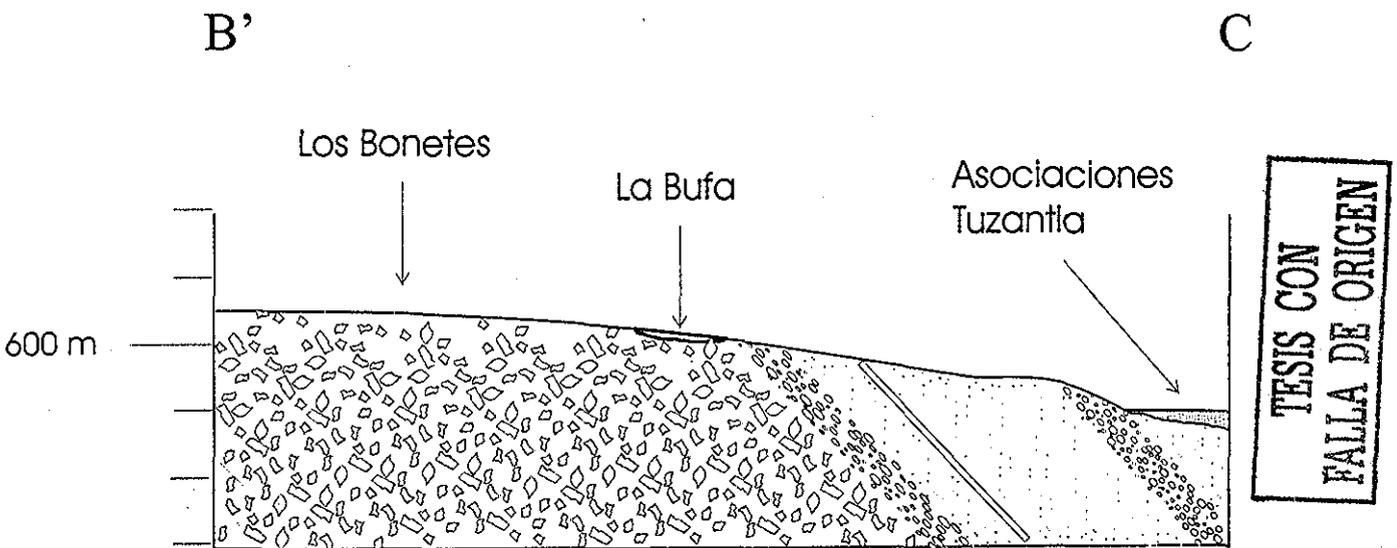
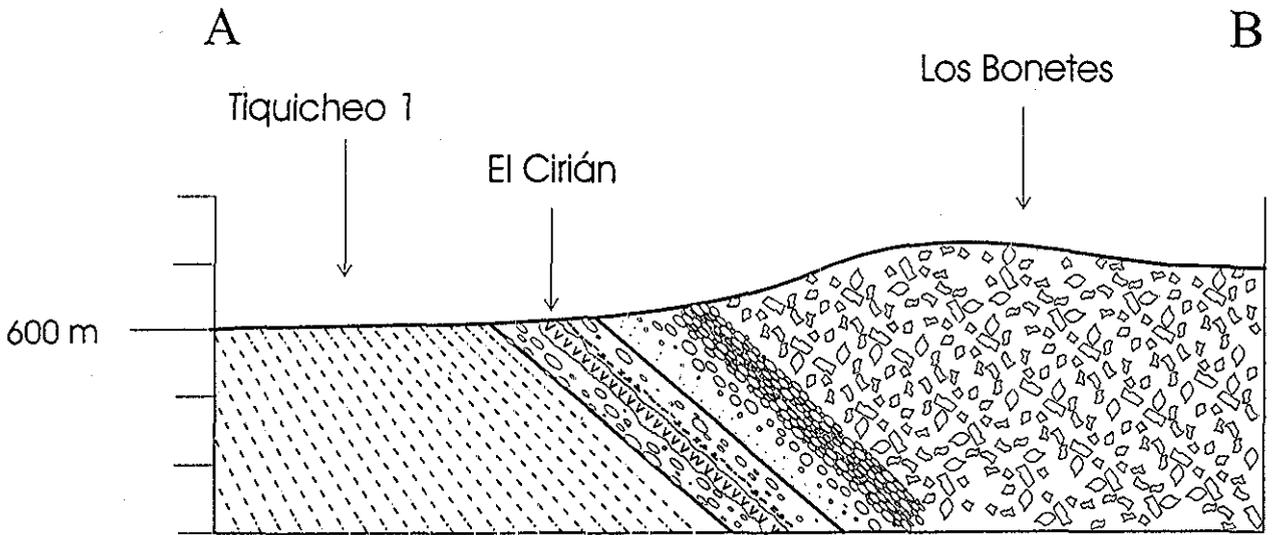
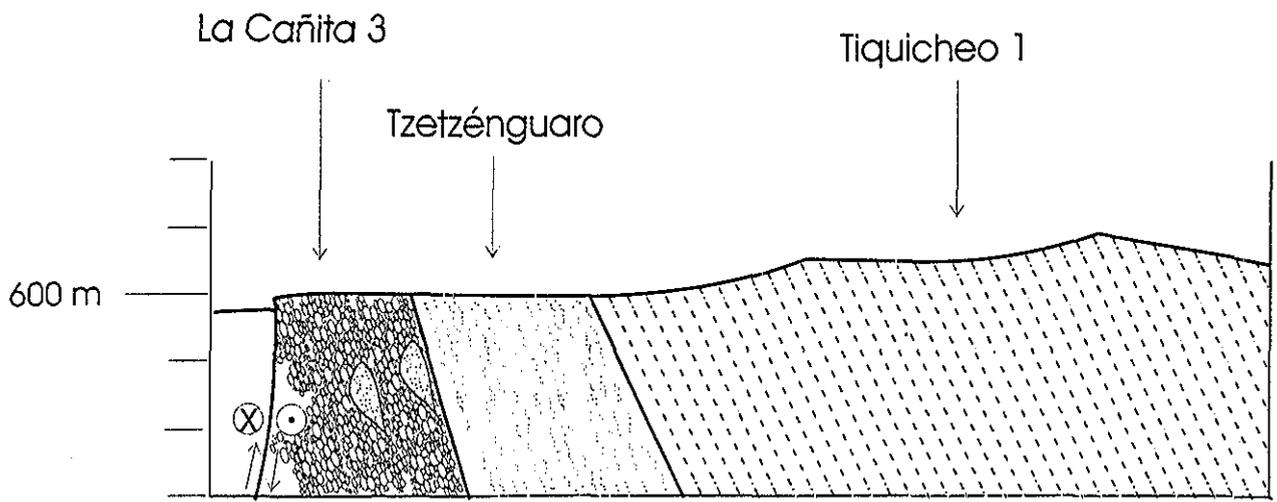
Polos de los planos de estratificación (proyección equiangular)

- La Bufa
- Asociaciones Tuzantla
- Los Bonetes, facies Gmg(i), Gcm, Gmm, Sm, P o palinomorfos
- El Cirián, facies Sm, P, Gmm intercalaciones de lava
- Tiquicheo 1, facies Sh, Sr, P, o palinomorfos
- Tetzénguaró, facies Gmg(n), Sh, Sr
- La Cañita 3, facies Sh, Gmg(n), Gcm, Gci

Formación Varales

- Poblado
- Rumbo y echado
- Localidad con palinomorfos
- Falla de desplazamiento lateral
- Dique
- Falla inferida
- Carretera
- *Rtn Ubicación de las redes estereográficas
- Línea de sección





Continuación de la Lámina II
(secciones marcadas en la página anterior)

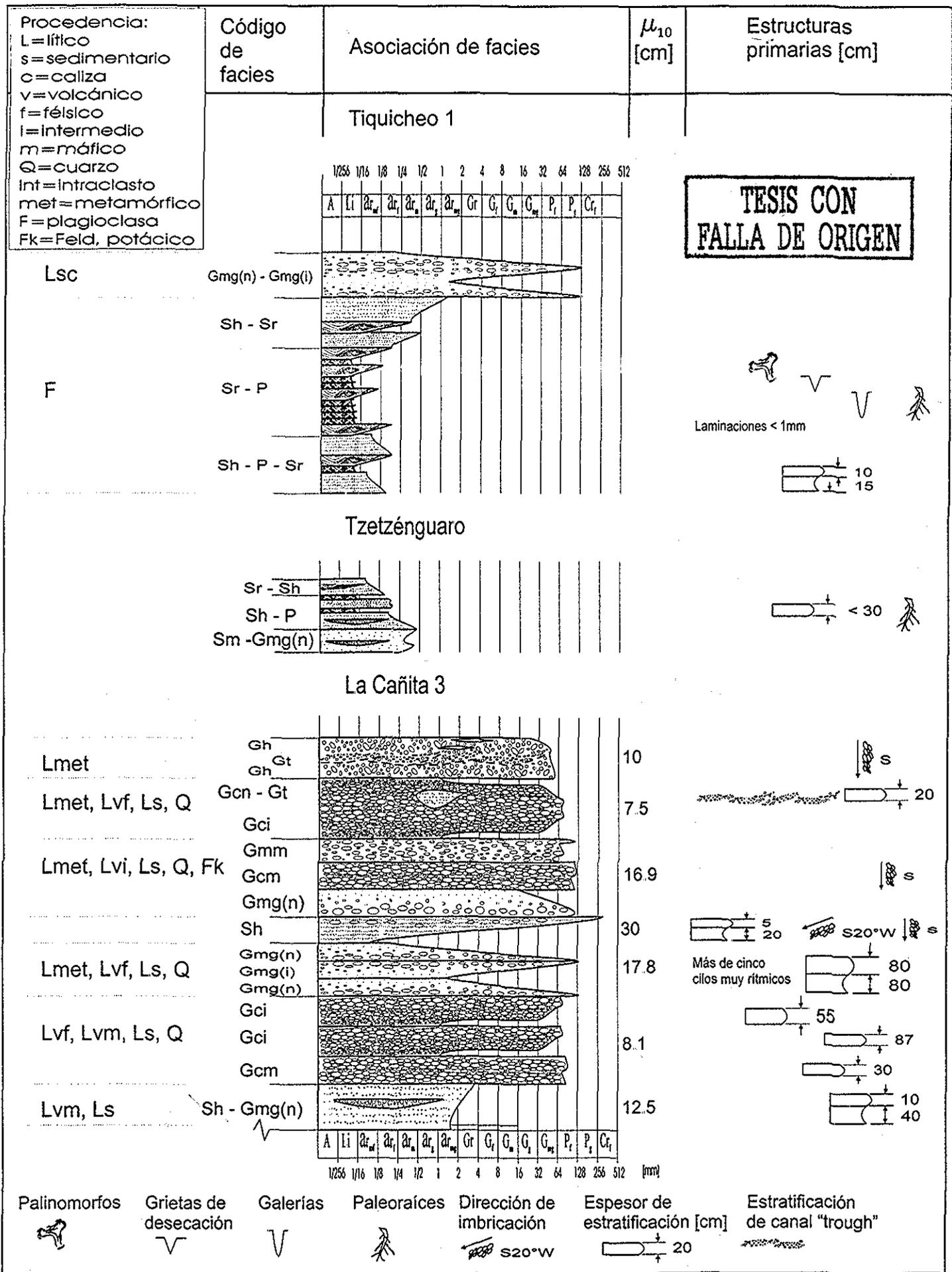


Figura 22a. Asociaciones de Facies en Papatzingán

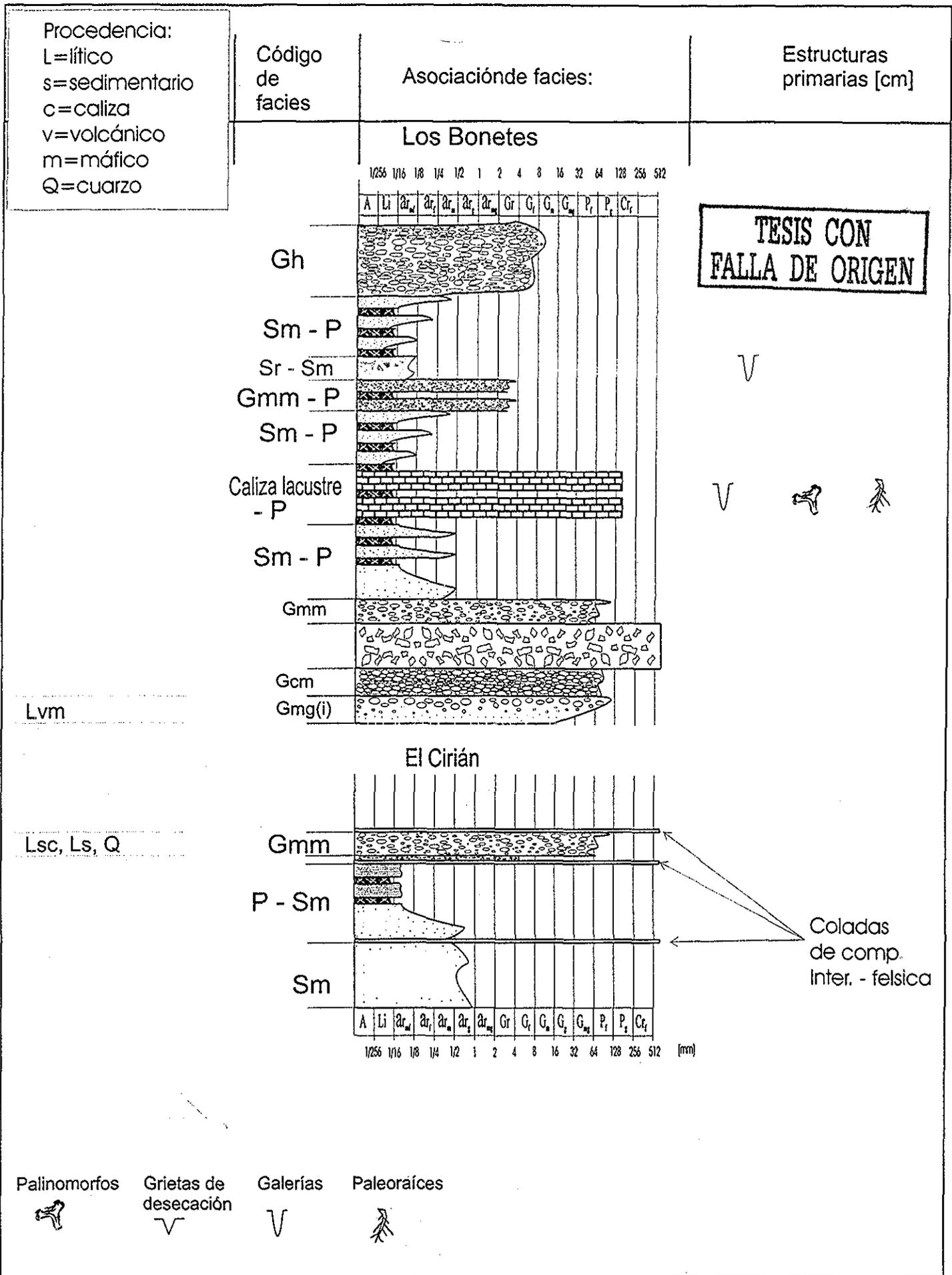


Figura 22b. Asociaciones de Facies en Papatzingán

Estratigrafía del área del Limón de Papatzingán

Se proponen cinco asociaciones de facies que son sobreyacidas en discordancia angular por tobas líticas y depósitos epiclásticos de la unidad La Bufo (Lámina II); éstos depósitos se conocen regionalmente como los Picos de Cucha y se distinguen desde la lejanía. Los lechos rojos que afloran en los alrededores de Tuzantla, ubicados al este del área de estudio, cubren también en discordancia angular a las asociaciones del Limón de Papatzingán. Los depósitos de la cuenca de Tuzantla tienen una actitud estructural cercana a la horizontal y son a su vez cubiertos por los lechos rojos del área de Zitácuaro. Tanto la cuenca de Tuzantla como los depósitos de Zitácuaro se estudiarán en otro momento. Las asociaciones en el área del Limón de Papatzingán en orden estratigráfico son las siguientes (Figuras 22a y 22b):

Asociación de facies La Cañita 3

Ésta asociación tiene un espesor aproximado de 700 m y se ubica en la parte occidental del área de estudio, se distribuye a lo largo de una estrecha franja orientada en dirección NNW-SSE (Lámina I); su límite oeste es por falla con las rocas triásico-jurásicas pertenecientes a la Formación Varales, mientras que hacia el este su relación de contacto es transicional con la asociación de facies Tzetzinguaro. La edad de esta asociación de facies se desconoce pero se asume del Paleoceno por su similitud en posición estratigráfica y en litofacies con la asociación de facies La Cañita 1 perteneciente a la estratigrafía del área de Cutzamala. Esta asociación presenta las siguientes facies, descritas de la base a la cima.

Descripción

Areniscas en facies Sh con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): Arenisca de grano grueso gradada normal con estratificación horizontal que contiene lentes conglomeráticos matriz soportados con partículas angulosas a redondeadas, mal clasificadas de hasta 15 cm con un $\mu_{10} = 12.5$ cm cuyos constituyentes son areniscas retrabajadas de granulometría muy gruesa a media y fragmentos de gabra.

En la lámina C7-14, la arenisca es de granulometría muy gruesa, con partículas muy angulosas, bien clasificada y en un estado avanzado de sericitización; hay fragmentos de plagioclasa, cuarzo metamórfico con intercrecimientos de feldespatos, clorita, andesita, apatito y feldespato potásico.

La lámina C7-10, es de una arenisca de granulometría muy gruesa, con escasa matriz, muy mal clasificada, con contactos cóncavo-convexos; las partículas son pedernal redondeado, cuarzo volcánico, esquistos, plagioclasa, feldespatos potásico, basalto, andesita, pórfido andesítico, dacita, rutilo, cuarzo metamórfico, plagioclasa, granito y minerales opacos

Conglomerados en facies Gcm y Gci: Conglomerado matriz soportado, dispuesto en estratos de 30 cm con un $\mu_{10} = 8.1$ cm, masivo, bien clasificado, sobreyacido por estratos de 87 y 55 cm de espesor moderadamente clasificados con estratificación inversa, la composición de los clastos es muy variada, incluyendo fragmentos de cuarzo lechoso, basaltos, andesitas y cuarzo-arenitas

Conglomerados en facies Gmg(n) y Gmg(i): Conglomerado de subangular a redondeado, matriz soportado, se distinguen cinco ciclos en la estratificación (normal – inversa - normal), los clastos tienen la misma composición que los descritos arriba, con un $\mu_{10} = 17.8$ cm, el espesor entre ciclo y ciclo es de 80cm.

Arenisca en facies Sh: Arenisca estratificada horizontalmente, de 5 a 20 cm de espesor, con fragmentos de roca mayores a 2 cm dispuestos en pequeños horizontes gravillentos. Los clastos están imbricados al S20°W. Sobreyacen horizontes de 20 cm, con clastos de 3 cm, matriz soportados, de subredondeados a redondeados, bien clasificados, sin gradación aparente e imbricados hacia el sur. A la cima, crece el tamaño de los clastos hasta alcanzar los 30 cm, se pierde la clasificación, y un poco de la redondez.

Conglomerados en facies Gmg(n), Gcm y Gmm: Conglomerados compuestos de granos de cuarzo-arenitas foliadas, areniscas retrabajadas finas, medias y gruesas, cuarzo lechoso y andesitas, muy mal clasificado. El tamaño máximo de clastos en promedio es $\mu_{10} = 16.9$ cm. En la base es matriz soportado con gradación normal, en medio es clasto soportado sin gradación, con clastos elongados y redondeados y a la cima es matriz soportado sin gradación. Es escasa pero presente la gradación inversa en horizontes restringidos (Figura 23).

Conglomerados en facies Gci, Gcn y Gt: Conglomerados clasto soportados cuyas partículas constituyentes son riolitas, filitas, areniscas retrabajadas de grano fino y medio, así como cuarzo lechoso foliado (gneiss) con $\mu_{10} = 7.5$ cm, los estratos contienen lentes de areniscas medias a muy gruesas. La estratificación

inversa es evidente en los niveles inferiores y la estratificación normal se presenta hacia la cima del depósito, donde además se acentúa la estratificación tipo *trough* (Figura 24).

Se estudió una lámina delgada (C6-15) de la fracción de arenisca, la cual es de grano medio a grueso cementada parcialmente por calcita; los fragmentos son de calcedonia, argilitas, cuarzo metamórfico con muscovita, basaltos, plagioclasa, pedernal, feldespato potásico, metabasita, esquisto de feldespato y cuarzo con hematita.

Conglomerados en facies Gh y Gt: Los conglomerados estratificados horizontalmente alternan con cordones conglomeráticos. Los depósitos con estratificación tipo *trough*, están dispuestos en ángulos de 30° a 32°; en general la estratificación dentro de los *troughs* es gradada normal con los contactos superiores erosionados, los clastos tienen imbricación al sur, el $\mu_{10} = 10$ cm.

Interpretación

Los conglomerados matriz soportados son típicos de barras fluviales longitudinales en una primera etapa evolutiva de la barra. La arena y la grava se depositan simultáneamente a partir de una corriente altamente concentrada. Los niveles arenáceos corresponden a depósitos de baja energía comunes en las zonas adyacentes a las barras, rellenando canales menores o formando las barras transversas en zonas donde la baja intensidad en la velocidad del flujo propicia su formación. En los conglomerados clasto soportados, los clastos están bien clasificados y en contacto, evidencia de corrientes con energía capaz de transportar los materiales más finos o bien mantenerlos en suspensión y de hacer rodar los cantos de mayor tamaño sobre el lecho; en las etapas de disminución energética la arena se infiltra por los espacios intersticiales de los cantos, dando lugar a la escasa matriz arenosa que posteriormente se observa en ellos. Cuando decrece la energía, pueden llegar a emerger las barras, restringiéndose la corriente a los canales adyacentes a las barras de cantos. En estas zonas, si la disminución de la profundidad es rápida, se pueden producir barras de arena transversales, y si la disminución es lenta, dunas. La migración de estas formas da como resultado estratificación cruzada planar y *trough*, respectivamente.

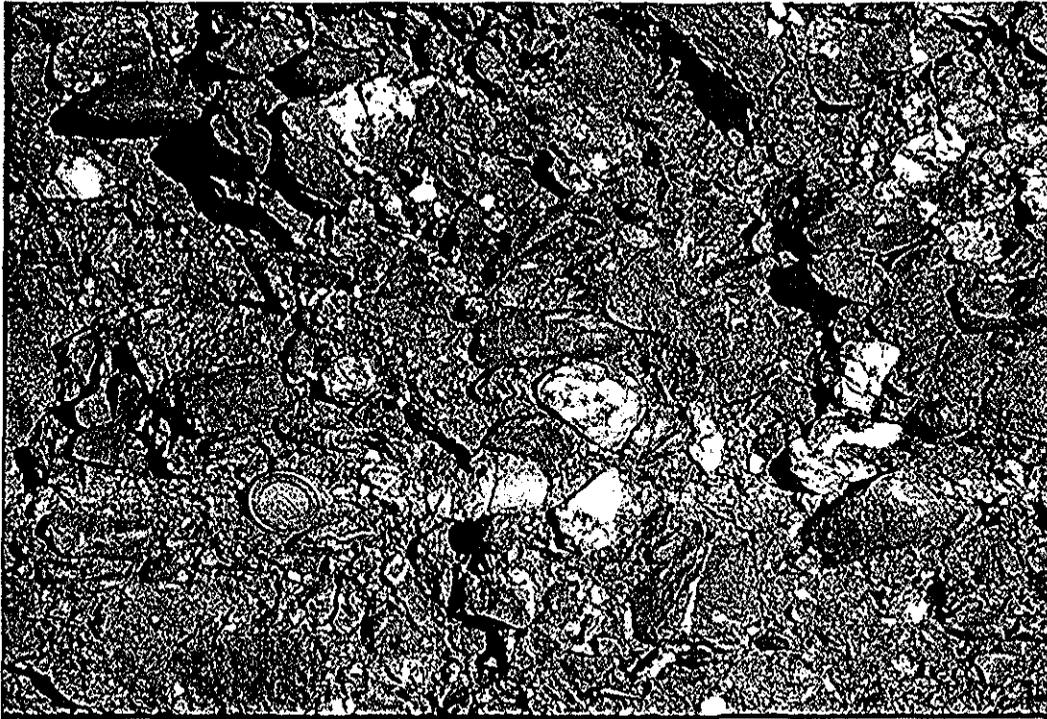


Figura 23 Conglomerado clasto soportado, constituyendo las barras de un antiguo canal; los clastos contenidos son en su mayoría fragmentos derivados de la formación Varales.



Figura 24 Conglomerado con estratificación tipo *trough*, típica de la migración de las barras longitudinales asociadas a los cauces de los ríos.

Asociación de facies Tzetzénguaró

El espesor de esta asociación es de 430m, se encuentra bien representada en la comunidad del mismo nombre y en los límites occidentales de El Limón de Papatzingán, su distribución se da a lo largo de una estrecha franja que se orienta en sentido NNW-SSE, al oeste del área de estudio (Lámina II). Esta asociación es la transición arenosa de los depósitos conglomeráticos pertenecientes a la asociación de facies La Cañita³ hacia los finos de Tiquicheo 1. Su edad es desconocida, pero es probable que sea del Paleoceno. Esta asociación presenta las siguientes facies, descritas de la base a la cima.

Descripción

Areniscas en facies Sm con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): Areniscas de grano medio con pequeños lentes de gruesas a muy gruesas y en ocasiones conglomeráticos.

Areniscas en facies Sh con limolitas en facies P: Areniscas de grano fino con estratificación horizontal en estratos menores a los 30 cm de espesor. Interestratificados hay horizontes de limolitas muy deleznable, bioturbadas y con registro de paleoraíces (Figura 25).

Areniscas en facies Sr y Sh: Areniscas de grano fino con laminación horizontal alternando con cruzada y marcas de estriás producidas por el flujo; las rizaduras mantienen distancias de 10 cm entre cresta y cresta con una altura de 2 cm de las ondulaciones, los horizontes de limolitas bioturbadas se siguen presentando.

Interpretación

La importancia de esta asociación radica en que representa la transición de depósitos conglomeráticos de las barras hacia las zonas planas adyacentes a los canales fluviales. Estos depósitos de desbordamiento (*crevasse splay*) gozan aún de los esporádicos aportes gravillentos de los ríos y altas velocidades debido a la proximidad a las corrientes no confinadas. Forman laminaciones horizontales de areniscas de grano fino; los depósitos se ven sometidos a exposiciones subaéreas durante los períodos de estiaje, por lo que son comunes algunos razgos pedogenéticos. Los desbordamientos no siempre son espectaculares, sino que sólo producen una efímera sábana de agua cargada con sedimentos con finas partículas, la que es vertida en las inmediaciones de los cauces produciendo rizaduras o laminación cruzada de arena muy fina.

Asociación de facies Tiquicheo 1

Con un espesor aproximado a los 1300 m, esta asociación se ubica en la parte central del área de estudio (Lámina II), se distribuye a lo largo de una franja de aproximadamente 5 Km sobre la que corre la carretera en sentido norte-sur que comunica a los pueblos Las Anonas y Tiquicheo. Las relaciones de contacto que guarda con las asociaciones de facies Tzetzénguaro hacia la base y El Cirián hacia la cima son transicionales. La edad se obtuvo con palinomorfos índices contenidos en las facies pertenecientes a los paleosuelos, ubicando a la asociación en el Paleoceno superior. Esta asociación presenta las siguientes facies, descritas de la base a la cima:

Descripción

Areniscas en facies Sh y Sr con limolitas en facies P: Areniscas de muy finas a finas con laminación horizontal, gradación normal, con intercalaciones de horizontes centimétricos de limolitas deleznales y de arenisca de grano muy fino a fino con laminación cruzada

Areniscas en facies Sr con limolitas en facies P: Depósitos de areniscas de grano fino con laminación cruzada, formando estratos de 30 a 70 cm. Las estructuras primarias se desvanecen hacia la cima de cada estrato a medida que la roca se vuelve más limolítica, carente de laminación y deleznable; en los últimos metros de la secuencia, el volumen preservado de los estratos arenáceos con respecto al volumen de los horizontes limolíticos tiende a ser mayor, cuando su relación en la mayor parte de la secuencia era a razón de uno a uno. Dentro de las limolitas se encontraron palinomorfos índice para el Paleoceno, mismos que se discutirán posteriormente.

Areniscas en facies Sh y Sr: Estratos menores a 3 m con textura fuertemente grano-creciente sin limolitas interestratificadas. Las rizaduras se preservan en los depósitos más finos dentro de las areniscas, produciendo estratificación horizontal en la estructura interna de las areniscas granulométricamente más gruesas.

Conglomerados en facies Gmg(n) y Gmg(i): El contacto con las facies anteriores es transicional, los conglomerados se depositaron en estratos alternados con areniscas interestratificadas. Los clastos se componen en un 80% de calizas (mudstones de color claro, oscuro y calizas rojas recristalizadas), el

restante 15% es pedernal y el 5% es cuarzo lechoso; los clastos son subangulares a subredondeados con $\mu 10 = 17$ cm son matriz soportados y pobremente clasificados. Las franjas conglomeráticas tienen estratificaciones que varían de inversa a normal y viceversa, los horizontes arenosos intercalados llegan a ser menores a los 2 cm (Figura 26). Cabe resaltar que es el único horizonte con tal abundancia de clastos calcáreos en esta zona.

En lámina delgada (C6-16), se observó que la limolita está cementada por calcita con altos contenidos de óxidos de fierro; los fragmentos son de cuarzo monocristalino con extinción ondulante, muscovita detrítica plegada, plagioclasa y óxidos de fierro; hay crecimiento de calcita secundaria en las oquedades.

Interpretación

En los niveles inferiores de esta asociación se encuentran todavía algunas evidencias de la cercanía de los depósitos a los cauces fluviales, reflejada por la estratificación horizontal remanente. Sin embargo, en los depósitos posteriores, la alternancia establecida entre las areniscas muy finas con rizaduras y las limolitas deleznable es mantenida a lo largo de varios cientos de metros acumulados. Esta asociación tan peculiar, es típica de planicies de inundación donde la baja energía, de las poco profundas pero ampliamente esparcidas sábanas de agua, dejan su carga de arena en oleadas de millones de finas láminas de sedimento que cortan a las previamente formadas. Una vez que los delgados cuerpos de agua-sedimento se han esparcido y agotado, la acción del intemperismo reseca y fractura las planicies. En las millones de veces que este proceso se repitió, se desarrollaron horizontes pedogenéticos que borraron toda laminación cruzada con la actividad biótica que se alcanzó a generar sobre cada horizonte para formar un incipiente suelo. Este a su vez, fue cubierto por otro evento de inundación-depósito en estas zonas susceptibles de ser inundadas.



Figura 25. Areniscas con estratificación horizontal, formada muy probablemente en las zonas de desbordamiento de los cauces fluviales, con generación de paleosuelos durante los períodos de estiaje bajo.



Figura 26. Conglomerado compuesto en un su totalidad por fragmentos de calizas, forman las barras asociadas a los canales fluviales desarrollados sobre las antiguas planicies de inundación.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Asociación de facies El Cirián

La asociación de facies el Cirián tiene un espesor aproximado a los 500m, se ubica a dos kilómetros con rumbo a Tuzantla, a partir de la intersección de las carreteras Tiquicheo-Tuzantla y Tiquicheo-Tzitzio, las distintas facies se pueden estudiar a lo largo del arroyo El Cirián; su distribución es de norte a sur a lo largo de toda el área de estudio y sus límites inferiores y superiores con las asociaciones limítrofes son transicionales. Su edad está bien constreñida debido a que tanto la asociación infrayacente (Tiquicheo 1) como la suprayacente (Los Bonetes) son de edad Paleoceno Superior. Ésta asociación presenta las siguientes facies, descritas de la base a la cima:

Descripción

Areniscas en facies Sm: Se reestablece de forma transicional la predominancia de areniscas de grano grueso con estratificación masiva, la cual es cubierta por lava andesítica.

Areniscas en facies Sm y limolitas en facies P: Areniscas de grano grueso con estratificación masiva las cuales están interestratificadas con limolitas muy deleznales que tienen espesores de 15 a 30 cm; hay depósitos piroclásticos intercalados dentro de estas areniscas y limolitas, así como una segunda colada andesítica cubriendo a estas facies.

En lámina delgada (C6-9), la arenisca está formada por granos del tamaño de las arenas gruesas, tanto los fragmentos líticos como la matriz son fragmentos ígneos compuestos en su mayoría por plagioclasas, hay feldespatos potásicos detríticos, argilitas, andesitas, y óxidos de hierro como partículas.

Conglomerados en facies Gmm: Conglomerado masivo, matriz soportado, con fragmentos predominantemente volcánicos de angulosos a subredondeados. Esta facies está sepultada por una colada de riodacita.

Interpretación

Los depósitos de areniscas masivas con intercalaciones de paleosuelos, son depósitos que pudieron resultar de los desbordamientos de los cauces fluviales *crevasse splay*; sobreyacen a las areniscas facies conglomeráticas, típicas de las barras asociadas a los canales. Es interesante el resaltar que a lo largo de toda la secuencia, es aquí donde se presentan los primeros indicios de un vulcanismo ácido-intermedio, al menos en ésta primera etapa eruptiva.

Asociación de facies Los Bonetes

Con un espesor aproximado de 2260m, ésta asociación de facies se ubica desde el Puerto Los Cirianes y se prolonga hasta el este de la sierra donde termina la barranca Los Bonetes; se distribuye de norte a sur en la parte este del área de estudio (Lámina II). La relación de contacto con la asociación de facies El Cirián es transicional, pero es sobreyacida en discordancia angular por la unidad La Bufa y en la parte oriental del área de estudio, con igual tipo de discordancia angular la cubren las asociaciones de facies pertenecientes a la cuenca de Tuzantla. Se pudo datar a la asociación de facies Los Bonetes, gracias a los palinomorfos índices que están preservados en las litofacies pertenecientes a los paleosuelos y en las calizas lacustres; la edad obtenida es del Paleoceno Superior. Esta asociación presenta las siguientes facies, descritas de la base a la cima:

Descripción

Conglomerados en facies Gmg(i): Conglomerado de líticos volcánicos (andesitas, dacitas y rocas piroclásticas), matriz soportado ($2\text{mm} < \text{matriz} < 1\text{cm}$), con una relación clastos-matriz de 6:4. La estratificación es inversa, el tamaño promedio de los 10 clastos más grandes es $\mu_{10} = 17.3\text{ cm}$, los clastos van de angulosos a subredondeados y están mal clasificados.

Conglomerados en facies Gcm: Conglomerado masivo, clasto soportado, los clastos son andesitas y basaltos con contactos tangenciales e indicaciones de disolución por presión, los fragmentos son

subangulares a subredondeados, mal clasificados y sin gradación, con un tamaño promedio de clastos grandes de $\mu 10 = 19$ cm.

Brecha volcánica y tobas líticas: Ambas formadas por fragmentos andesíticos muy angulosos del tamaño de las arenas gruesas a conglomerados, con escasos clastos de caliza y arenisca, todos presentan un anillo de reacción que intemperiza en tonos amarillo pardo, la matriz es magmática, formada principalmente de plagioclasa y cuarzo, con cristales aislados de hornblenda

Conglomerados en facies Gmm: Conglomerado masivo, matriz soportado, con fragmentos predominantemente volcánicos dacítico, de angulosos a subredondeados.

Areniscas en facies Sm y limolitas en facies P: Areniscas de grano medio con estratificación masiva las cuales están interestratificadas con limolitas muy deleznales

Calizas y limolitas en facies P: Calizas menores a 1.5 m de espesor siempre limitadas por limolitas muy deleznales (Figura 27) Las calizas presentan pequeñas estructuras tubulares dispuestas en sentido perpendicular y paralelo al plano de estratificación; estos tubos tienen ramificaciones y están constituidos casi en su totalidad por sílice (Figura 28); hay tubos que están contenidos también dentro de las limolitas (Figura 29), sólo que el estado de fracturamiento tan intenso dentro de estos horizontes finos ha destruido en gran parte a las estructuras. Estos tubos representan las huellas dejadas por raíces. Se encontraron tanto palinomorfos índice para el Paleoceno como algas lacustres en ambas facies.

Al microscopio (H2-2) las calizas están compuestas de agregados de suelo calcáreos, los cuales tienen marcas de bioturbación; se pueden observar tres eventos diagenéticos significativos en el relleno de la porosidad primaria, originada por raíces y galerías de organismos que se alimentaban y/o vivían en el paleosuelo: 1) recubrimiento de las paredes internas de las oquedades con calcita micrítica en hábito botroidal (cutanes de calcita); 2) crecimiento de calcedonia en hábito botroidal hacia el interior de las oquedades; 3) relleno de los huecos restantes con calcita en un solo fenocristal (crecimiento lento).

Otro patrón en el relleno de la porosidad primaria (quizá evidenciando procesos diferentes y simultáneos), es el contacto abrupto entre los agregados de suelo y las galerías, las cuales están rellenas con calcita micrítica en forma de aglutinados de microesferas (posibles restos fecales

rellenando la galería). Un rasgo interesante es la intersección de una galería con una paleoraíz, en la cual la calcedonia sólo llega hasta donde se encuentran los restos fecales. Se ven dos dimensiones en los agregados de suelo, lo que podría interpretarse como un suelo poligenético. Los óxidos de fierro (condiciones reductoras) se encuentran sólo en los agregados de suelo, por lo que se piensa que fueron depositados durante el proceso pedogenético previo a la precipitación de la segunda calcita.

Areniscas en facies Sm y limolitas en facies P: Areniscas finas a gruesas en secuencia grano creciente, en estratificación masiva intercaladas con limolitas de hasta 2 m de espesor con intenso fracturamiento, el cual ha borrado todo indicio de estructuras primarias.

Conglomerados en facies Gmm y limolitas en facies P: Conglomerados masivos matriz soportados en contacto transicional con las areniscas infrayacentes (secuencia grano creciente), intercalados con horizontes de limolitas.

Areniscas en facies Sr y Sm: Areniscas de grano medio a la cima y muy fino a la base, con rizaduras que han sido destruidas por bioturbación dejando la apariencia de areniscas masivas, las areniscas son también ricas en partículas muy redondeadas del orden de 1 cm constituidas por limos y arcillas, se observan huellas de carga (Figura 30)

La lámina C7-21, es de una muestra de arenisca cementada completamente por óxido de fierro, con gran cantidad de biotita detrítica, pertita, microclina, cuarzo volcánico (en muy poca proporción), muscovita y biotita detrítica, feldespato potásico y plagioclasa.

Areniscas en facies Sm y limolitas en facies P: Estratos gruesos de areniscas masivas intercaladas con limolitas deleznales muy potentes, del orden de 3 a 4 m de espesor.

Interpretación

En la base de esta asociación se encuentran barras longitudinales de ríos, intercaladas con potentes paquetes de brechas volcánicas (derrames y tobas líticas) y depósitos de lahar; se presenta un cambio gradual a dunas de arena que son cubiertas por depósitos de *crevasse splay* sobre los que se desarrollaron suelos. En la parte intermedia de estos rítmicos productos de desbordamiento de los

cauces fluviales, hay horizontes de caliza lacustres, limitados por horizontes intercalados de paleosuelos. Hacia la cima hay más barras y *crevasse splay* con sus desarrollos de paleosuelos.

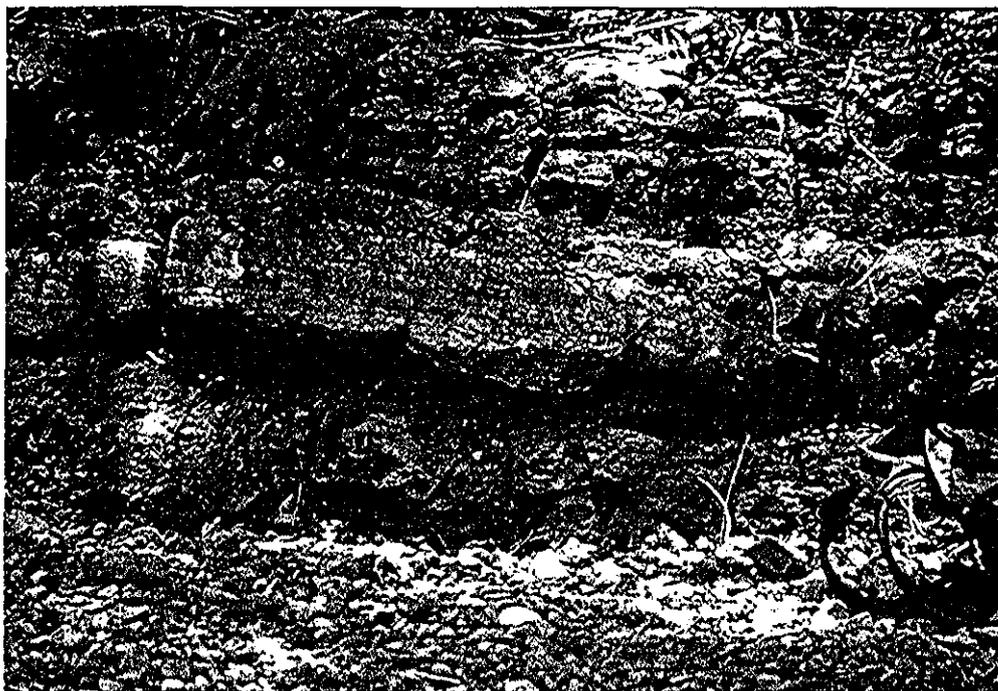


Figura 27. Calizas lacustres precipitadas sobre antiguos paleosuelos y cubiertas por arenas sobre las que se desarrollaron más horizontes pedogénicos. Tanto en los paleosuelos como en la caliza se encontraron palinomorfos índices del Paleoceno superior.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 28. Paleoraíces contenidas dentro de las calizas lacustres, permineralizadas por calcedonia, nótese la gran abundancia y buena preservación de las estructuras.



Figura 29. Paleoraíces contenidas dentro de los paleosuelos, nótese su disposición perpendicular a los planos de estratificación y sus truncamientos hacia la parte superior.

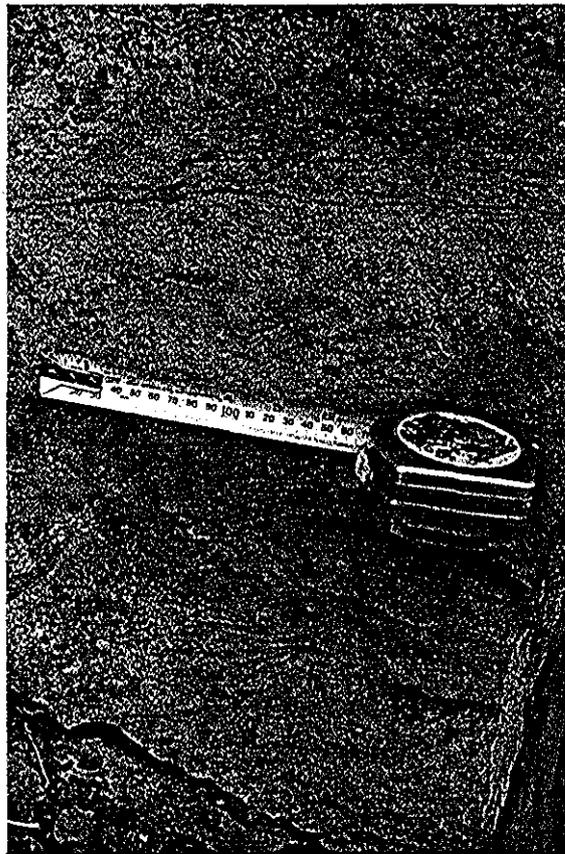


Figura 30. Estructuras de carga dentro de la arenisca muy bioturbada.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Palinología

Dentro de las asociaciones de facies Tiquicheo 1 y Los Bonetes, se hicieron varios muestreos en busca de palinomorfos, todos salieron negativos con la excepción de tres muestras, dos pertenecientes a las facies P de la asociación de facies Tiquicheo 1 y la tercera a la facies calcárea de la asociación de facies Los Bonetes. Las muestras fueron procesadas y clasificadas por el Dr. Enrique Martínez y a la M. en C. Elia Ramírez, quienes encontraron que las asociaciones palinológicas (Figura 31) están dominadas por algunos taxa, los cuales pueden ser valiosos ya sea por su rango estratigráfico o por su importancia climática y/o ambiental; los taxa identificados, que son buenos indicativos de edad por su rango estratigráfico, son los siguientes:

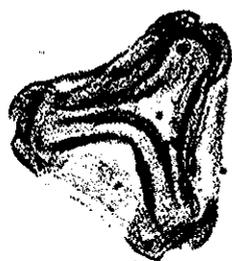
- a) *Trudopollis cf. Pertrudens*, tiene un rango de edad del Maastrichtiano-Paleoceno tardío.
- b) *Platycarya sp*, este taxa en Norte América se localiza sólo en el Eoceno, pero al encontrarlo en la barranca Los Bonetes asociado con floras paleocénicas, sugiere que en México éste grupo puede ser colocado hasta el Paleoceno.
- c) *Aesculiidites*, considerado de edad Paleoceno-Mioceno, y que en Texas se ha reportado para el Eoceno.
- d) *Momipites triletipollenites*, taxa índice del Paleoceno, en cambio *aff. Proteacidites* tiene un rango Maastrichtiano- Paleoceno.
- e) *Chenopodipollis*, se encuentra del Maastrichtiano al reciente.
- f) *Quercus*, aunque este taxa se presenta del Paleoceno al reciente, tiene un pico climático-biológico en el Oligoceno, y *cf Pandanus* es índice del Paleoceno de Norte América.
- g) *Pseudoplicapollis*, es también un taxa índice del Paleoceno.
- h) *Momipites triradiatus*, es índice del Paleoceno, en el caso de *cf. Compositae*, es descrito en la literatura como taxa del Oligoceno, aunque el Dr. Enrique Martínez (comunicación personal), encontró en Baja California algunos ejemplares de este taxa en rocas Eocénicas, por lo cual opina que hay elementos suficientes para probar que en México se da una temprana línea evolutiva de dicho taxa.

Un grupo interesante, identificado en las muestras del área de estudio, es el Grupo Microcoryphaeus, que son los precursores de *Platycarya*, el hecho de encontrar *aff. Platycaria* sitúa la edad de estas rocas en el Paleoceno

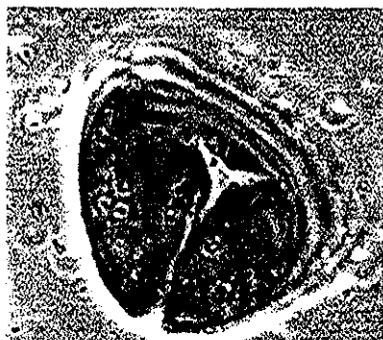
pero con una proximidad hacia el Eoceno; *Acanthacea*, se ha reportado en la literatura desde el Mioceno pero en México al parecer aparece antes por las asociaciones con las que se encuentra.

Los taxa valiosos por su información climática y ambiental son los siguientes: *Momipites* y *Platycarya* son afines con los bosques mesófilos de montaña, con climas templados húmedos; *Momipites* se restringe a zonas de cierta altitud donde se ubican los bosques perennifolios; *Carya* se presenta desde el Paleoceno hasta el reciente, pero es importante la asociación con otros géneros para detallar que el tipo de bosque mesófilo probablemente fue de clima tropical a templado.

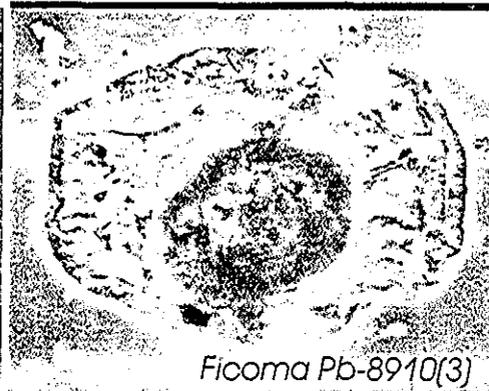
En la facies calcáreas, la presencia de *Ficoma* (algas pracinofitas) y otras algas *incertae-sedis*, indicarían un ambiente lacustre, como también lo afirmaría la presencia de *Taxodium*, polen producido por árboles típicos de pantano.



Pseudoplicapollis sp Pb-8906



Momipites trilitepollenites
Pb-8906(3)



Ficoma Pb-8910(3)



Nudopollis Pb-8906(3)



Nudopollis pertrudens
Pb-8906(3)



Carya sp. Pb-8906(3)

- Trudopollis pertrudens*
- Momipites Microcoryphaeus*
- Pseudoplicapollis*
- Carya*
- Momipites* aff. *tenuipolus*
- Momipites trilitepollenites*
- Momipites triradiatus*
- cf. *Platycarya*
- Platycarya*
- aff. *Platycarya*
- Aesculidites*
- Chenopodiipollis*
- cf. *Compositae*
- Quercus (encinos)*
- cf. *Pandanus*
- Nudopollis*

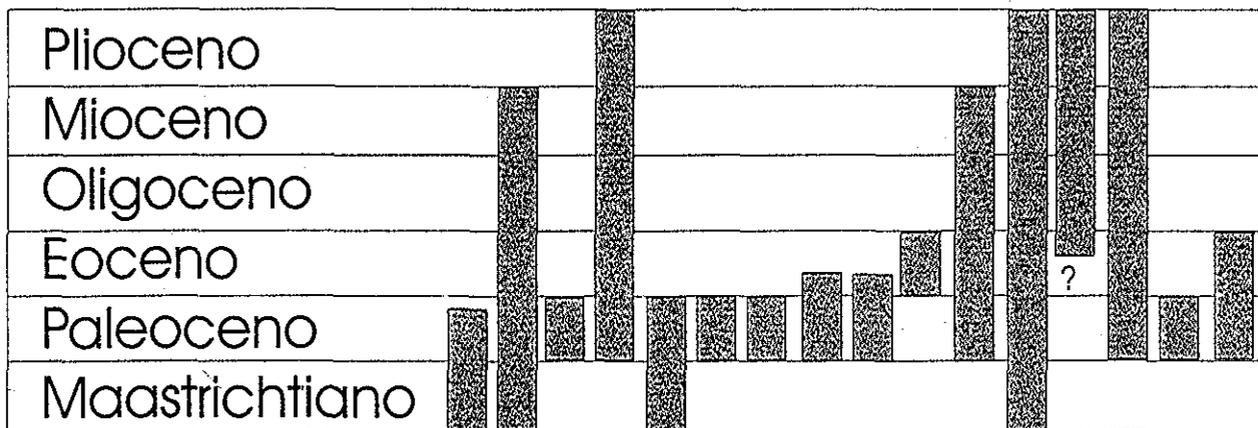


Figura 31. Asociación palinomórfica.

Los números se refieren al registro de muestras, pertenecientes a la Colección de Polen Fósil del Instituto de Geología de la UNAM.

Procedencia

Observaciones de campo realizadas en los paquetes de conglomerados, complementadas con petrografía, registran una gran heterogeneidad en la composición de los clastos. Desde las facies basales y antes de la asociación de facies El Cirián (en el Norte), Otlaltepec y las partes superiores de El Banco (en el área sur), en todas las asociaciones de facies, se pudieron identificar tres grupos de roca-fuente principales 1) Aquellos constituidos por fragmentos de rocas ígneas extrusivas (máficas a intermedias), intrusivas (dioritas y gabros) así como clastos calcáreos, probablemente fueron derivados de la secuencia de arco Cretácica (Talavera, 1995). 2) El grupo está constituido por partículas sedimentarias de cuarzo, cuarzo-arenitas y pedernal verde, probablemente derivados de la erosión del Complejo Arteaga (Centeno, 1994). 3) Está compuesto por algunos clastos de granito y esquistos de muscovita, rocas que parecen estar relacionadas genéticamente a las rocas más profundas del basamento y a los plutones que intrusionan a toda la secuencia Mesozoica.

Es curioso resaltar que no se identificaron clastos de las litologías que forman el subterreno Arcelia y la aparición de un horizonte de conglomerados formados exclusivamente por clastos calcáreos, sugiere un cambio sorpresivo de la fuente de aporte, el cual no se repite.

Estructura

En imagen de satélite se puede reconocer a una estructura de 100 km de largo y de 30 a 5 km de ancho orientada en sentido NNW-SSE, la cual se extiende desde Tzitzio, Michoacán hasta Tamácuaro, a 10 km al norte de Cutzamala de Pinzón, Guerrero (Figura 32). La parte norte de la estructura se ha interpretado como un anticlinal (Mavois, 1977; Mennella, 1994; Mennella et al., 2000).

El núcleo de la estructura en su parte norte, está formado por cuarzo arenitas de grano medio a fino, intercaladas con lutitas y bandas de pedernal negro, sus estructuras sedimentarias son características de depósitos turbidíticos distales (Centeno, 1994). Éstas rocas pertenecientes a la Formación Varales del Complejo Arteaga, representan al basamento del terreno Guerrero en lo que podría ser su afloramiento más oriental. El contacto de los lechos rojos del Paleoceno tardío con las turbiditas del Triásico-Jurásico es por falla de desplazamiento lateral derecho, esta relación de contacto está bien expuesta en las cercanías del cementerio de Tzetzinguaro, donde se midió a los planos de falla y se documentó su cinemática a partir de las estrías contenidas en dichos planos (punto Rt1 de la Lámina II). En el tramo de carretera que comunica Tiquicheo con Papatzingán se puede ver la zona intrusionada por enjambres de diques básicos de espesores decimétricos y orientaciones paralelas a lineamientos reconocibles en fotografías aéreas (Lámina II).

Los polos de las superficies de estratificación medidos en las capas rojas se graficaron en una red de proyección equiangular. En el área de Cutzamala los pliegues tienen orientación NW-SE (Lámina I), mientras que en Papatzingán sólo se ven capas buzando hacia el este (Lámina II).

Mennella (1994) y Mennella *et al* (2000), proponen cuatro fases diacrónicas de fallamiento y una rotación temporal en sentido horario del vector de esfuerzos mayor (σ_1) conforme pasa el tiempo, éste modelo requiere de cambios en las condiciones tectónicas que alteren el vector de esfuerzos, teniendo que variar de un régimen compresivo a uno distensivo o transcurrente para justificar cada orientación de (σ_1).

El hecho de que afloren las rocas más antiguas del basamento del terreno Guerrero en el núcleo de la estructura, puede ser consecuencia de la acción simultánea de fallas de deslizamiento lateral, fallas extensivas y fallas compresivas; con lo que se puede explicar la diversidad en la orientación y en la naturaleza del fallamiento (Lámina II, puntos Rt0 a Rt5).

En un sistema transpresivo las fallas (normales, inversas y laterales) y los pliegues se forman relativamente al mismo tiempo, con predominancia de un tipo en áreas particulares. Al comparar un diagrama transpresivo con los lineamientos identificados en la imagen de satélite (esquema en Figura 32), se pueden encontrar analogías como fallas normales actuando en el NE, y pliegues oblicuos al plano de falla principal ocurriendo en el SE. El primer estudio que reconoció las cabalgaduras asociadas a la estructura, fue realizado por Mauvois (1977), donde documenta rocas cretácicas de la Sierra de Huetamo cabalgando sobre los lechos rojos terciarios, en lo que nombró el Testigo de Eréndira.

La expresión geomorfológica del sur de la estructura es diferente a la del norte, éste cambio se da a escasos kilómetros hacia el sur de Tiquicheo, y se puede deber al cambio en la respuesta mecánica de las rocas sujetas a distorsión (calizas, lutitas y conglomerados pertenecientes a las formaciones que integran al subterreno Huetamo). En los límites sur-orientales de la estructura de Tzitzio-Huetamo, el contacto de las rocas volcanosedimentarias del Jurásico(?) - Cretácico con los lechos rojos del Paleoceno tardío es también por falla de desplazamiento lateral, esta relación de contacto se puede reconocer en las cercanías de Tamácuaro, aunque el grado de recristalización de carbonatos y las particularidades del lugar no exponen a la falla con la claridad en la que se encuentra en Tzetzénguaro.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

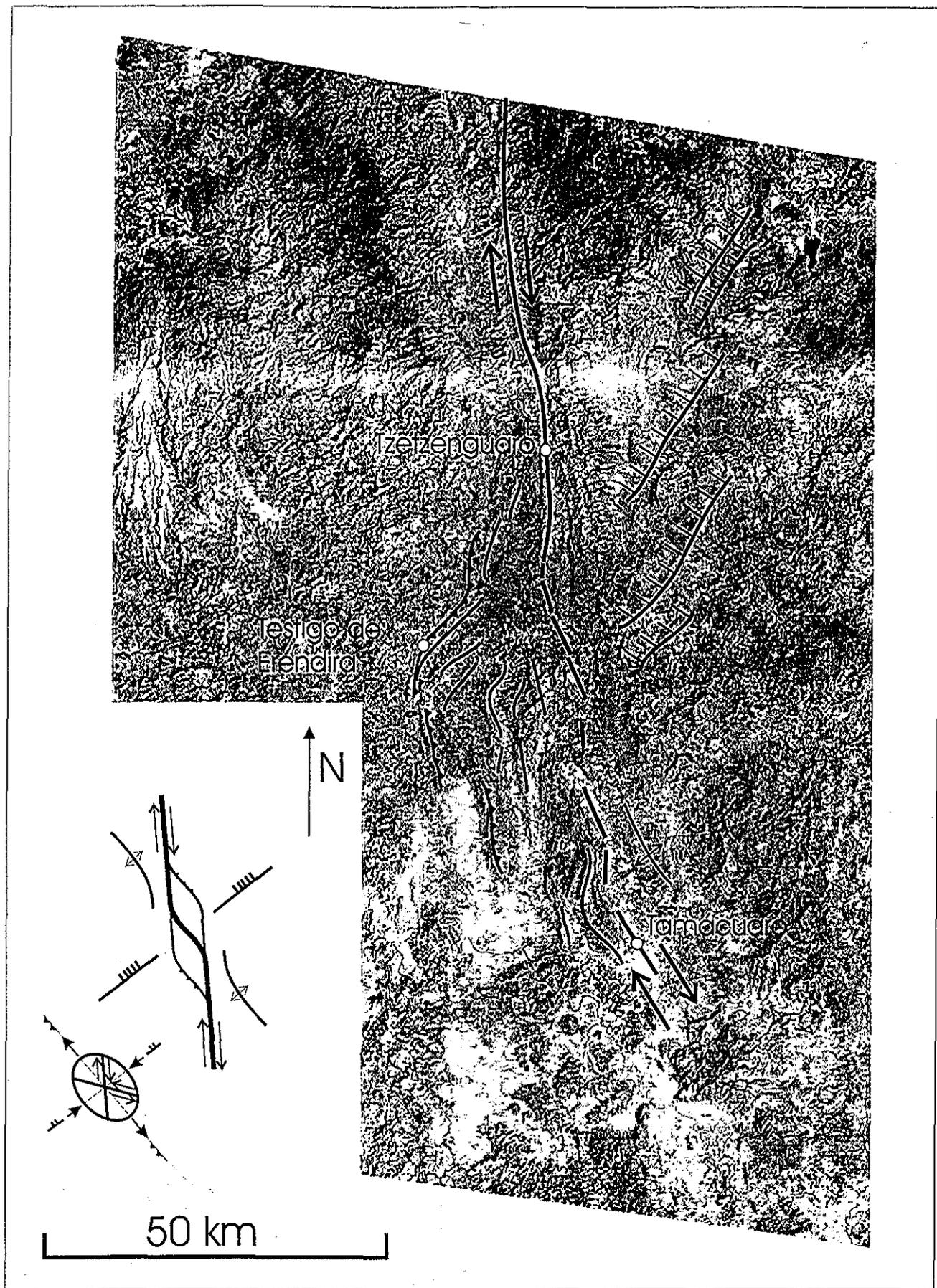


Figura 32. Estructura de Huetamo-Tzitzio

Reconocimiento de lineamientos sobre una imagen de satélite LAND-SAT, de la estructura Tzitzio-Huetamo y su comparación con un diagrama transpresivo.

Discusión

Como se menciona en el capítulo de antecedentes, las rocas estudiadas fueron originalmente descritas con nombres diferentes según el autor (Formación Cutzamala, Grupo Balsas, secuencias molásicas, Grupo Galeana, etc.) Sin embargo, los datos obtenidos en este trabajo no coinciden con ninguna de las propuestas de división estratigráfica anteriores. Se consideró en este estudio que la definición de las unidades utilizando la nomenclatura estratigráfica clásica es poco práctica para el estudio de depósitos continentales, ya que son muy heterogéneos, con bruscos cambios litológicos y discordancias internas poco significativas. Por lo cual, la estratigrafía se trabajó utilizando el concepto de facies, con la intención de determinar la evolución espacio-temporal de los ambientes de depósito.

A partir de la comparación de las facies encontradas en las rocas de los lechos rojos, con las facies que se desarrollan en ambientes actuales, se observó que las dos áreas de estudio registran los mismos procesos sedimentarios en una etapa inicial (Figura 33), con variaciones locales en los espesores de los paquetes depositados, que en general son más potentes en la parte norte, donde se propone la ubicación del depocentro de la cuenca.

Los depósitos más antiguos pertenecientes a los lechos rojos, son barras conglomeráticas asociadas a cauces fluviales, cuyos clastos tienen composiciones de rocas aparentemente procedentes del arco mesozoico (clastos volcánicos y calizas), de un arco disectado (clastos de granitos y gabros) y de orógeno reciclado (clastos de esquistos y meta-cuarzoarenitas), lo que sugiere que las rocas de mayor profundidad eran erosionadas al momento de estos depósitos. Éstos sistemas de canal, se encuentran en cambio lateral a facies de planicies de inundación, constituidas por areniscas muy finas con desarrollo de paleosuelos, los cuales son sepultados rápidamente, garantizando la preservación y autoctonía de los restos botánicos. Las asociaciones palinológicas recuperadas en los paleosuelos de las planicies de inundación, sugieren una edad del Paleoceno tardío y un clima tropical a templado asociado al sitio de depósito, donde el bosque decíduo constriñe las paleo elevaciones a las cercanías de los mil metros.

Sobreyaciendo a los canales y a las planicies de inundación, se encuentran areniscas con estratificación planar, las cuales también tienen paleosuelos intercalados, ésta asociación de facies fue desarrollada como

diferencia en el registro sedimentario de las áreas de estudio, en el sur se vuelven a establecer las barras conglomeráticas conservando la composición de los clastos contenidos en los primeros depósitos, mientras que para la zona norte de la cuenca (área de Papatzingán), el conglomerado contiene sólo clastos procedentes de calizas, lo cual marca el cese de los aportes anteriores para esta área

A partir de este nivel estratigráfico, en el área de Papatzingan, cambia la naturaleza de los materiales depositados por productos volcánicos andesítico-dacítico y riolítico. Esto sugiere que las fuentes probablemente fueron más locales y que la topografía formada por los jóvenes edificios volcánicos domino la región a partir del Paleoceno superior; de hecho, la alteración del drenaje pudo crear cuencas endorréicas locales en las que se precipitaron calizas con contenidos palinomórficos que sugieren una edad del Paleoceno Tardío y un paleoclima tropical a templado, así como cuerpos de agua continentales (asociación de facies Los Bonetes). Es importante hacer notar que la facies calcárea con contenidos palinomórficos, sobreyace a los primeros eventos eruptivos encontrados en la cuenca, lo que sitúa al magmatismo de la zona por lo menos en el Paleoceno superior.

En la zona sur, facies similares a la asociación de Los Bonetes probablemente fueron erosionadas. Ya que los depósitos de ambientes transicionales entre desbordamiento de ríos y planicies de inundación son cubiertos discordantemente por paquetes de lechos rojos representados por las asociaciones de facies El Banco y Otlatepec.

La edad de este paquete de lechos rojos es desconocida, en el se identificaron, facies propias de ambientes fluviales, planicies de inundación, paleodunas eólicas, flujos riolíticos y abanicos aluviales. Se piensa que los flujos riolíticos podrían estar relacionados con el magmatismo eocénico presente en los alrededores del área. En general, los ambientes identificados en ambas áreas estudiadas, son en su mayoría fluviales, y varían en espacio y tiempo sobre una cuenca cuya geometría original permanece desconocida. Se piensa que los lechos rojos que afloran al oeste de la sierra de Huetamo pueden ser parte de las mismas secuencias estudiadas al este de tal serranía, siendo separadas por el levantamiento de la estructura de Huetamo-Tzitzio. Lo que es un hecho, es la relación de contacto por falla que tienen los lechos rojos aflorantes en el área de estudio con las rocas que los limitan hacia el oeste, la cual había sido interpretada por otros autores como un cambio transicional, así

como la ausencia de estructuras que muestren que esta sedimentación fue sintectónica al evento transpresivo que dio origen a la falla de transcurrencia que limita la estructura de Huetamo-Tzitzio.

El que las rocas estudiadas tengan una edad paleocénica, que los pliegues y las fallas estén asociados a un proceso de transcurrencia, y que algunos de los clastos contenidos en la secuencia presenten deformación previa a su erosión, indica que la deformación contenida en los lechos rojos no está relacionada con la Orogenia Larámide como algunos autores habían propuesto anteriormente, por lo que el criterio utilizado por Campa y Ramírez (1979) para diferenciar a la Formación Cutzamala del conjunto de los lechos rojos, se ve superado, así como el nombrar a la parte norte de la estructura como anticlinal de Tzitzio y el relacionarlo con el plegamiento laramídico.

Sería interesante el hacer comparaciones de ésta cuenca con otras existentes en el sur de México así como las contenidas en Honduras y Nicaragua, ya que las posibles correlaciones entre ellas, o sus ausencias, puede dar información sobre la evolución tectónica del sur de México durante el Terciario.

Papatzingán

Cutzamala

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

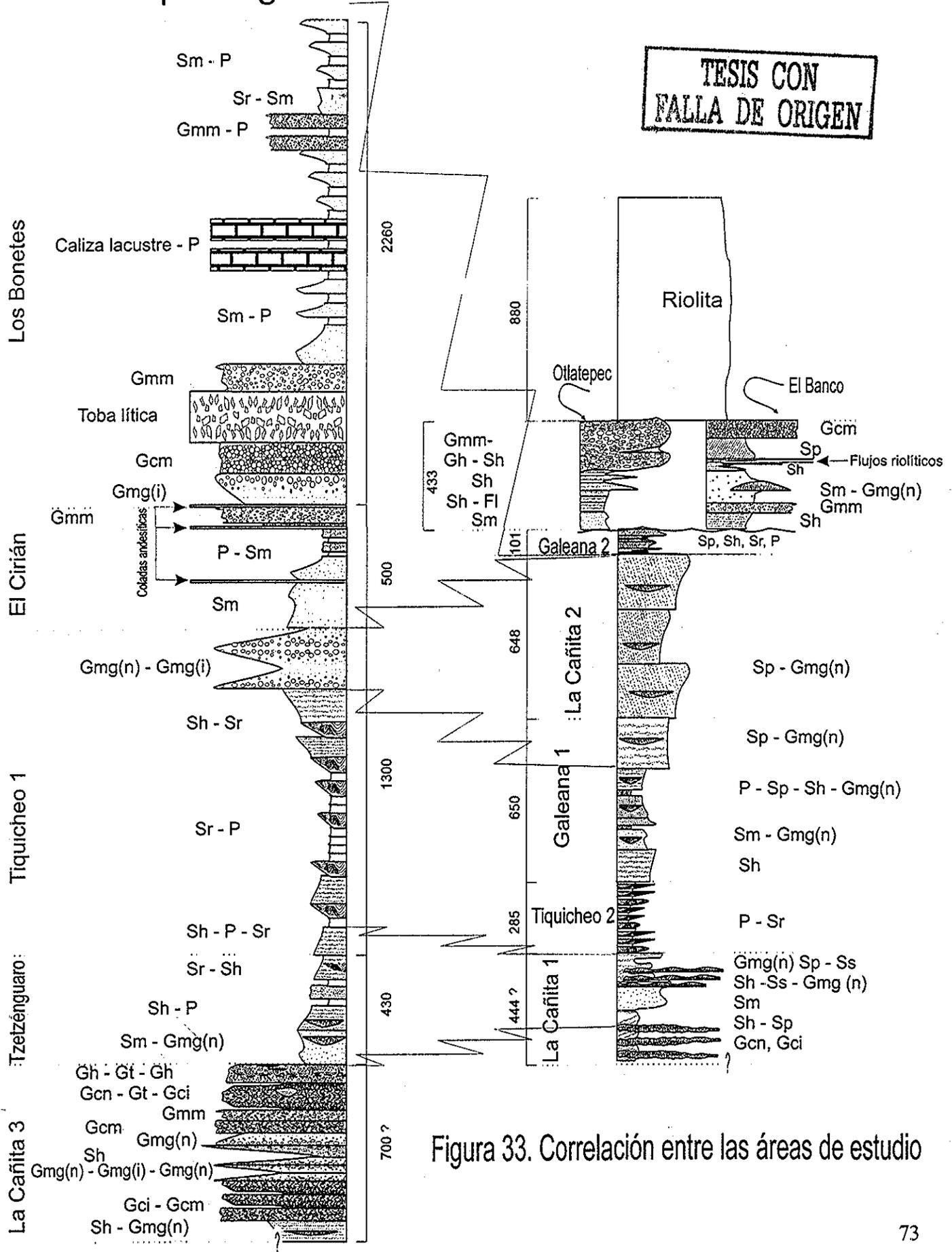


Figura 33. Correlación entre las áreas de estudio

Conclusiones

De las facies sedimentarias

1. Se encontró que el definir litofacies en los lechos rojos y el agruparlas, apoyándose en analogías con las facies que se observan en los ambientes sedimentarios actuales, es una metodología que facilita el entendimiento y la interpretación de los ambientes sedimentarios que dejaron su huella en el registro fósil.
2. La similitud de las asociaciones de facies en las dos áreas de estudio, así como su orden estratigráfico y geometría, permiten concluir que ambas áreas son parte de una misma cuenca sedimentaria que evolucionó durante el Paleoceno tardío en condiciones netamente continentales.
3. La mayoría de los ambientes sedimentarios documentados son fluviales, dentro de los que se logró diferenciar barras y dunas asociadas a los cauces de los ríos, depósitos provocados por el desbordamiento de los canales, y planicies de inundación con desarrollo de paleosuelos; también se identificó la existencia de sistemas eólicos que formaron dunas, de abanicos aluviales en sus partes proximales y medias, y zonas anegadas salobres con precipitación de carbonatos de calcio en las que se formaron calizas lacustres, probablemente asociadas a un cambio en la topografía, el cual pudo ser inducido por la aparición de cuerpos volcánicos en la región norte (Papatzingán), éstos edificios volcánicos propiciaron el depósito de gran cantidad de tobas líticas y epiclastos. También se reconoció una discordancia angular dentro de la secuencia perteneciente al área de Cutzamala.

De la palinología

1. La diversidad de los taxa de palinomorfos encontrados, sólo pudo coexistir durante el Paleoceno tardío.
2. De igual forma, las asociaciones de los taxa de palinomorfos sugieren un paleoclima de tropical a templado.
3. La paleogeografía sugerida por tales asociaciones es la de un bosque perennifolio con altitudes cercanas a los mil metros.
4. En la facies calcáreas, la presencia de *Ficoma* (algas pracinofitas) y otras algas *incertae-sedis*, indicarían un ambiente lacustre, como también lo afirmarían la presencia de *Taxodium*, polen producido por árboles típicos de pantano.

De la procedencia

1. Se pudieron identificar tres grupos de roca-fuente principales que alimentaron el primer estadio de relleno de la cuenca en el área norte y todo el registro de la parte sur: 1) Aquellos constituidos por fragmentos de rocas ígneas y por clastos calcáreos, derivados probablemente de la secuencia de arco Cretácica. 2) Las partículas sedimentarias de cuarzo, cuarzo-arenitas y pedernal verde, derivadas probablemente de la erosión del Complejo Arteaga 3) Los clastos de granito y esquistos de muscovita, fragmentos que parecen estar relacionadas genéticamente a las rocas más profundas del basamento y a los plutones que intrusionan a toda la secuencia Mesozoica. Durante éste primer estadio deposicional, aparentemente la cuenca era amplia y cubría grandes extensiones, recibiendo sedimentos provenientes de las rocas Mesozoicas, tal vez reflejando la erosión de una topografía originada por la Orogenia Laramídica. En la parte superior de este relleno de la cuenca se colectaron muestras con palinomorfos, lo cual sugiere una edad Paleoceno Tardío o más antigua para este estadio deposicional.
2. En el segundo estadio deposicional se inicia un evento magmático. Hacia la base de este evento en la historia de la cuenca se colectaron calizas con palinomorfos, también de edad Paleoceno Tardío. La edad sugerida por los palinomorfos, es más antigua que las edades radiométricas obtenidas en rocas volcánicas de la región. Esto sugiere que el magmatismo Terciario en la Sierra Madre del Sur se inicia antes de lo reportado anteriormente.

De la estructura

1. En el área de Cutzamala los pliegues de los lechos rojos tienen una orientación NW-SE, mientras que en Papatzingán sólo se ven las capas inclinadas hacia el este. Este plegamiento está asociado a fallamiento pos Paleocénico y no a la Orogenia Larámide como fue propuesto por previos autores.
2. El contacto de los lechos rojos del Paleoceno tardío con las rocas Meozoicas es por falla de desplazamiento lateral derecho.
3. La distribución geográfica y deformación de las capas rojas estudiadas así como la estructura de Huetamo-Tzitzio, parecen ser consecuencia de la acción simultánea de fallas de deslizamiento lateral,

fallas extensivas y fallas compresivas; con lo que se puede explicar la diversidad en la orientación y en la naturaleza del fallamiento.

4. La expresión geomorfológica del sur de la estructura es diferente a la del norte, éste cambio se puede deber a las diferencias en la respuesta mecánica de las rocas sujetas a transcurrencias.

De la nomenclatura

1. Se considera que el estudio de los depósitos clásticos relacionados a ambientes continentales, utilizando el concepto de Formación o Grupo, es poco versátil cuando el objetivo es entender la evolución sedimentaria de la cuenca de depósito.
2. Se encontraron incongruencias en las propuestas de definición para los lechos rojos previamente propuestas y las características estratigráficas de la secuencia estudiada.
3. Se recomienda el diferenciar a los paquetes de lechos rojos a partir de la documentación de una historia evolutiva en común de sus litofacies, y no con criterios que dependan de los procesos de deformación posteriores a su depósito.

Referencias

- Bridge, J. S., 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40, p 801-810.
- Campa, M. F. y E. J. Ramírez, 1979. La evolución y metalogenética del noroccidente de Guerrero. *Serie Técnico – Científica. Universidad Autónoma de Guerrero. Tomo 1, 102 p.*
- Centeno García, E., 1994. Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico. *Ph. D. thesis. University of Arizona, 220 p.*
- Centeno García, E., García, J. L., Guerrero, M., Ramírez, J. Y Talavera, O., 1993. Geology of the southern part of the Guerrero Terrane, Ciudad Altamirano - Teloloapan area. *Proceedings First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Mexico, Field Trip guide II, p 22-33*
- De Cserna, Z., 1983. Hoja Tejupilco 14Q-h (7) con resumen de la geología de la hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos. *Carta Geológica de México serie I. 100 000. Instituto de Geología UNAM.*
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Bull Inst. Geol. UNAM, 60 236*
- García, J. L. y Talavera, O., 1993. Termobarometría de las metabasitas de la secuencia metamórfica de Pinzán Morado, Estado de Guerrero. *I Simposium de mineralogía, p 19-22*
- Gressly, A., 1938. Observations géologiques sur le Jura Solenois. *Neu Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturw., 2, 1112.*
- Guerrero Suástegui, Martín, 1997. Depositional history and sedimentary petrology of the Huetamo sequence, Southwestern Mexico. *Thesis of Master of Science. Department of Geological Sciences The University of Texas at El Paso. 120 p.*
- Johnson, Christopher A., Harold R. Lang, Enrique Cabral-Cano, G. A. Harrison, J. Antonio Barros, 1991. Preliminary Assessment of Stratigraphy and Structure, San Lucas Region, Michoacán and Guerrero States, SW Mexico: *The Mountain Geologist, v. 28, no. 2/3, p 121-135.*
- Mavois, Roger, 1977. Cabalgamiento Miocénico (?) en la parte Centromeridional de México: *Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol. 1, núm. 1, p 48-63.*

- Mennella, L., 1994.** Geologia e tettonica post-Laramide nelle unita del fianco sud-orientale del piegamiento di Tzitzio, Michoacán, Mexico. *Universita degli Studi di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra Corso di Laurea in Scienze Geologiche*, 111 p
- Mennella, L., V. H. Garduño, and O. Bonassi, 2000.** Fault-slip analysis in the basal units of the Mexican Volcanic Belt on the eastern flank of the Tzitzio anticline, Michoacán, México. In, *Delgado-Granados, H., G. J. Aguirre-Díaz, and J. M. Stock, eds , Cenozoic tectonics and volcanism of México: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334*, p. 237-246.
- Miall, A.D; Bridge, J. S., 1995.** Description and interpretation of fluvial deposits; a critical perspective; discusion and reply *Sedimentology*. 42; 2, p 379-389
- Miall, A. D., 1996.** The Geology of fluvial deposits, *Springer*, 582 pp
- Morán Zenteno et al., 2000.** Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Bol. Soc. Geol. Mex Tomo LIII, No. 1*, p 27-58
- Ortega Gutiérrez, F., 1978.** Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja. Estados de Puebla y Oaxaca. *Inst-Gol-UNAM. Revista vol. 9*; 112-131.
- Pantoja A.J., 1990.** Redefinición de la estratigrafía de Huetamo, Michoacán. *Soc. Geol. Mex , X Convención Geológica Nacional. Abstracts. P. 25*
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., y Vezzoli, L., 1995.** Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belts, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico. *Special Paper Geological Society of America*.
- Retallack, G.J., 1992.** How to find a Precambrian paleosol. In, *M. Schidlowski, S. Golubic, M.M Kimberley, D.M. McKirdy and P.A. Trudinger (editors), Early Organic Evolution and Mineral and Energy Resources. Springer, Berlin*, 16-30.
- Salinas Prieto, et al., 2000.** Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences 13*, 389-402
- Selley, R. C., 1967** Paleocurrents and sediment transport in the Sirte basin, Libya. *J. Geol.*, 75, 215-223.
- Talavera, O., Ramírez, J., Guerrero, M., 1995.** Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc. *Geofísica Internacional 34*, 3-22.

Talavera, O., M. Guerrero Suastegui, 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic *Journal of South American Earth Sciences, Volume: 13, Issue: 4-5, October, 2000, pp. 297-324.*

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**