



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**“PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN
FACIES TURBIDÍTICAS EN LA CUENCA
TERCIARIA DE CHICONTEPEC, CENTRO-
ORIENTE DE MÉXICO”.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

**MAESTRO EN CIENCIAS
(GEOLOGÍA)**

PRESENTA:

NOÉ SANTILLÁN PIÑA



Director de Tesis:

DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO

2009



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.

Dedico este trabajo...

...con profundo cariño a Yolanda y a Yeray,
por tolerar mis ausencias físicas y mentales...

Agradecimientos...

Al Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, por su valiosa colaboración en la dirección y asesoría de esta tesis, y por compartir semestre a semestre sus conocimientos y experiencias.

A los Doctores: Elena Centeno García, María Luisa Machaín Castillo, Martín Guerrero Suastegui y Juan Araujo Mendieta, por aceptar formar parte de mi jurado, así como por sus oportunos comentarios y sugerencias para llevar a buen fin la conclusión de esta tesis.

Al Dr. José C. Guerrero García por sus entusiastas comentarios, durante la realización de este escrito, y por formar parte de mis exámenes interanuales.

A José Luis Arcos Hernández, Juan Carlos Cruz Ocampo, Martín C. Vidal García, Javier Arellano Gil y Emiliano Campos Madrigal, amigos que han servido de ejemplo y motivación, y de los cuales siempre he recibido un buen consejo.

A Katia Bautista Pérez, por la digitalización de las columnas estratigráficas incluidas en este trabajo.

“PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN FACIES TURBIDÍTCAS EN LA CUENCA TERCIARIA DE CHICONTEPEC, CENTRO-ORIENTE DE MÉXICO”.

RESUMEN	pág. 1
1. INTRODUCCIÓN	2
2. GENERALIDADES	3
2.1. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	3
2.2. VIAS DE COMUNICACIÓN	3
2.3. CLIMA Y FISIOGRAFÍA	3
2.4. PROVINCIAS GEOLÓGICAS	5
2.5. OBJETIVOS	6
2.6. METODOS DE TRABAJO	7
2.7. TRABAJOS GEOLOGICOS PREVIOS	7
2.8. MODELO SEDIMENTARIO	8
2.9. FACIES DE SECUENCIAS TURBIDÍTCAS	11
3. MARCO GEOLÓGICO	15
3.1. GEOLOGÍA HISTÓRICA Y ESTRATIGRAFÍA	15
3.2. DISTRIBUCIÓN DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS	21
4. DESCRIPCION DE FACIES EN AFLORAMIENTO	25
4.1. Afloramiento “PUENTE AXTLA DE TERRAZAS”	29
4.2. Afloramiento “COMOCA”	53
4.3. Afloramiento “CHALCHOCOTIPA-SAN JOSE”	56
4.4. Afloramiento “SAN JOSE-COACUILCO”	64
4.5. Afloramiento “Paraje LA MEDIA CUESTA-TLALAXO”	69
4.6. Afloramiento “Rancho EL ZAPOTILLO”	74
5. RESULTADOS DE LABORATORIO	78
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	98
BIBLIOGRAFIA	99

RESUMEN

El área de estudio comprende la porción noroccidental de la Cuenca de Chicontepec, en afloramientos de la Formación Chicontepec en las cercanías de los poblados de Alfredo M. Terrazas y San Martín Chalchicuautla en el sureste del estado de San Luis Potosí y de San Felipe Orizatlán en el noreste de Hidalgo.

La Cuenca de Chicontepec, formada durante el Terciario Temprano (Paleoceno-Eoceno Inferior), contiene potentes espesores estratigráficos de secuencias de composición siliciclástica y calcárea, derivados principalmente de la denudación de la Sierra Madre Oriental, al occidente; de la paleoisla de Tuxpan, al oriente; y del macizo de Teziutlán, al sur.

Los mecanismos de transporte de las secuencias sedimentarias fueron por derrumbes y flujos de escombros, en forma de depósitos de pie de talud no canalizado y por corrientes turbidíticas, cuyos depósitos forman abanicos longitudinales, dependiendo del volumen y frecuencia de los aportes sedimentarios, de la pendiente y relieve del talud y del piso marino, de la velocidad, dirección y persistencia de las corrientes de fondo.

Las secuencias estratigráficas en afloramientos aislados de los ambientes turbidíticos identificados y analizados en este trabajo, corresponden únicamente a la porción inferior de la Formación Chicontepec (determinado por posición estratigráfica); particularmente en cada uno de ellos se interpretaron dos subambientes mayores dentro de los abanicos, el medio y el externo, cuyos criterios para su identificación fueron sustancialmente tres: (a) Estratigráficos: espesores y geometría (estratocrecientes y decrecientes, tabulares y acuñados); (b) Estructuras sedimentarias de carácter interno (corte y relleno, rizaduras y laminación planar), estructuras por flujo (turboglifos-“*flute casts*”- y marcas en herradura-“*crescent marks*”-), marcas por arrastre de partículas (calcos de surco-“*groove casts*”-, calcos de roce-“*bounce casts*”- y calcos de punzamiento-“*prod casts*”-), estructuras flamiformes-“*flame structure*”- y en forma cuspada por escape de fluidos, y bioturbación con presencia de abundantes ichnofósiles; y (c) Estructuras por deformación intraformacional: de carga, por deslizamiento, derrumbes y flujos de escombros.

Para la caracterización petrográfica de la secuencia litoestratigráfica, solamente se analizaron algunas muestras en forma selectiva de estratos representativos de las secciones estudiadas, en las que predominan los fragmentos líticos, feldespáticos y calcáreos, textural y composicionalmente inmaduros, estos últimos con un rango de abundancia entre 40 y 88%, con fragmentos angulosos de conchas de moluscos, miliólidos, algas calcáreas y microforaminíferos bentónicos; todos ellos sugieren una fuente calcárea cercana, transportados por regímenes turbidíticos de baja densidad depositados y sepultados rápidamente.

La intención de este estudio, es la identificación, caracterización e interpretación de las facies turbidíticas y de sus ambientes sedimentarios en afloramiento, que contribuya al conocimiento sobre los mecanismos de transporte y depósito de los complejos turbidíticos de la cuenca terciaria de Chicontepec.

1. INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Chicontepec, formada durante el Terciario Temprano, tiene mucha importancia desde el punto de vista sedimentológico, tectónico y económico petrolero, ya que en ella se encuentran espesores considerables de rocas clásticas de origen turbidítico. Los sistemas turbidíticos tuvieron su fuente de aporte principalmente del levantamiento y plegamiento de la Sierra Madre Oriental al occidente y noroccidente, y de la plataforma de Tuxpan al oriente; existiendo actividad tectónica durante el depósito de los sedimentos y continuando posteriormente, ya que las rocas de la Formación Chicontepec presentan plegamiento y fallamiento (Marmissolle y Deguerre, 1984).

Las rocas clásticas, por su fuente de origen y procesos de transporte, depósito y redistribución, presentan características muy especiales en cuanto a su geometría y distribución horizontal y vertical. En el presente proyecto de investigación dichas rocas fueron estudiadas con los conceptos de interpretación de Mutti y Ricci Lucchi (1972) y Mutti (1979, 1992), para tener un mejor entendimiento de su sedimentología, y con ello establecer a mayor detalle la distribución de los cuerpos de areniscas que presenten las mejores condiciones, como rocas generadoras de aceite y gas.

Estos cuerpos presentan cambios litológicos laterales y verticales rápidos, que los ubican como reservorios discontinuos, aislados y de formas irregulares, difíciles de ubicar con exactitud y con costos de producción altos.

Si bien las perspectivas de viabilidad económica de los campos de la Cuenca de Chicontepec se ven influenciadas por las tecnologías disponibles y el nivel de inversión para su desarrollo, quizá el factor más importante que define su explotación son sus características geológicas, y que para el caso de la Cuenca de Chicontepec, existen 1 207 pozos perforados (descubierta en 1926, con una superficie de 3 815 km²), de los cuales 93 son exploratorios, 1 114 se encuentran en desarrollo, y ~550 se encuentran en operación, con base en los cuales se estima que el potencial económico que representa es del 42% de la producción histórica de México (reservas al 1 de enero de 2006) (Guzmán, 2006).

Debido al alto potencial económico que tiene la Cuenca de Chicontepec, y a la problemática geológica que representa la Formación Chicontepec para su explotación, se hace necesario un estudio geológico detallado de las facies en superficie, ya que un mejor entendimiento de éstas permitirá una mejor interpretación en el subsuelo.

2. GENERALIDADES

2.1. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La Cuenca de Chicontepec se localiza en la porción centro-oriente de la República Mexicana sobre la planicie costera del Golfo de México, aflora en la porción occidental y sureste en la parte marginal de la Cuenca Tampico-Tuxpan, y se localiza principalmente en la parte norte del Estado de Veracruz, aunque también se extiende en el extremo sur del Estado de Tamaulipas y las porciones más orientales de San Luis Potosí, Hidalgo y norte de Puebla (Figura 2.1.1).

2.2. VÍAS DE COMUNICACIÓN

El acceso a los afloramientos estudiados puede realizarse por las carreteras Federales No. 85 y 105, y posteriormente por caminos vecinales: México-Pachuca-Molango-Cuatatlán-San Felipe Orizatlán, Hgo.-Tamazunchale, S.L.P.

2.3. CLIMA Y FISIOGRAFÍA

La Cuenca de Chicontepec abarca dos Provincias Fisiográficas principalmente, la Provincia de la Llanura Costera del Golfo Norte (Subprovincia de las Llanuras y Lomeríos) y la Provincia de la Sierra Madre Oriental (Subprovincia del Carso Huasteco).

Dentro de la región comprendida por la Cuenca de Chicontepec se encuentran climas que van de secos a semisecos; esto debido por un lado, a las diferentes altitudes presentes, y por el otro, al factor que desempeña la Sierra Madre Oriental al fungir como barrera orográfica (INEGI, 2007).

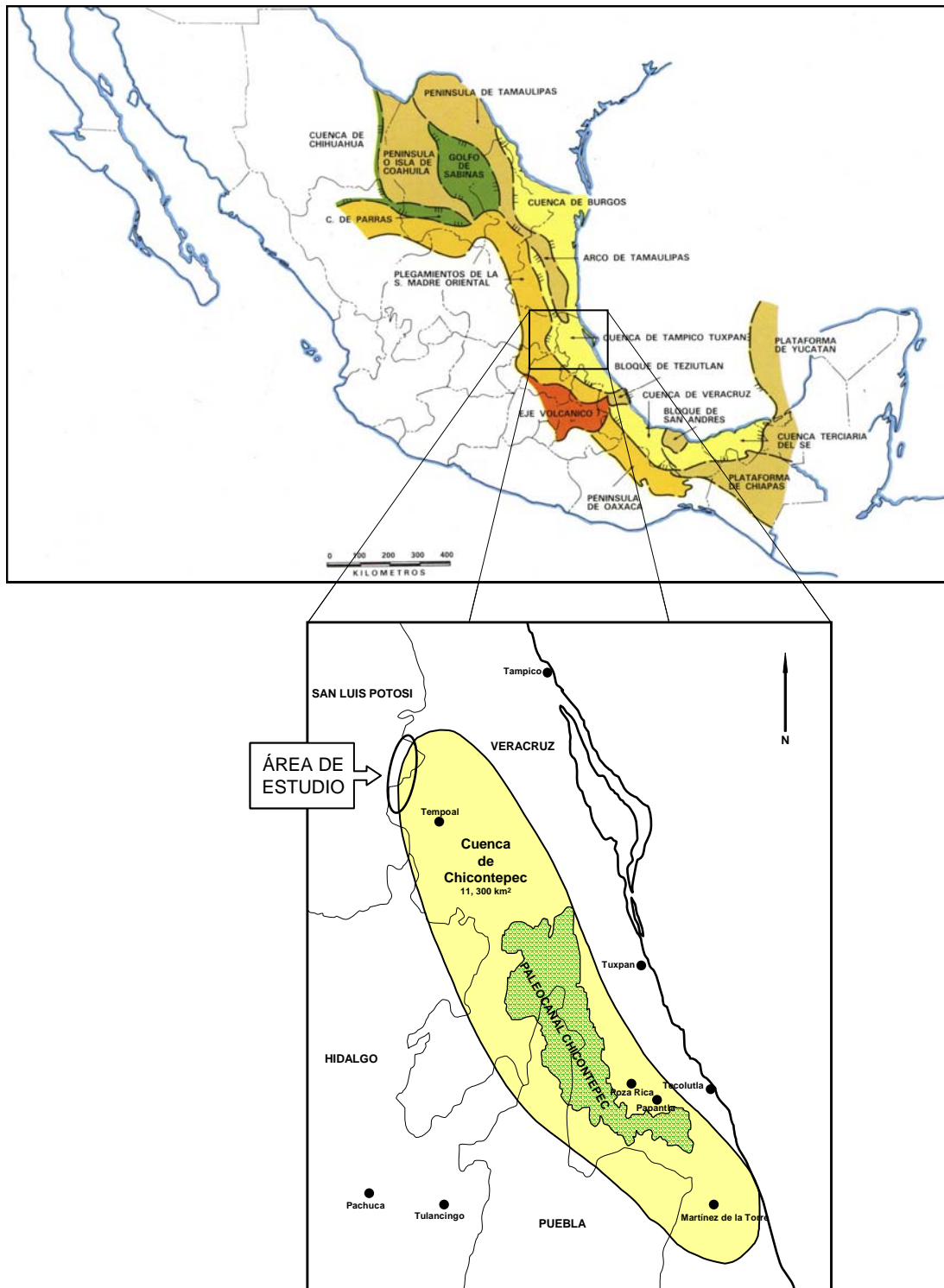


Figura 2.1.1. Principales elementos tectónicos mesozoicos y terciarios que controlan el depósito y deformación de las secuencias sedimentarias mesozoicas y terciarias, y su relación con la Cuenca de Chicontepec (ubicación del área de estudio) (Recopilada y complementada de Bitter, 1993 y Guzmán, 2006).

2.4. PROVINCIAS GEOLÓGICAS

Los fenómenos orogénicos iniciados en el Cretácico tardío y terminados en el Eoceno medio (Orogenia Laramide) dieron a México, en términos generales, su configuración actual, y en donde, al igual que en el Mesozoico, la asimetría tectónica longitudinal de México, producto de un régimen activo en el oeste y pasivo en el este desde el Jurásico, se refleja en las características genéticas y en la distribución de las formaciones sedimentarias del Cenozoico de México, tanto de ambiente marino como mixto o continental.

La Cuenca de Chicontepec queda comprendida dentro de dos provincias geológicas, que son: Llanura Costera del Golfo Norte y Sierra Madre Oriental, cada una de ellas con características litológicas, estructurales y geomorfológicas propias y definidas (Figura 2.4.1.).

La Provincia Llanura Costera del Golfo Norte comprende gran parte del norte del estado de Veracruz, desde el límite con Tamaulipas hasta el sur de Papantla, donde se localizan las elevaciones del Eje Neovolcánico; su límite occidental lo constituye la Sierra Madre Oriental y hacia el oriente el Golfo de México.

Los afloramientos más extensos corresponden a rocas sedimentarias detríticas del Terciario, depositadas en la Cuenca Tampico-Misantla.



Figura 2.4.1. Provincias Geológicas de la República Mexicana (Complementada de Ortega *et al.*, 1992)

En gran parte de la extensión del Estado de Veracruz, durante el Paleoceno-Eoceno, se depositaron las unidades Velasco, Chapopote y Tantoyuca, Pico Clay, Laredo, Yegua y Jackson. Así como también el material terrígeno de la Formación Chicontepec, los sedimentos de ambiente mixto de las formaciones Guayabal y Aragón; asimismo, extensos depósitos de arenisca, limolita, conglomerado y lutita edificaron las formaciones Conglomerado Uzpanapa, Lutita Nanchital y Soyaló.

La Llanura Costera cubre sólo una pequeña porción en el noreste del estado de Hidalgo. Está constituida por rocas sedimentarias clásticas de origen marino, que únicamente en la zona limítrofe con el frente este de la Sierra Madre Oriental presentan una perturbación intensa, reflejo de los esfuerzos que sufrió dicha cordillera al plegarse hacia la planicie costera. Esta provincia se puede considerar como una porción de la plataforma gradual para formar parte del continente. Los sedimentos depositados sobre esta zona indican que al comienzo de su relleno era una cuenca marina profunda (Antefosa o Cuenca de Chicontepec, la cual contiene en su porción suroriental al paleocañón o paleocanal del mismo nombre), que gradualmente se fue llenando con gruesas secuencias de terrígenos.

En esta región los depósitos arcillo-arenosos de la Formación Chicontepec del Paleoceno se manifiestan con una ligera inclinación hacia el oriente. Esto se debe posiblemente a la permanencia de la morfología submarina en un período de sedimentación continua o por un basculamiento de la cuenca hacia el oriente. La secuencia de sedimentos terciarios avanzó gradualmente sobre la pendiente del talud continental, que fue desplazado hacia el oriente a medida que la sedimentación ganó terreno y dejó así sucesivas bandas de afloramientos paralelos a la actual línea de costa.

En la zona mas cercana al frente este de la Sierra Madre Oriental, los sedimentos del Terciario que caracterizan a la Llanura Costera se encuentran deformados (fracturados y plegados) como reflejo de los esfuerzos tectónicos que alteraron la secuencia mesozoica de la Sierra Madre Oriental.

En los extremos norte y sureste del estado de Puebla, las lutitas y areniscas (secuencia tipo flysch), que pertenecen a la Formación Chicontepec, se sitúan entre las partes bajas de la Sierra Madre Oriental y la Planicie Costera del Golfo Norte (Servicio Geológico Mexicano -A-, 2007).

2.5. OBJETIVOS

- Contribuir al conocimiento de las facies turbidíticas, y su ubicación dentro de los complejos sedimentarios en los subambientes de la cuenca terciaria de Chicontepec, centro-oriente de México, mediante la descripción de las facies sedimentarias en afloramientos situados al noroccidente de la provincia geológica terciaria.
- Analizar los parámetros texturales de las muestras, por medio de estudios petrográficos en el laboratorio mediante la distribución de tamaños de la fracción clástica.

- Determinar la composición mineralógica de las muestras de arenisca, mediante estudio semicualitativo petrográfico.

2.6. METODOS DE TRABAJO

Para alcanzar los objetivos antes mencionados, se midió y caracterizó las litofacies en seis afloramientos, donde los criterios básicos para su estudio fueron principalmente estratigráficos, usando la presencia de estructuras sedimentarias primarias internas, estructuras sedimentarias primarias externas y estructuras por deformación intraformacional.

También se realizó el estudio petrográfico de ocho láminas delgadas, representativas de dichos afloramientos, y se cuantificaron las características petrográficas de cada muestra, por medio de conteos estándar de puntos y analizador de imágenes, usando un microscopio petrográfico/mineragráfico, marca Nikon equipado con objetivos 5X, 10X, 20X y 40X, cámara Hitachi CCD modelo KP MIE/K blanco y negro, y el software Enterprise Omnimet (distribuido por Buelher), el cual opera bajo ambiente Windows.

2.7. TRABAJOS GEOLOGICOS PREVIOS

Existe una innumerable lista de publicaciones que abordan los más diversos temas, algunos de ellos desarrollan temas desde el punto de vista geológico-petrolero, en donde se pretenden descifrar problemas regionales de estratigrafía, geología histórica, estructural y tectónica, entre otros. Los trabajos proponen modelos geológicos y petrofísicos de tipo regional en la cuenca, a fin de establecer un esquema de distribución de las zonas productoras de hidrocarburos. Otro tipo de artículos se encuentran enfocados a la investigación y desarrollo de metodologías para la localización de yacimientos en formaciones complejas y de cuantificación del volumen original de hidrocarburos “in situ”, además de la estimación de reservas (e.g. PEP, 2007).

De los trabajos realizados en la Cuenca de Chicontepec sobresale el estudio realizado por Busch y Govela (1978), el cual se enfoca al estudio estratigráfico y estructural de las turbiditas de Chicontepec, esencialmente en la porción sureste de la cuenca de Tampico-Misantla.

Bitter (1993) realiza un estudio de sedimentación y procedencia de las areniscas de Chicontepec, asociándolas al levantamiento de la Sierra Madre Oriental y el Macizo de Teziutlán, en la porción centro-este de México.

En 1997, Mutti y Araujo elaboran un libreto guía sobre un seminario de campo sobre facies turbidíticas del Terciario Temprano en la Cuenca de Chicontepec, en los estados de Hidalgo, San Luis Potosí, Puebla y Veracruz, como parte de las investigaciones realizadas por el Instituto Mexicano del Petróleo.

En 1998, la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros (Delegación México), realiza una excursión geológica a Xicotepec de Juárez-La Ceiba en el estado de Puebla, en donde se discuten las facies sedimentarias de la Formación Chicontepec (AMGP, 1998).

Cheatwood y Guzmán (2002), por su parte, realizan una comparación de las propiedades de reservorio del campo Spraberry en el oeste de Texas y el campo Chicontepec en México. Aguayo y colaboradores (2006) presentan un resumen de la Geología Regional de la Cuenca de Chicontepec del centro-oriente de México, como antecedente para el estudio de su porción noroccidental en afloramiento, dentro del III Simposio: La Investigación y Desarrollo en la Facultad de Ingeniería, UNAM.

Cabe mencionar que la mayoría de la información se encuentra en los trabajos realizados en los laboratorios de Pemex Exploración Producción (PEP) y el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) como informes inéditos, resultando difícil acceder a ellos.

2.8. MODELO SEDIMENTARIO

En las últimas dos décadas los sistemas terrígenos de aguas profundas han sido extensamente investigados mediante imágenes acústicas en abanicos modernos y penetración profunda de perfiles sísmicos en sistemas sepultados, principalmente en cuencas localizadas en márgenes divergentes y cuencas cratónicas. Si bien dichas investigaciones han provisto de información importante, también han surgido una serie de problemáticas, las cuales han sido discutidas en publicaciones de Mutti y Normark (1987, 1991) y Normark (1990). El principal problema es que muchos de los conocimientos adquiridos sobre abanicos modernos y sistemas de areniscas sepultados de aguas profundas en márgenes continentales divergentes difieren conceptualmente de aquellos estudios sobre areniscas turbidíticas de sistemas de depósito antiguos (Mutti and Ricci Luchi, 1992).

Los términos del problema pueden ser estudiados de forma muy simple. Abanicos modernos, particularmente grandes abanicos localizados en márgenes divergentes semejantes a los abanicos del Amazonas, Indus y Mississippi, son esencialmente desarrollados en complejos turbidíticos con predominio de canales lodosos-zonas de leveé; sistemas de areniscas sepultados de aguas profundas en márgenes continentales divergentes y algunas cuencas cratónicas son representadas en gran parte por depósitos de corrientes de contorno (contouritas) o turbiditas las cuales pueden ser sustancialmente dominadas por las mismas corrientes (sistemas mezclados), y antiguos sistemas de areniscas de aguas profundas expuestos en cinturones plegados o en otros tipos de marcos tectónicos activos los cuales pueden ser enteramente depositados por corrientes turbidíticas y flujos de gravedad relacionados (sistemas turbidíticos s. s.). Desafortunadamente, la tendencia actual es a describir, interpretar y aún más, comparar los tres diferentes tipos básicos de sistemas de depósitos turbidíticos entre sí: (1) abanicos modernos, (2) sistemas turbidíticos sepultados y profundizados y (3) aquellos aflorantes en sistemas tectónicos plegados y cabalgados, usando para los tres sistemas el mismo “modelo de abanico” durante su interpretación (e. g., Shanmugam y Moiola, 1988). Ahora es claro que cuando se intenta combinar y relacionar dentro de una estructura puramente sedimentológica, la morfología de algunos abanicos modernos con facies y asociaciones de facies observadas en cuencas

antiguas turbidíticas en cinturones plegados y cabalgados, frecuentemente ocurren sobresimplificaciones erróneas durante la interpretación de los tres sistemas turbidíticos (Normark, 1970; Mutti y Ricci Lucchi, 1972; Walker y Mutti, 1973; Walter, 1978). Además, Mutti y Normark (1987) han señalado lo difícil y erróneo que resulta el comparar los sistemas modernos de abanicos submarinos con los sistemas turbidíticos antiguos.

El uso del “modelo de abanico” como un sistema predictivo general del estudio de ambientes de depósito en sistemas arenosos modernos y antiguos depositados en aguas profundas, no considera los factores tectónicos como son cuenca divergente, convergente y marcos geodinámicos de colisión, así como los aspectos de transporte de masas, flujos de gravedad y corrientes profundas del fondo marino, y las fluctuaciones del nivel del mar. Tampoco considera la interacción compleja entre tectónica, eustatismo y sedimentación a través del tiempo geológico (Mutti, 1992).

Las estratigrafía de secuencias recientemente ha añadido un nuevo modelo general para sistemas siliciclásticos de aguas profundas, el cual está basado en las variaciones del nivel del mar, considerados como ciclos eustáticos de 3^{er} orden y restringidos al tiempo de esos sistemas o períodos relativos de descenso del nivel del mar (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991). Este modelo eustático sobre la expresión sísmica y registros eléctricos característicos de cuerpos de arenas de aguas profundas es a gran escala, y por lo tanto se descuida el detalle de las facies, así como los procesos asociados a las mismas (Mutti and Ricci Luchi, 1972).

Comparado con los ambientes someros de depósito, los marinos profundos son menos conocidos debido a que son inaccesibles a la observación directa, de aquí que los datos para la construcción de modelos se deriven del muestreo superficial de depósitos antiguos y estudios de sísmica marina de alta resolución.

Si bien existe un gran número de modelos para abanicos submarinos modernos, entre los que destacan el de Mutti (1977), Ricci Lucchi (1975), Normark (1978) y Walker (1978) (Figura 2.8.1), el cual por ejemplo establece que las rocas clásticas de aguas profundas pueden subdividirse en cinco asociaciones de facies principales: turbiditas clásicas, areniscas gravosas, areniscas masivas, conglomerados redepositados y lodos gravosos, flujos de escombros y depósitos por deslizamiento; además de que contempla la posibilidad que las facies de abanico medio e inferior sean atravesadas por la incisión de canales principales de lóbulo abandonado que, en un momento dado, pueden reactivarse, prolongando su recorrido y constituyendo un nuevo lóbulo en una posición más externa que el anterior.

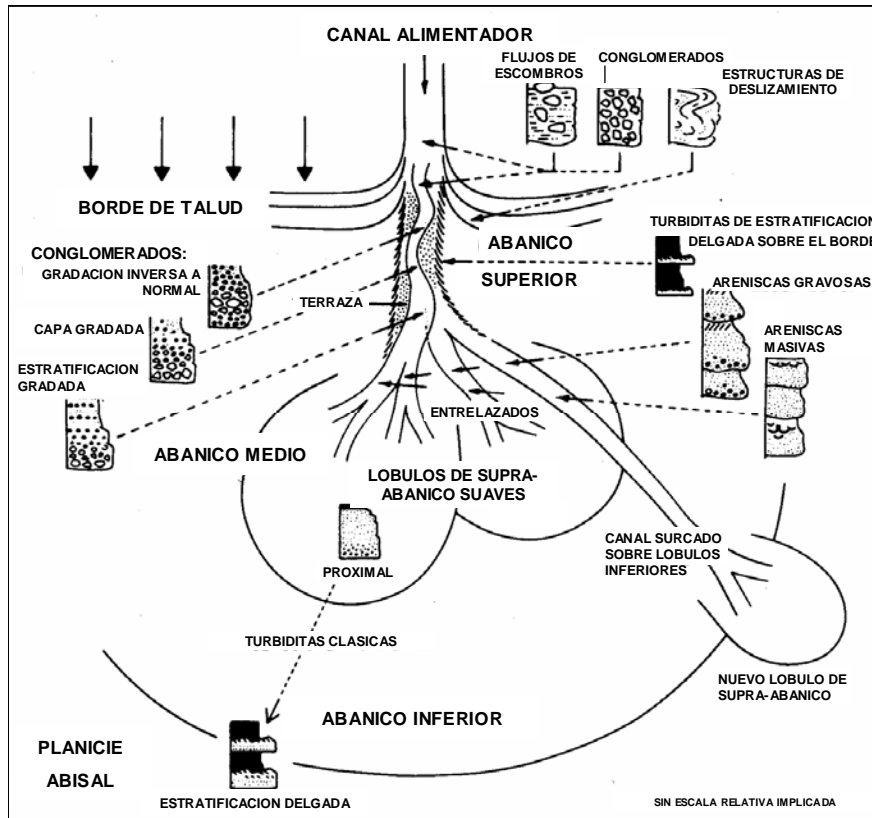


Figura 2.8.1. Modelo deposicional de un abanico submarino no confinado rico en arenas, rasgos morfológicos relacionados, medio ambiente deposicional y facies resultantes (Walker, 1978).

El modelo considerado para este trabajo corresponde al de abanicos submarinos antiguos, propuesto por Mutti y Ricci Lucchi (1972) que corresponde a una distribución espacio-temporal de facies y a unos ambientes caracterizados por depósitos de abanico interno, abanico medio y abanico externo (Figura 2.8.2.), los cuales son alimentados por fuentes puntuales (canales alimentadores de cañones submarinos), y cuyos flujos de densidad son transportados masivamente como derrumbes, deslizamientos, flujos de escombros y corrientes turbidíticas, depositados al pie del talud de las cuencas marinas profundas.

El abanico interno es alimentado por cañones submarinos en los que se derivan canales que sirven como conducto para los sedimentos. Los sedimentos más gruesos se acumulan en la zona del sistema de canales en el abanico interno, los cuales en ocasiones se desbordan lateralmente a través de los flancos de canales y terrazas, depositando sedimentos finos en unidades delgadas gradadas. Esas capas delgadas comúnmente presentan en sus bases estructuras de flama y secuencias Bouma parciales, consistiendo de laminación paralela cubierta por estratificación convoluta o múltiples sectores de laminación cruzada en rizaduras. En la zona en donde se forman muchos canales dentro del canal mayor, los depósitos de grano fino aumentan su espesor hacia las depresiones y zonas de intercanales.

El abanico medio es un sistema rico en areniscas y está caracterizado por formar lóbulos de supra-abanico, con superficies pulidas convexas. Cada lóbulo es abastecido por canales

distributarios, bifurcados o trenzados que acumulan areniscas masivas o guijarrosas mostrando estratificación lenticular y estructuras someras de arrastre. Los sedimentos interlobulares están parcial o completamente retrabajados a medida que los canales migran. Los sedimentos gradados más finos son depositados en las partes superiores de algunos canales y sobre superficies planas a medida que los canales desaparecen pendiente abajo. La migración de canales puede desarrollar secuencias múltiples de sedimentos finos en la cima, donde el lóbulo distal del supra-abanico consiste de una secuencia única de sedimentos gruesos hacia la cima, en donde las partes superiores son cubiertas por capas de lodo.

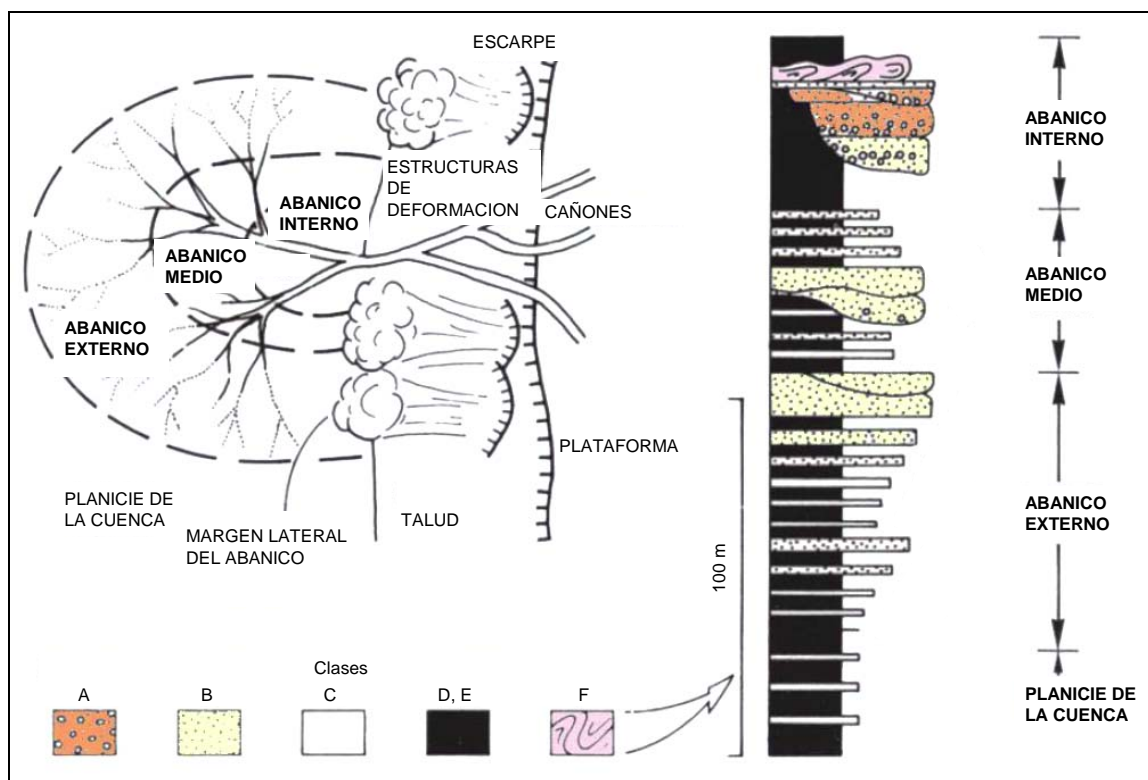


Figura 2.8.2. Modelo para abanico submarino antiguo que muestra el desarrollo y la mecánica de los depósitos turbidíticos en las zonas de la plataforma continental, el talud continental y la cuenca (Mutti-Ricci Lucchi , 1972).

El abanico externo tiene una superficie de ligera pendiente y recibe incrementos de depósitos de sedimentos suspendidos puntualizados por pulsos de turbiditas de grano fino. Los mantos gradados resultantes son delgados, lateralmente persistentes, y monótonamente superimpuestos, comúnmente a través de espesores estratigráficos considerables.

2.9. FACIES DE SECUENCIAS TURBIDITICAS

La clasificación de litofacies propuesta por Mutti y Ricci Lucchi (1972), Ricci Lucchi (1975) y Mutti (1979, 1992) divide los depósitos terrígenos en siete facies (utilizando una terminología alfabética de la A a la G), abarcando la relación con el medio de depósito

dentro de un abanico submarino. Con estas litofacies se pueden establecer ciertas características como la geometría del depósito, estructuras internas de los estratos, relación lateral y vertical dentro del medio ambiente de depósito, mecanismos de transporte y de depósito en el marco de los flujos por gravedad.

Las principales características de las facies A-G del modelo propuesto por Mutti y Ricci Lucchi (1972), y las cuales con empleadas en la caracterización de los afloramientos estudiados en este trabajo, son (Figura 2.9.1.):

FACIES A

Los estratos de facies A incluyen conglomerados formados por cantos rodados y arenas de grano grueso y medio. Los espesores varían de 1 a 10 m., y se encuentran amalgamados, tienen diferentes tipos de límites como superficies de erosión, bases de canales, interdigitación con estratos de grano fino. La mayoría de los afloramientos correspondientes a esta facies se presentan como una sucesión de estratos, identificándose únicamente por las unidades de flujos individuales, variaciones en el tamaño de grano, orientación o imbricación de los detritos, capas intraformacionales de lodo y clastos, así como la organización interna de los estratos que puede ser gradada, no gradada o inversa. La facies A está comúnmente asociada con facies B y E, los estratos de facies A principalmente resultan de flujos detríticos de tracción (desorganización interna) o de flujos de granos (organización interna) (Mutti y Ricci Lucchi, 1972; Middleton y Hampton, 1973) (Figura 2.9.1.).

FACIES B

La facies B se compone de secuencias masivas de areniscas de grano grueso a medio, presenta rasgos de canales y erosión producidos por el flujo de corrientes, tiene una continuidad lateral mayor y más marcada que en la facies A. Un típico estrato incluye granos o clastos a lo largo de la superficie basal de erosión, a continuación se presenta laminación paralela y estructuras cóncavas, estas evidencias posdeposicionales señalan la expulsión de fluidos. La facies B ocurre dentro de un ambiente de canal, particularmente en el abanico medio o interno, por lo cual la facies B refleja procesos hidráulicos presentes en el flujo de granos, cuando esta se encuentra en transición con facies C, la interpretación que conlleva es la de una corriente de fluxoturbidez (Mutti y Ricci Lucchi, 1972; Carter, 1975; Middleton y Hampton, 1976; Howell y Normark, 1982) (Figura 2.9.1.).

FACIES C

Comprende areniscas de grano grueso a fino, interestratificadas con estratos delgados de lutita. Los estratos de arenisca son las clásicas turbiditas de Bouma. En el caso de las cinco subdivisiones de una turbidita ideal, no siempre se encuentra completamente desarrollada. Los estratos de arenisca generalmente son de 0.25 a 2.5 m. de espesor, el espesor se mantiene uniforme a grandes distancias laterales, suelen tener gradación normal a la base,

marcas de base bien desarrolladas, así como clastos de lodo-“*rip-up clast*”. La facies C se asocia a secuencias de la parte superior de un relleno de canal y con algunos ambientes no canalizados del abanico medio, externo e incluso de la planicie de cuenca. Este tipo de facies son las primeras en depositarse debido a una corriente de turbidez (Kuenen y Migliorini, 1950; Middleton, 1967; Mutti y Ricci Lucchi, 1972) (Figura 2.9.1.).

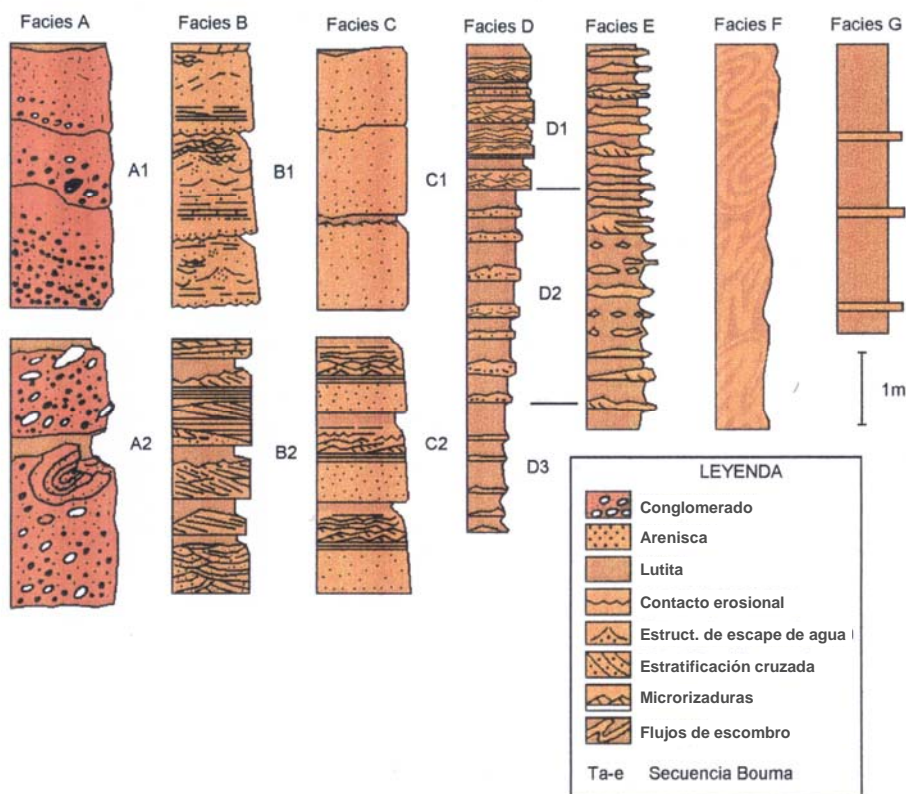


Figura 2.9.1. Clasificación de facies turbidíticas propuesta por Mutti (1979).

FACIES D

La facies D consiste de interestratificaciones delgadas de areniscas y lutitas con gran continuidad lateral, su espesor varía de 0.05 a 0.25 m., cada estrato de arenisca se encuentra típicamente gradado presentando en la parte superior el intervalo de la secuencia de Bouma Tcde o Tce. Se presenta en forma transicional con estratos delgados de las facies C, se le conoce como turbidita distal. Las areniscas de la facies D representan el depósito de flujos turbidíticos de baja densidad, frecuentemente el intervalo Te de las turbiditas suele ser de grano aún más fino y más delgado que los intervalos Tc o Td que la subyacen en el mismo estrato (Mutti y Ricci Lucchi, 1972) (Figura 2.9.1.).

FACIES E

La facies E consiste de alternancias delgadas de areniscas y lutitas con una variedad interna de laminaciones paralelas, rizaduras escalonadas-*climbing ripples*- y estratificación flaser, difiere de la facies D por su espesor delgado menor a 0.30 m., la relación de areniscas a lutita es 1:1 o mayor, de grano grueso y clasificación muy pobre, carecen de continuidad lateral presentándose lentes, planos ondulados y con tendencias al acuñamiento, presentan característicos clastos de lodo-“*rip-up clast*” y gradación basal, el intervalo Tce es común. La facies E está asociada con ambiente de canal. Las facies B y E se asocian dentro de un abanico interno y medio, además la facies E se asocia con las facies D, G y F al formar parte de los depósitos de terraplén (“levee”) y crecimiento de sobrecanos (“overbanks”). El proceso que forma la facies E es principalmente por flujo de tracción y de gravedad de concentración alta, asociado a los márgenes del canal (Mutti y Ricci Lucchi, 1972) (Figura 2.9.1.).

FACIES F

La facies F comprende los depósitos desplazados por movimientos sindeposicionales o posdeposicionales, tales como asentamientos, deslizamientos, rompimientos de talud; debido a su límite pequeño presente entre los sedimentos acumulados y el margen de talud. En el caso de llevarse a cabo un rompimiento en el talud, la acción de la gravedad actuará formando los primeros flujos de sedimentos por gravedad, seguidos por los procesos de resedimentación y depósito de las facies antes descritas. Mutti y Ricci Lucchi (1972) emplean el término de caóticos para estos depósitos, y los describen con una deformación parcial, agrupando bajo esta facies a los asentamientos en terraplenes (“levees”), deslizamientos, flujos de lodo, flujos de arenas, paraconglomerados, olistostromas, olistolitos, brechas de talud, estratos desordenados “slurried”. La facies F formada por asentamiento y deslizamiento por gravedad es típicamente encontrada cerca del talud inferior o a lo largo de los márgenes del canal del abanico interno y medio (Mutti y Ricci Lucchi, 1972) (Figura 2.9.1.).

FACIES G

Los depósitos de la facies G comprenden detritos pelágicos y hemipelágicos compuestos por minerales arcillosos, además puede incluir proporciones variables de limolita, arena fina, micas, restos de plantas, carbonatos, fosfatos y conchas. Es común encontrar alternancias de turbiditas siliciclásticas y turbiditas carbonatadas (lodos micríticos de nanofósiles). La facies G es generalmente delgada y paralela, se desarrolla principalmente en el talud y ambiente de intercanales y en menor proporción como relleno de canales abandonados, puede encontrarse de manera alternante con facies D y E. Los mecanismos de dispersión para esta facies de grano fino pueden involucrar una combinación de ambiente pelágico asociado con depósito de contouritas (Mutti y Ricci Lucchi, 1972) (Figura 2.9.1.).

3. MARCO GEOLOGICO

3.1. GEOLOGÍA HISTÓRICA Y ESTRATIGRAFÍA

La cuenca de Chicontepec en el Terciario se encontraba limitada al norte por el Arco o Archipiélago de Tamaulipas y la Sierra de San Carlos, al oeste por la Sierra Madre Oriental, al oriente por la Plataforma de Tuxpan (Faja de Oro), que para ese tiempo era un alto topográfico, y al sur por el Macizo de Teziutlán. El Macizo de Teziutlán es un alto orientado este-oeste que separa a la Cuenca Tampico-Misantla de la Cuenca de Veracruz.

La Formación Chicontepec, del Paleoceno a Eoceno Inferior, ha sido tradicionalmente descrita como una secuencia “flysch”, de mas de 2,000 metros de espesor, constituida principalmente por lutitas interestratificadas, con capas delgadas calcáreas y cuerpos de areniscas de grano fino a grueso que gradúan hacia la porción superior a lutitas limosas (Bitter, 1993); la cual se encuentra aflorando en la porción occidental y sureste en la parte marginal de la Cuenca Tampico-Misantla, localizada principalmente en la parte norte del Estado de Veracruz, pero también se extiende en el extremo sur del Estado de Tamaulipas y las porciones más orientales de los de San Luis Potosí, Hidalgo y norte de Puebla.

El carácter de cuenca de esta región obedece a la subsidencia basamental del área ocupada por el Archipiélago de Tamaulipas, provocada en gran parte por los esfuerzos que plegaron y fallaron la Sierra Madre Oriental a principios del Terciario.

La cuenca de Chicontepec es una cuenca de antepaís (foreland) rellena de sedimentos terrígenos turbidíticos depositados en un ambiente marino profundo, formando lóbulos y abanicos submarinos de edad Paleoceno-Eoceno Inferior.

Los sedimentos arenosos de la Formación Chicontepec proceden de las montañas occidentales y fueron depositados dentro de una serie de abanicos submarinos. Los depósitos de abanico del Paleoceno Inferior fueron erosionados en la mayor parte de la cuenca durante el Eoceno Temprano. Una gran discordancia regional en el límite del Eoceno Inferior corresponde a lo que se conoce como el Paleocanal de Chicontepec. Las arenas que contienen petróleo en el Campo Chicontepec están presentes debajo de esta discordancia en la porción norte y central de la cuenca, pero están sobre la discordancia en la parte suroriental (Cheatwood y Guzmán, 2002).

El paleocanal de Chicontepec tiene una longitud de 123 Km. y una anchura que varía de 12 a 23 Km., bordeando la porción sur y oriental del atolón de la Faja de Oro, donde la erosión producida por corrientes submarinas que cortaron los sedimentos del Paleoceno, Cretácico y Jurásico Superior, generó un sistema de canales que fueron rellenos con alternancias de sedimentos arcillosos y arenosos turbidíticos, cubriendo una extensión aproximada de 3,300 km², formando un sistema complejo de trampas estratigráficas, y por su contenido fosilífero bentónico indica ambientes de depósito nerítico externo a batial (>200 m) (Arellano y Yussim, 2004) (Figura 3.1.1.).

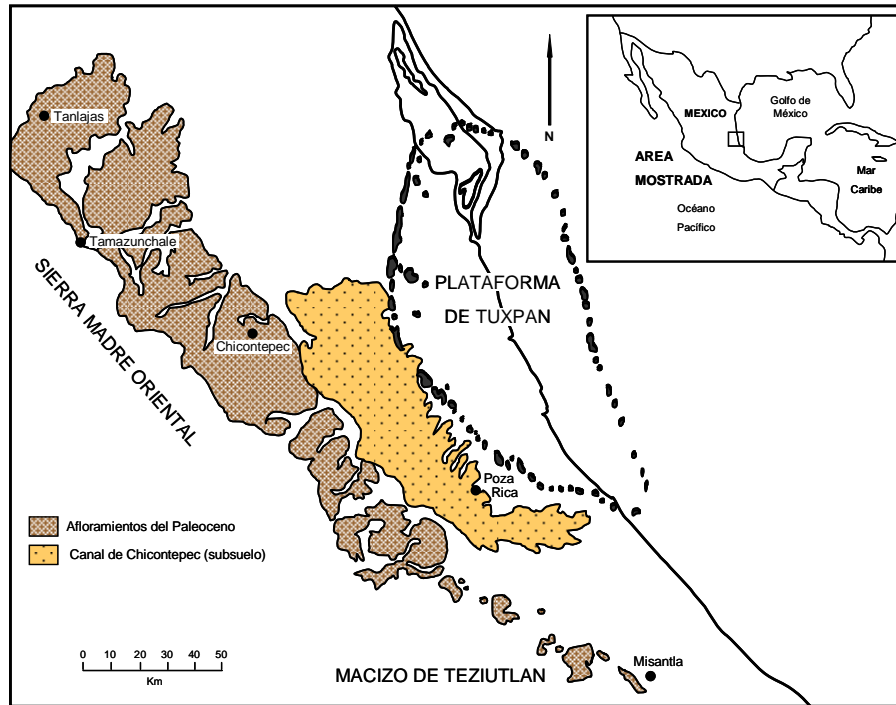


Figura 3.1.1. Mapa que muestra los afloramientos del Paleoceno (Chicontepec/Velasco) (Modificada de Bitter, 1993).

Tectónicamente, la secuencia sedimentaria fue deformada durante la orogenia laramídica a finales del Cretácico al poniente y principios del Cenozoico, en el Paleoceno al oriente (Cuenca de Chicontepec). En la Cuenca de Chicontepec, la generación de la discordancia progresiva fue controlada al oriente por rocas carbonatadas muy competentes de la Plataforma de Tuxpan y hacia el poniente por el frente de la Sierra Madre Oriental. Las unidades calcáreas y calcáreo-arcillosas mesozoicas están erosionadas en varios niveles (discordancia progresiva) y son cubiertas por rocas siliciclásticas de diferente espesor de la Formación Chicontepec (areniscas y lutitas) (Arellano y Yussim, 2004).

La componente compresiva de esta fase provino desde el SW, afectando desde el Turoniano Medio (91 m. a.) hasta el Paleoceno (55 m. a.) a todo el paquete sedimentario depositado en este tiempo (Hernández-Jáuregui, 1997). El estilo de deformación está controlado tanto por el contraste litológico de las unidades, como por su espesor, expresándose como grandes rampas en el oriente del borde del banco calcáreo de El Doctor y en el frente de la Sierra Madre Oriental (Arellano y Yussim, 2004).

Esta actividad orogénica es atribuida al desarrollo del margen convergente entre las placas de Farallón y Norteamericana, donde la máxima deformación ocurrió con el cambio de la convergencia de oblicua a frontal de la primera placa (Coney, 1978).

El espesor estratigráfico de la Formación Chicontepec en el paleocañón es muy variable, dependiendo de la ubicación del área considerada, ya que en la porción norte el espesor es

del orden de 100 m únicamente, en tanto que en su extremo occidental se han llegado a definir espesores de 700 y hasta 2000 m (Figura 3.1.2.).

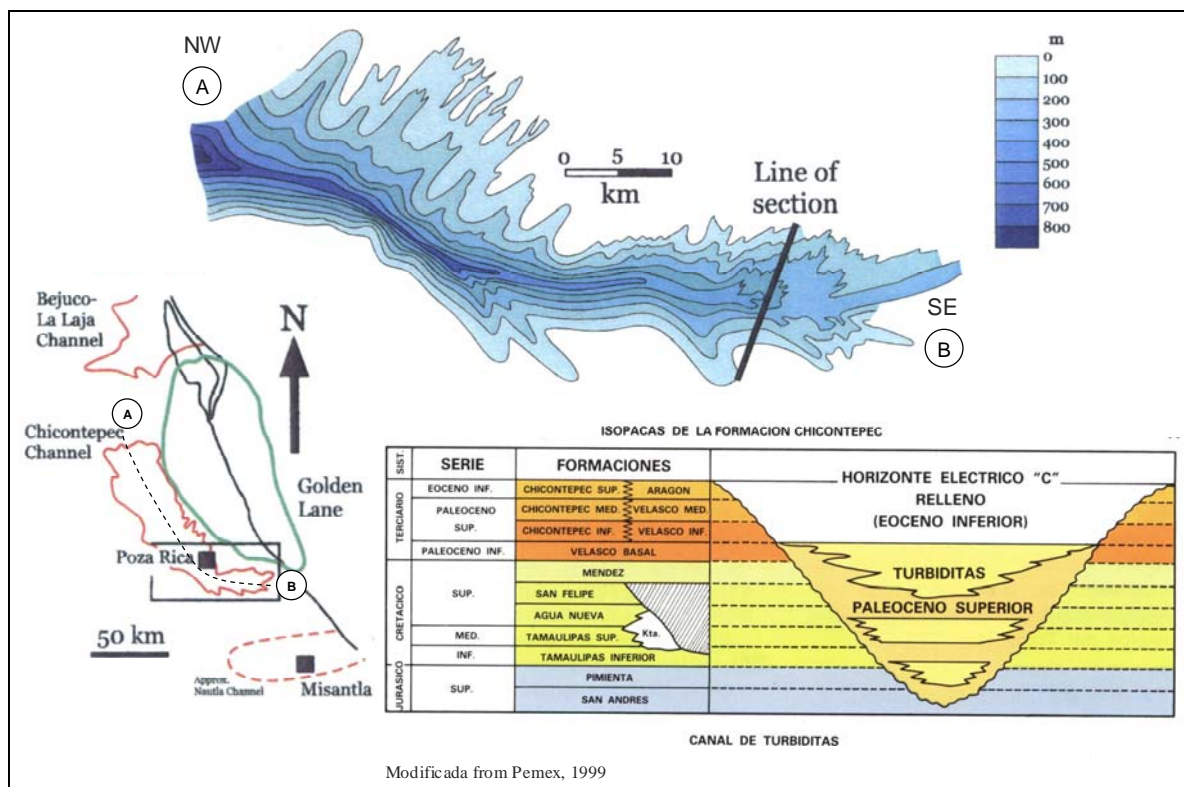


Figura 3.1.2. Mapa de isopacas y sección de parte del área del Cañón de Chicontepec, este-centro de México, modificado de Busch y Govela (1978), en donde se muestran los depósitos de corte y relleno del cañón (Eoceno temprano) (Rosenfeld y Pindell, 2003).

El basamento de la sección sedimentaria mesozoica y terciaria, esta constituido por rocas ígneas y metamórficas de edad Paleozoico Tardío, en las márgenes de la cuenca y, en el núcleo de los anticlinorios de la Sierra Madre Oriental, se han observado rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico y sedimentos correspondientes al Silúrico, Devónico, Pensilvánico y Pérmico. La sección paleozoica en ocasiones sobrepasa a los 4,000 m. de espesor y está fuertemente deformada y afectada por fallamiento inverso e intrusiones ígneas que son el resultado de la orogenia Apalachiana-Ouachita-Marathon (Marmissolle y Deguerre, 1984).

Para el Liásico, una invasión marina que provino del Océano Pacífico dio lugar a la Cuenca de Huayacocotla, la cual se encuentra en la porción central y suroeste del área en estudio, depositándose la formación del mismo nombre y está constituida por lutitas y areniscas. Al finalizar el Jurásico temprano, la cuenca de Huayacocotla sufrió plegamiento y emersión, quedando toda el área expuesta durante el Jurásico Medio, propiciando el depósito de rocas continentales correspondientes a la Formación Cahuassas (Marmissolle y Deguerre, 1984).

En el Calloviano-Oxfordiano tuvo lugar una gran transgresión marina, la cual fue invadiendo gradualmente a la actual planicie costera, desarrollándose un sistema de archipiélagos en cuyas márgenes durante el Kimmeridgiano, se depositaron rocas de alta energía (oolitas y calcarenitas de la Formación San Andrés). En las depresiones situadas entre las áreas positivas, se depositaron calizas arcillosas y lutitas negras correspondientes a la Formación Tamán.

Durante el Tithoniano, toda la región fue cubierta por el mar y se depositó la Formación Pimienta, constituida por lutitas y carbonatos arcillosos con pedernal; sobre algunas áreas, que en el Oxfordiano-Kimmeridgiano funcionaron como islas, se depositó en ambientes de alta energía, la Formación La Casita, constituida por areniscas y escasas lutitas oscuras. Al iniciarse el Cretácico continúa la transgresión marina, predominando un clima adecuado para el crecimiento de núcleos arrecifales sobre las márgenes de las plataformas, los cuales dan lugar al desarrollo del Atolón de la Faja de Oro y a otro complejo arrecifal que bordea a la Plataforma de Valles; en las porciones con aguas más profundas, se depositaron calizas con pedernal, correspondientes a la Formación Tamaulipas Inferior.

Para el Cretácico Medio, los ambientes de depósito continuaron semejantes a los del Cretácico Temprano, observándose en el frente de los atolones, el depósito de un mayor volumen de calizas clásticas de talud, que posiblemente fueron dolomitizadas y dieron origen a la Formación Tamabra.

Hacia el Cretácico Tardío hubo un cambio brusco en los ambientes de depósito, provocado por el incremento de material terrígeno, el cual dio origen a formaciones calcáreo-arcillosas como son las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Al cierre del Cretácico, se inició la fase orogénica laramídica que dio lugar al levantamiento de la Sierra Madre Oriental.

En la Cuenca Mesozoica de Tampico-Tuxpan, durante el Paleoceno se originó la de Chicontepec denominada también anfosa de Chicontepec, por los levantamientos de la Sierra Madre Oriental; en ella se depositó un gran volumen de sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidítico, correspondiente a las formaciones Chicontepec Inferior y Chicontepec Medio.

Simultáneamente, en la porción noroeste de la citada región, se desarrolló la subcuenca de Magiscatzin que fue rellenada por sedimentos arcillo-arenosos y arcillosos de la Formación Velasco. Durante el Eoceno Temprano se mantuvo una continuidad en las condiciones de depósito, representándose éstas por una facies arenosa de tipo "Flysh" (Chicontepec Superior) y una arcillosa (Velasco Superior). Al poniente del área ocupada por el Atolón de la Faja de Oro, se desarrolló el Paleocanal de Chicontepec que fue rellenado por sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidítico.

El Eoceno Superior presenta dos facies, una arcillosa de aguas profundas que constituye a la Formación Chapopote y otra arenosa conglomerática de origen deltaico, conocida como Formación Tantoyuca.

Durante el Oligoceno y el Mioceno el área fue sometida a constantes transgresiones y regresiones, propiciando el depósito de sedimentos areno-arcillosos y en ocasiones, conglomeráticos como las formaciones Palma Real Inferior, Palma Real Superior y Tuxpan; al finalizar este sistema, se presentó una regresión que tiene como límite la actual línea de costa del Golfo de México (Marmissolle y Deguerre, 1984).

FORMACION CHICONTEPEC

La Formación Chicontepec fue estudiada por primera vez por Cummins a principios del siglo XX denominándola capas Chicontepec, sin embargo, fue Dumble (1918) quien adoptó formalmente este nombre (López-Ramos, 1979). Adkins (1925) propone tres divisiones (areniscas Chicontepec, lutitas Chalma y las facies Tanlajás) (en Contreras y Gío, 1985), pero este criterio solo fue utilizado localmente por lo que no tuvo validez y se continuó utilizando como Formación Chicontepec (Nájera, 1952). Nuttal (1931) la dividió con bases micropaleontológicas en tres unidades; la superior, media e inferior, criterio que prevalece hoy en día (López-Ramos, 1979) (SGM*, 2007).

López-Ramos (1979) considera a esta unidad como grupo Chicontepec y acepta la división en tres formaciones; Formación Chicontepec inferior, Formación Chicontepec medio y Formación Chicontepec superior. Cantú-Chapa (1985) dividió esta unidad en cuatro miembros informales; el miembro Chicontepec basal del Paleoceno inferior, el Chicontepec inferior del Paleoceno medio-superior, el Chicontepec medio del Paleoceno superior al Eoceno inferior, y el Chicontepec superior del Eoceno inferior (Bitter, 1993) (SGM*, 2007).

López-Ramos (1979) menciona que la localidad tipo se localiza en afloramientos que corresponden al Chicontepec superior, los cuales están expuestos en la cresta de un anticlinal a 2.5 Km. al oriente de Chicontepec, Veracruz (SGM*, 2007).

Dumble (1918) menciona que la Formación Chicontepec esta constituida de arenisca café amarillenta, presenta inclusiones y segregaciones en arenisca muy dura de color gris acero, los clastos parecen tener algo de material carbonoso y lignítico; la arenisca de la base está intercalada con arcilla amarilla y la arenisca se vuelve más delgada y las bandas de arcilla se vuelven más gruesas en la parte más alta. Muir (1936) menciona que en su localidad tipo esta unidad esta constituida de lutita negra alternando con arenisca de grano fino que intemperizan en café, en estratos de pocos centímetros a 90 o 120 cm. de espesor (SGM*, 2007).

Nájera (1952) diferencia litológicamente a la Chicontepec inferior en dos unidades, la primera de ellas (en la base) constituida por lutita de color verde, con intercalaciones frecuentes de lutita café-rojiza, que varía de poco calcárea a calcárea, de grano muy fino, subredondeados, con cementante calcáreo. La cima de la Chicontepec inferior se caracteriza por la presencia de lutita de color gris-verde, con intercalaciones de arenisca de color gris ligeramente verdosa, con granos de tamaño fino, subredondeados y cementados con material calcáreo, también se observa la presencia de bentonita, pero en menor cantidad que en la cima; para la Chicontepec medio, menciona que esta caracterizada por lutita de color gris-verde y raramente de color café con intercalaciones frecuentes de arenisca de

color gris, de grano fino, principalmente de cuarzo, subredondeado a subangular con cementante calcáreo, la bentonita es poco frecuente, y se presenta en color blanquizco; el Chicontepec superior esta representado por lutita ligeramente arenosa de color gris-verde con intercalaciones delgadas de arenisca con granos cuarcíferos, de subredondeados a subangulosos de tamaño fino a medio, con cementante calcáreo y raramente poco arcilloso; generalmente no se presenta bentonita (SGM*, 2007).

López-Ramos (1979) menciona que la parte inferior (Chicontepec inferior) esta constituida por una alternancia de arenisca calcáreas, lutitas y margas, las capas de arenisca calcárea son de grano fino, de color gris oscuro de 50 a 60 cm. de espesor, que alternan con capas de lutita calcárea de 20 a 25 cm. de espesor; en algunas localidades se encuentran entre los estratos basales capas lenticulares de conglomerado de 2 a 3 m. de potencia, formados por guijarros de caliza y pedernal de 2 a 3 cm. de diámetro, hacia la cima las capas de arenisca se adelgazan hasta tener el mismo espesor que la lutita; el Chicontepec medio esta constituido por una alternancia de arenisca y lutita, donde la arenisca se presenta en color gris, de grano medio, compactas en capas de 20 cm. a 1 m. de espesor, ocasionalmente con material carbonoso (restos de plantas), mientras que la lutita es de color gris o gris azul, estratificada en capas delgadas; esta unidad varía entre 40 y 200 m. de espesor; finalmente, agrega que la Chicontepec superior consta de capas de grano fino a medio de color gris y gris oscuro de 5 a 10 cm. de espesor con impresiones de gusanos marinos, huellas de oleaje y restos de plantas, alternando con esta arenisca, capas delgadas de marga arenosa de color gris y de lutitas de color gris azul (SGM*, 2007).

El espesor de la Formación Chicontepec se incrementa de sur a norte en el subsuelo; en Poza Rica tienen un promedio de 370 m., 796 m. en Furbero y 935 m. en Palmasola; registrando como espesor máximo 3300 m. (Nájera, 1952). En el área de Tamazunchale tiene un espesor de 400 m. (Bondelos, 1956). López-Ramos (1979) menciona que el espesor de esta unidad es variable tanto en la Cuenca de Tampico-Misantla como en otras partes del sur de México (Veracruz, Tabasco y Chiapas), reporta 1500 m. entre Tancanhuitz y Chicontepec; asimismo, menciona que se va adelgazando gradualmente hacia el sureste de manera que en San Marcos, Puebla y Entabladero, Veracruz su espesor medio es de 900 m. y cerca de Misantla, Veracruz tiene solo de 220 a 250 m.; además agregó que la mayor parte de estos espesores corresponden a la Chicontepec inferior (SGM*, 2007).

La Formación Chicontepec aflora al este de la Sierra Madre Oriental, en una franja de 18 a 40 Km. de ancho que se extiende desde Tancanhuitz, San Luis Potosí hacia el sureste, ocupando la totalidad del área del Río Platón Calabozo y parte del área del Río Cazones; asimismo, se reconoce en Coyutla y Sabaneta, Veracruz; en la Hacienda Acmuxni, y aproximadamente a dos kilómetros de la margen noroeste del Río Tecotepec (Nájera, 1952). López-Ramos (1979) menciona que esta unidad esta expuesta en la parte occidental de la mitad sur de la cuenca de Tampico-Misantla, desde Tancanhuitz, San Luis Potosí hacia el sureste hasta cerca de Teziutlán, Puebla formando una faja de unos 260 Km. de longitud por 30 Km. de anchura, paralela a los pliegues de la Sierra Madre Oriental; en el subsuelo se le ha identificado al poniente de la Faja de Oro, en el extremo sur de ésta y en el distrito de Poza Rica; en el sureste de México se le conoce en la parte sur de la cuenca de Macuspana, Tabasco y en el extremo norte del estado de Chiapas, de Pichucalco hacia el oriente (SGM*, 2007).

La Formación Chicontepec descansa algunas veces en forma discordante sobre la Formación Méndez del Cretácico Tardío y están cubiertas a su vez por sedimentos arcillosos de las formaciones Aragón o Guayabal del Eoceno; en el sur de México (Región de Macuspana, Tabasco y en el norte de Chiapas), yace generalmente en discordancia sobre la Caliza Cuayal del Cretácico y esta cubierta por la lutita Chinal (López-Ramos, 1979). En un informe realizado por personal de PEMEX (1988) se menciona que su límite superior es concordante con la Formación Aragón; y consideran que en la Cuenca de Veracruz, su límite inferior es concordante por traslape con la Formación Velasco (SGM*, 2007).

En los primeros estudios realizados sobre esta unidad se refieren a estas rocas como del Eoceno (Dumble, 1918; Belt, 1925; Muir, 1936; Nájera, 1952). Trabajos posteriores ampliaron su rango estratigráfico, por ejemplo, Gamper (1977) le asigna una edad de Paleoceno tardío (parte alta) al Eoceno temprano (no la parte mas alta), basado en el registro de asociaciones de foraminíferos; López-Ramos (1979) menciona que esta unidad es del Paleoceno (Chicontepec inferior)-Eoceno (Chicontepec medio y Chicontepec superior); por su parte, Cantú-Chapa (1985 en Bitter, 1993) la asigna a la parte alta del Paleoceno temprano-Eoceno temprano (SGM*, 2007).

López-Ramos (1979) menciona que el miembro Chicontepec inferior es una facies arenosa equivalente en edad a la formación Velasco que representa la facies arcillo-margosa (SGM*, 2007).

3.2. DISTRIBUCION DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS

Durante el Jurásico Medio y Superior, la distribución de las facies es controlada principalmente por el relieve producido por las fuertes dislocaciones que afectaron la región al final del Liásico dando lugar a una fisiografía de bloques y fosas tectónicas. Esto es particularmente notable en la parte meridional de la Cuenca de Chicontepec (Sección B-B'), mientras que en la septentrional (Sección A-A') la sedimentación del Jurásico Medio muestra la influencia del relieve del basamento incluyendo al del Triásico) (Figura 3.2.1. y 3.2.2.).

Las abruptas fosas meridionales se rellenaron con los sedimentos continentales de la Formación Cahuassas; estos pasan transicionalmente a sedimentos costeros, evaporíticos y marinos someros, tanto en sentido lateral, como vertical.

En las cuencas más suaves del norte se encuentran grandes cuerpos de arenisca depositados en un ambiente costero; en el extremo, oriental de la Sección A-A' se observa la transición a sedimentos marinos someros. Su edad no esta determinada, pero posiblemente sean equivalentes en parte a la Formación Cahuassas.

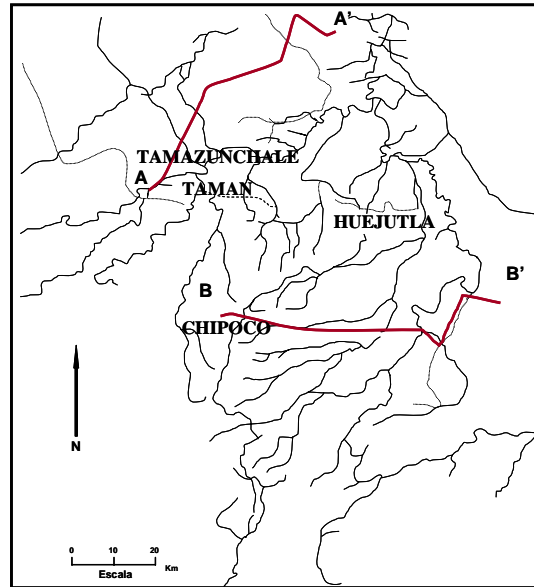


Figura 3.2.1. Plano general de localización en donde se observan las secciones AA' y BB' (Pedrazzini y Basañez, 1978).

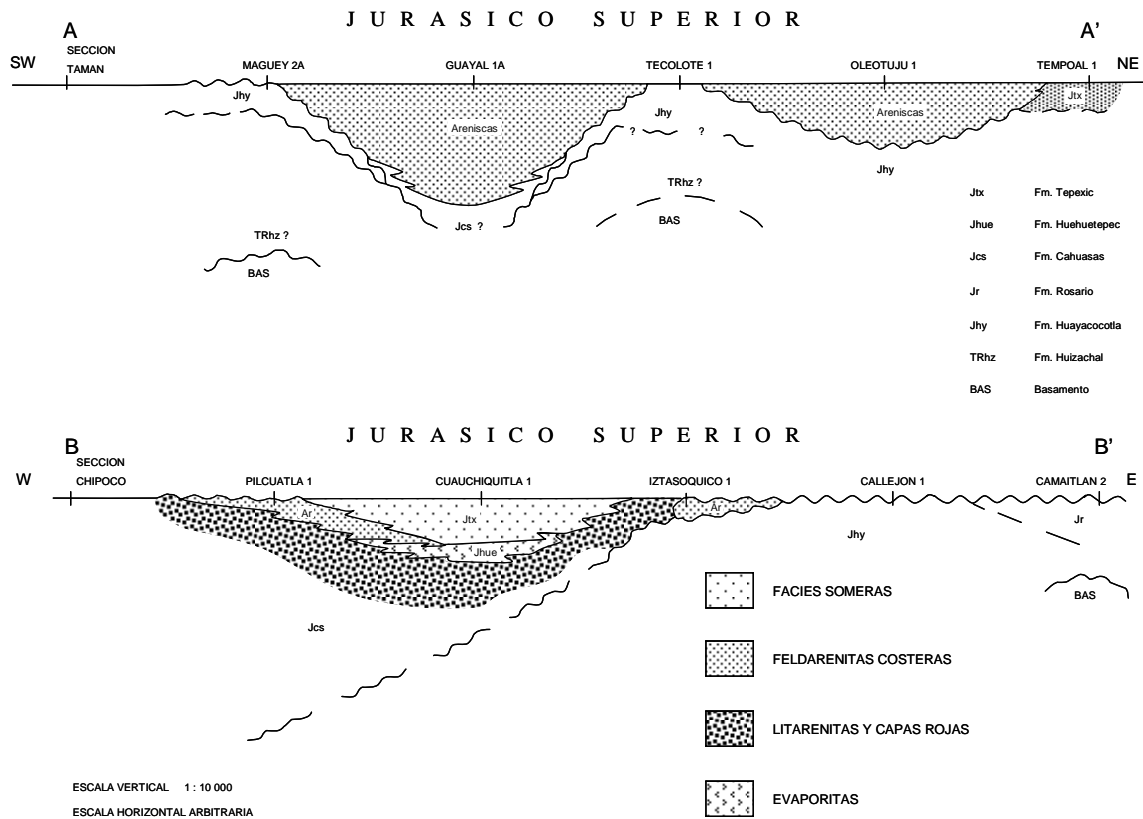


Figura 3.2.2. Distribución de las facies del Jurásico Superior en las secciones estratigráficas AA' y BB' (Pedrazzini y Basañez, 1978).

Al iniciarse el Jurásico Superior, el relieve se ha suavizado (Figura 3.2.3.); hacia el norte se ha constituido una plataforma de relleno con una depresión suave en la parte central. Durante el Oxfordiano, la transgresión marina afecta los extremos de esta plataforma, y se depositan sedimentos pelágicos de la Formación Santiago únicamente en la fosa profunda que ocupa la parte norte-occidental del área y en la depresión más suave de Tempoal (Pedrazzini y Basañez, 1978).

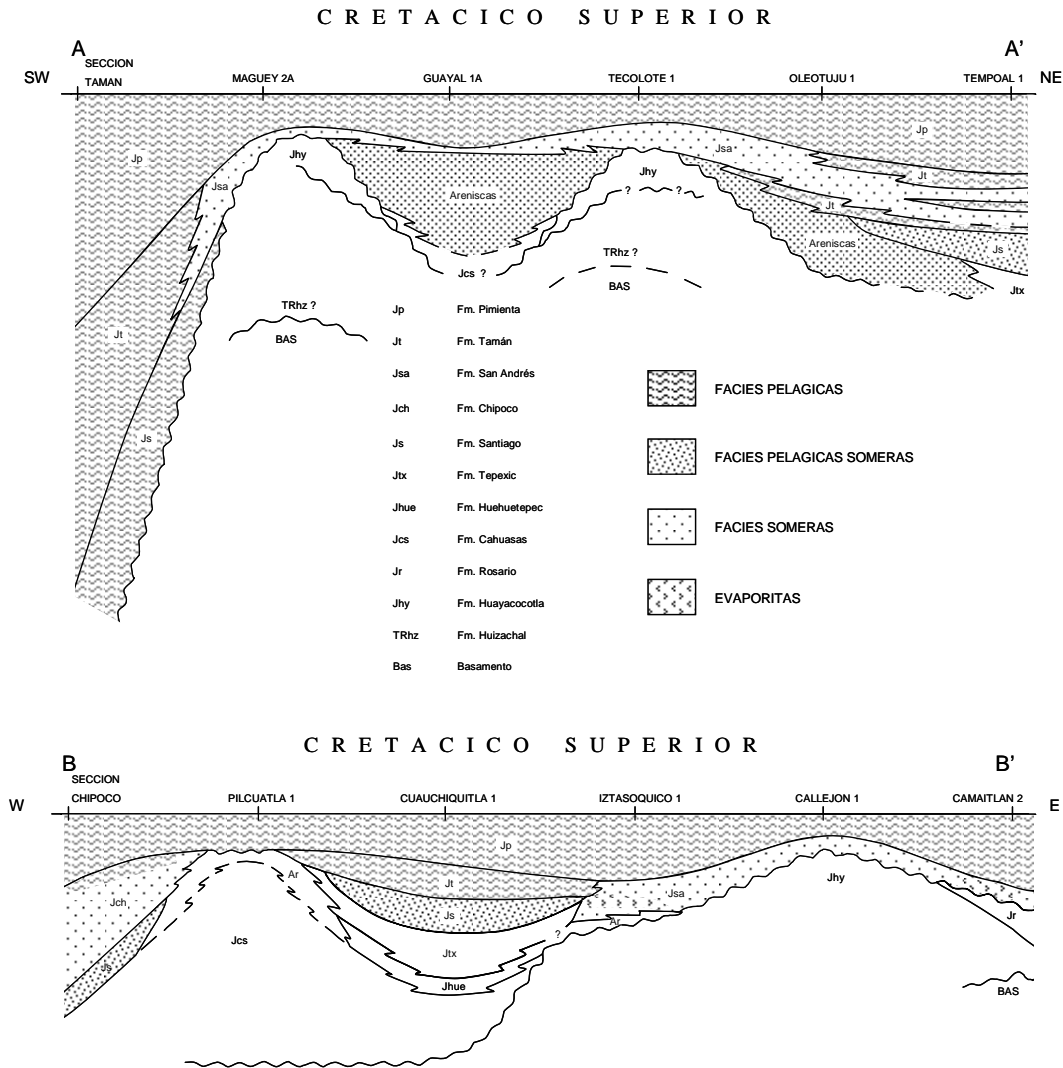


Figura 3.2.3. Distribución de las facies del Cretácico Inferior en las secciones estratigráficas AA' y BB' (Pedrazzini y Basañez, 1978).

Durante el Kimmeridgiano continua la sedimentación pelágica en la fosa de Tamán, mientras que en los bordes y partes someras de la plataforma se depositan sedimentos oolíticos y bioclásticos. La depresión de Tempoal muestra alternancia de sedimentos someros y pelágicos que pueden ser el efecto de depósito por corrientes turbidíticas.

En la parte meridional, durante el Jurásico Superior, no se alcanzan profundidades muy grandes. La Formación Santiago muestra facies poco profundas. Las formaciones del Kimmeridgiano presentan facies pelágicas en la única depresión importante, la de Cuachiquitla. En sus bordes se depositan sedimentos marinos someros y evaporitas. El espesor importante de sedimentos mixtos en la depresión de Chipoco, es debido probablemente a hundimiento penecontemporáneo al depósito (Pedrazzini y Basañez, 1978).

La sedimentación del Tithoniano se caracteriza por el carácter uniformemente profundo de la Formación Pimienta.

En la Figura 3.2.4. se ilustra la migración de las facies durante el Jurásico Medio-Superior. Se nota una secuencia transgresiva continua a partir del Jurásico Medio: en las partes elevadas, que en algunos casos permanecen emergidas hasta el Jurásico Superior, continua la formación de lechos rojos hasta que lo permiten las condiciones climáticas de esa época; lateralmente se depositan areniscas, en su mayoría litarenitas, que ceden el paso a feldsarenitas calcáreas en las zonas costera y litoral y a sedimentos marinos someros.

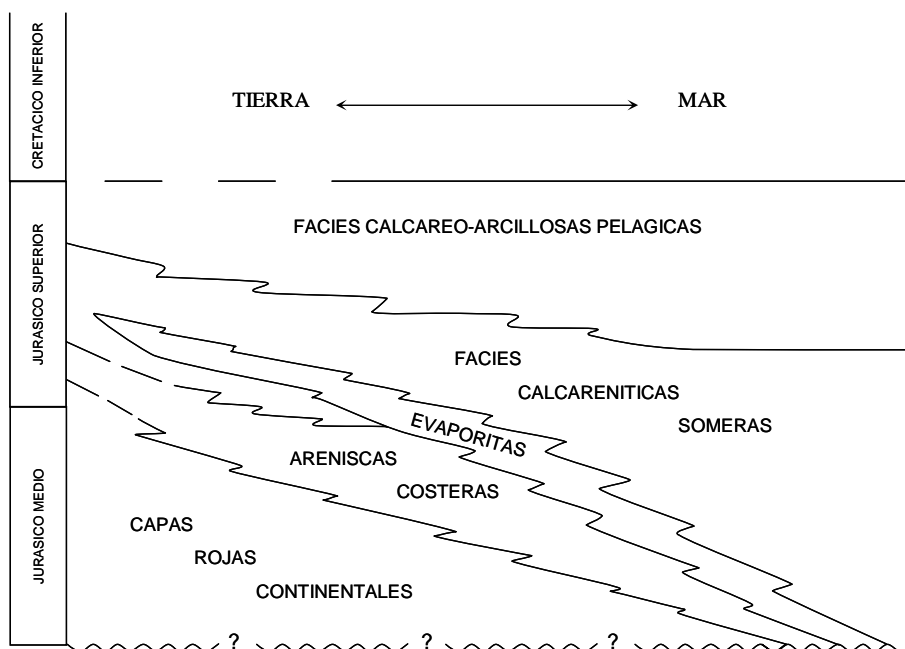


Figura 3.2.4. Esquema de la migración de las facies durante el Jurásico Medio y Superior (Pedrazzini y Basañez, 1978).

Con el progreso de la transgresión, estos ambientes migran y las facies se superponen, por lo cual se encuentran evaporitas desde el pre-Calloviano hasta el Kimmeridgiano y cuerpos de calcarenitas desde el Calloviano (Formación Tepexic) hasta el Tithoniano (Miembro San Andrés, Cantú, 1971).

4. DESCRIPCIÓN DE FACIES EN AFLORAMIENTO

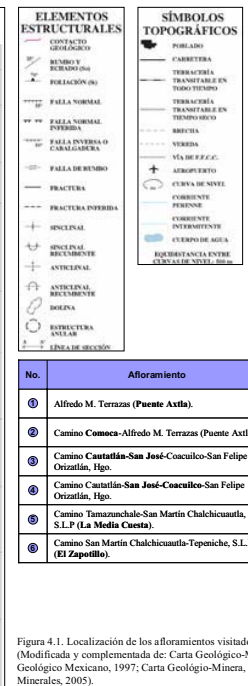
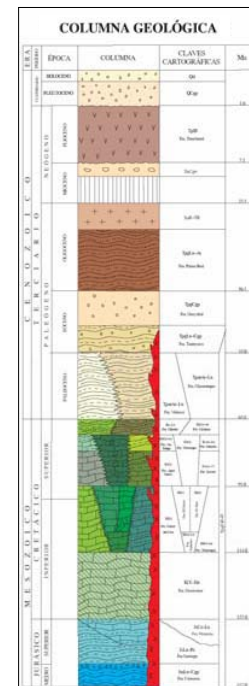
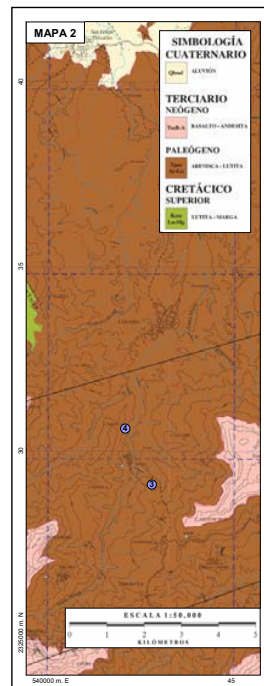
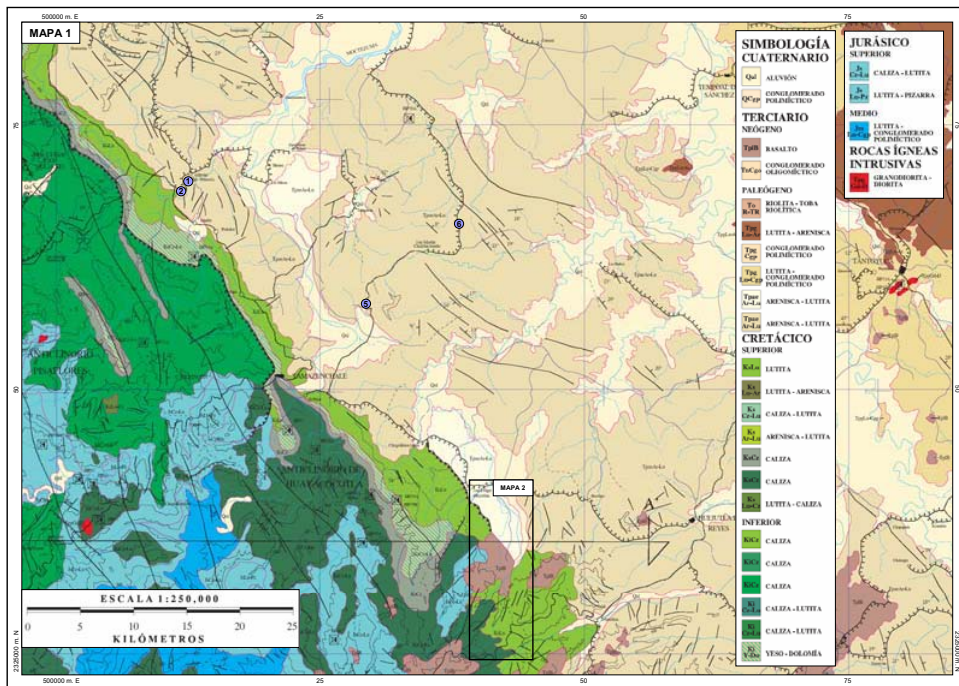
La figura 4.1. muestra la localización de los afloramientos visitados dentro de la cuenca de Chicontepec, así como una tabla con sus correspondientes coordenadas UTM (sistema civil). En el mapa 1 (escala 1:250,000) se ubicaron los afloramientos 1, 2, 5 y 6; mientras que los afloramientos 3 y 4, fueron ubicados en el mapa 2 (escala 1:50,000), esto debido a que a la escala del mapa 1, se ubicaban en una litología totalmente diferente a la observada en campo.

A los afloramientos ubicados en las inmediaciones del camino Cuautatlán-San José-Coacuilco, se llega a través de la carretera federal No. 105 que comunica a la Cd. de Pachuca con el poblado de Huejutla de Reyes. Estos se encuentran en un camino secundario que parte del entronque de la carretera federal No.105 a la altura de Cuautatlán rumbo a San Felipe Orizatlán. A 1 Km. del poblado de Cuautatlán y aproximadamente a 4 Km. antes de llegar al poblado de San José se encuentra el afloramiento denominado Cuautatlán-San José, y 500 m. a las afueras del poblado de San José rumbo a Coacuilco se ubica el afloramiento denominado San José-Coacuilco (Figura 4.1.).

Para llegar al afloramiento conocido como paraje La Media Cuesta, se toma por el camino vecinal que va de Tamazunchale, hacia el oriente, rumbo a San Martín Chalchicuatla (aproximadamente a 20 Km. de Tamazunchale). Sobre el mismo camino vecinal, 10 Km. hacia el noreste, se localiza el poblado de San Martín Chalchicuatla, y 4 Km. más adelante rumbo al poblado de Tepemiche, se encuentra el afloramiento denominado Rancho El Zapotillo (Figura 4.1.).

La vía de acceso para el afloramiento de Comoca, partiendo de la Ciudad de México, es a través del poblado de Tamazunchale, y sobre la carretera federal No. 85, se recorren 35 Km. hacia el norte rumbo a Ciudad Valles, hasta llegar al poblado de Comoca (aproximadamente 300 m hacia el oriente se encuentra este afloramiento) (Figura 4.1.).

Partiendo del poblado de Comoca, en el entronque de la carretera federal No.85 con el camino vecinal que llega al poblado Alfredo M. Terrazas, se recorren aproximadamente 2 Km. rumbo al oriente, y 350 m. antes de llegar a Alfredo M. Terrazas, se ubica el afloramiento denominado Puente Axtla de Terrazas (Figura 4.1.).



No.	Aforamiento	Coordenadas
1	Alfredo M. Terrazas (Puente Axtila).	14Q (512,495 m. E, 2'369,921 m. N)
2	Camino Comoca-Alfredo M. Terrazas (Puente Axtila).	14Q (511,892 m. E, 2'368,837 m. N)
3	Camino Cataatán-San José-Coaculco-San Felipe Otiztlán, Hgo.	14Q (542,820 m. E, 2'329,011 m. N)
4	Camino Cataatán-San José-Coaculco-San Felipe Otiztlán, Hgo.	14Q (542,075 m. E, 2'330,593 m. N)
5	Camino Tamazunchale-San Martín Chalchicuautla, S.L.P. (La Media Cuesta).	14Q (529,452 m. E, 2'357,970 m. N)
6	Camino San Martín Chalchicuautla-Tepic, S.L.P. (El Zapotillo).	14Q (538,247 m. E, 2'385,618 m. N)

Figura 4.1. Localización de los afloramientos visitados dentro de la Cuenca de Chicotepec (Modificada y complementada de: Carta Geológico-Minera, Ciudad Valles F14-8, Servicio Geológico Mexicano, 1997; Carta Geológico-Minera, Huejutla F14-D42, Consejo de Recursos Minerales, 2005).

La figura 4.2. muestra el modelo de abanico submarino, propuesto por Mutti y Ricci Luchi (1972) en planta (A), y una secuencia idealizada (B), donde se observan los principales componentes del abanico (abanico interno, abanico medio, abanico externo y planicie de cuenca), así como la ubicación de las secuencias estratigráficas en afloramientos aislados de los ambientes turbidíticos identificados y analizados en este trabajo, y que corresponden únicamente a la porción inferior de la Formación Chicontepec (determinado por posición estratigráfica); particularmente en cada uno de ellos se interpretaron dos subambientes mayores dentro de los abanicos: el medio y el externo.

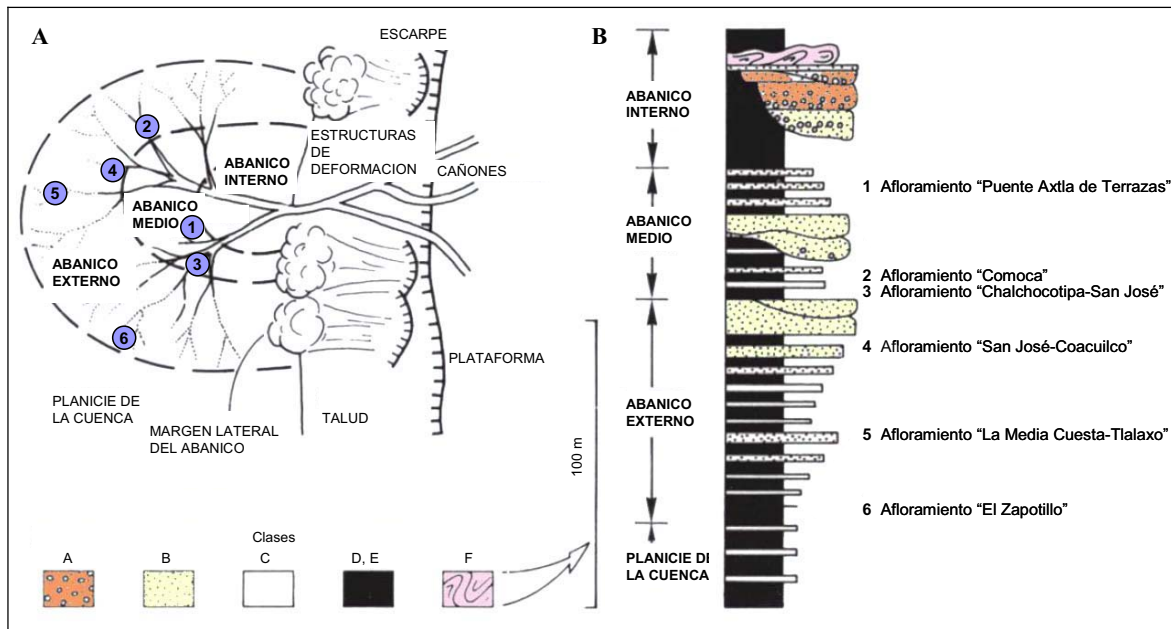


Figura 4.2. Modelo de abanico submarino antiguo: A) Vista en planta que muestra el desarrollo y la mecánica de los depósitos turbidíticos en las zonas de la plataforma continental, el talud continental y la cuenca. B) Secuencia idealizada de un modelo de abanico submarino. (Los números y localidades representan los afloramientos de estudio) (Complementada de Mutti and Ricci Luchi, 1972).

En la figura 4.3. se presenta un “modelo” de abanico, el cual es análogo a pequeña escala, de la construcción multifásica de masas de arena emplazadas en forma de abanicos canalizados en un ambiente profundo.

Cabe mencionar que este modelo se ajusta al tipo de transporte y sedimentación de las secuencias estudiadas, en donde los mecanismos de transporte de las secuencias sedimentarias fueron por derrumbes y flujos de escombros, en forma de depósitos de pie de talud canalizados y no canalizados (Figura 4.4.), y en donde los criterios estratigráficos, tipo de estructuras sedimentarias internas, estructuras por flujo de corriente y marcas por arrastre de partículas, así como las estructuras de deformación intraformacional identificadas, sugieren depósitos interlobulares, en donde parte de los abanicos pueden ser retrabajados por corrientes de tracción.



Figura 4.3. Emplazamiento de abanicos de arena a pequeña escala (ver la pluma roja para escala), en donde algunos de los lóbulos son cortados por abanicos canalizados. Foto de R. M. Carter, en Howell and Normark (1982).

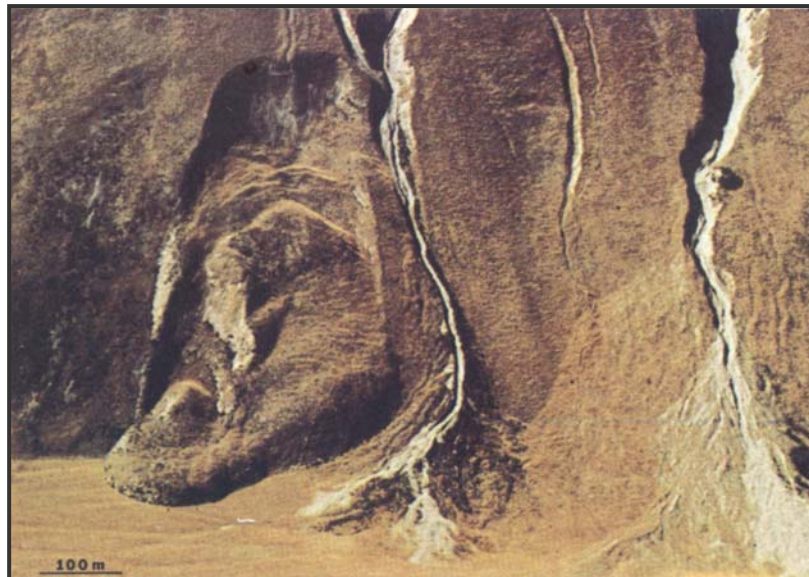


Figura 4.4. Par de aéreo-fotos oblicuas, mostrando una analogía subaérea para un abanico submarino en un marco de talud, observe los cañones disectados, la construcción de abanicos, y las regiones adyacentes con la falta de pendiente, con la "cicatriz" del slump y la acumulación basal. Foto de R. M. Carter, Río Oreti, Nueva Zelanda, en Howell and Normark (1982).

4.1. Afloramiento “PUENTE AXTLA DE TERRAZAS” (14Q 0 512 495, UTM 2 369 921)

El afloramiento esta ubicado a 350 m. del poblado Alfredo M. Terrazas, sobre la carretera que va de Comoca a Axtla, en el entronque a Ahuacatitla (3 Km.), donde se midió un espesor total de 46.25 m. (Figura 4.1.1., 4.1.2., 4.1.3., 4.1.4., 4.1.5. y 4.1.6.)

Rumbo general de la secuencia: NW 36° SE, 61° SW



Fig. 4.1.1. Afloramiento de Puente Axtla de Terrazas, en donde se observan las unidades PAT1 y PAT2.



Fig. 4.1.2. Afloramiento de Puente Axtla de Terrazas, en donde se observan las unidades PAT1 a PAT3.



Fig. 4.1.3. Afloramiento de Puente Axtla de Terrazas, en donde se observan las unidades PAT3 y PAT4. La mochila mide 78 cm. de alto por 35 cm. de ancho.



Fig. 4.1.4. Afloramiento de Puente Axtla de Terrazas, en donde se observan las unidades PAT3 y PAT4.



Fig. 4.1.5. Afloramiento de Puente Axtla de Terrazas, en donde se observan las unidades PAT3 a PAT5.



Fig. 4.1.6. Afloramiento de Puente Axtla de Terrazas, en donde se observan las unidades PAT4 y PAT5.

Descripción de las unidades estratigráficas

Unidad PAT1. El espesor total de esta unidad es de 6.81 m., y presenta una falla normal de origen intraformacional, la cual corta a la unidad en su totalidad (Figura 4.1.1.). A la base se observa un cuerpo de arenisca de grano medio con estratificación gruesa (85 cm. de espesor). Presenta color gris claro al fresco e intemperiza al pardo (ocre). Dentro de su composición se tiene la presencia de CaCO_3 como parte esencial de la matriz. Muestra M1 (Ver Capítulo 5).

Sobreyaciendo, se encuentra un paquete de 35 cm. de areniscas de grano fino con espesores de 5 a 6 cm. y 2 cm., intercaladas con horizontes de limolitas y lutitas, las cuales presentan intemperismo esferoidal.

Posteriormente, se tiene la presencia de estratos de areniscas de grano medio, con un espesor de 90 cm., donde se observan laminaciones paralelas de aproximadamente 3 a 5 mm., concordantes a la estratificación (Figura 4.1.7.). Es importante mencionar que se observan pistas sobre la base de uno de los estratos (*Megagraption irregulare* (?)).



Fig. 4.1.7. Laminaciones de aproximadamente 3 a 5 mm. paralelas a la estratificación. La portaminas tiene una longitud de 13.8 cm.

Sobre la unidad anterior, se observa un horizonte delgado de 10 cm. de espesor, de material limo-arcilloso altamente intemperizado. Sobreyaciendo se encuentran estratos amalgamados de arenisca de grano medio de aproximadamente 49 cm. de espesor, los cuales pueden ser divididos en dos estratos, uno delgado hacia la base de 12 cm., y otro de 37 cm. hacia la cima. Dicho paquete es de color gris claro al fresco e intemperiza a un pardo ocre. Hacia la base del estrato, se observa la presencia de bioturbación (*Megagraption irregulare* (?)), perpendicular a la dirección de la corriente, así como de pequeños “flute casts”, los cuales nos permiten inferir la polaridad de la estratificación y la dirección de corriente, de arriba hacia abajo: S 35° E (Figura 4.1.8.)



Fig. 4.1.8. Presencia de bioturbación (*Megagraption irregulare* (?)) y pequeños “flute casts”, hacia la cima del estrato. La flecha indica el sentido general de flujo, hacia el SE. La moneda tiene un diámetro de 2.1 cm.

La unidad PAT1 continúa con una alternancia de areniscas de grano fino de 2 y 5 cm. de espesor, intercaladas con material fino, el cual se presenta altamente intemperizado; con un espesor total de 30 cm.

Posteriormente se encuentra un estrato de arenisca de grano medio de 72 cm. de espesor, en el cual se observan internamente pequeñas laminaciones paralelas de 3 a 5 mm., observables claramente debido al intemperismo. Se observa bioturbación a la base del estrato, así como marcas de corriente (“flute casts”) y arrastre de partículas (“groove”, “prod” y “bounce casts”) (Figura 4.1.9.).



Fig. 4.1.9. Marcas de corriente (“flute casts”). La flecha indica el sentido general de flujo, hacia el SE. La moneda tiene un diámetro de 2.1 cm.

Sobre este nivel, se tiene la alternancia de areniscas de grano fino en estratos de 1.5 a 3 cm. de espesor, con sedimentos lodosos de limonitas-lutitas. El espesor de este nivel es de 50 cm. (Figura 4.1.10.).



Fig. 4.1.10. Alternancia de areniscas con estratificación delgada y limonitas-lutitas. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

Sobre la base de los estratos de arenisca se observa una gran cantidad de bioturbación, la cual corresponde a *Fucusopsis angulata* (Figura 4.1.11.).



Fig. 4.1.11. Presencia de abundante bioturbación sobre la superficie del estrato, reconocida como *Fucusopsis angulata*. La pluma tiene una longitud de 14.9 cm.

Encima de estratos anteriores, se tiene un estrato de arenisca de granulometría media, de composición cuarzo feldespática, de 80 cm. de espesor, y donde se observa una incipiente estructura de flama, producto de la inyección de las arcillas de los estratos subyacentes (Figura 4.1.12.), y la cual nos permite inferir la polaridad de la secuencia.



Fig. 4.1.12. Presencia incipiente de estructura flamiforme (A: base, B: cima). La portaminas tiene una longitud de 13.8 cm.

Sobreyaciendo, se encuentra una alternancia de areniscas de grano fino y lutitas-limonitas, de 70 cm. de espesor. Las areniscas se presentan con espesores de 2 a 3 cm., y hasta un horizonte de 12 cm. Los intervalos de material fino varían desde 1 a 3 cm., y en algunos casos hasta los 10 cm.

Los estratos de arenisca presentan en la superficie de la base poca bioturbación, así como gran cantidad de marcas producidas por la corriente (“flute casts”), y marcas por arrastre de partículas (“groove”, “prod” y “bounce casts”) con una dirección de movimiento S 35° E (Figura 4.1.13.).



Fig. 4.1.13. Presencia de bioturbación, así como marcas producidas por corriente (“flute casts”), y marcas por arrastre de partículas (“groove”, “prod” y “bounce casts”). La flecha indica el sentido de flujo, hacia el SE. La moneda tiene un diámetro de 2.1 cm.

Finalmente, se tiene en la cima de la unidad PAT1 un paquete de areniscas de grano medio a fino de 1.10 m. de espesor, donde los estratos tienen laminaciones paralelas de 2 a 3 mm., visualizadas por el producto del intemperismo físico (Figura 4.1.14.). Muestra M2 (Ver Capítulo 5).



Fig. 4.1.14. Cuerpo de arenisca lenticular con laminación, depositada en un canal. La moneda tiene un diámetro de 2.1 cm.

Unidad PAT2. Unidad caracterizada por una alternancia de areniscas de grano fino y lutitas-limolitas, con espesor total de 3.00 m., presentando espesores de estratos de 5 y de 10 a 12 cm. principalmente, aunque cabe mencionar que también se observan algunos estratos de 2 cm. Algunos de los estratos de arenisca corresponden a pequeñas zonas de canalización, con estructuras de corte y relleno.

Aquí el material fino presenta espesores de entre 5 y 8 cm. principalmente (Figura 4.1.15. y 4.1.16.).



Fig. 4.1.15. Alternancia de areniscas y lutitas, en donde se observa una pequeña zona de canalización (A: base, B: cima). El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.



Fig. 4.1.16. Alternancia de areniscas y lutitas (detalle). El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

Sobre la base de los estratos de arenisca se observan las estructuras de actividad orgánica, las cuales pudieran corresponder a *Megagraptus irregularis* (?) (Figura 4.1.17.). Las areniscas intemperizan de forma rectangular (Figura 4.1.18.).

Esta parte de la secuencia podría corresponder de acuerdo a Mutti y Normark (1989) a una zona de “overbank”, quienes definen los depósitos de desbordamiento en sistemas turbidíticos antiguos como sedimentos de grano fino (areniscas de grano fino y limonitas-lutitas) con estratificación delgada, características que se interpretan como depósitos que se desbordan del canal a partir de corrientes turbidíticas confinadas en el mismo canal, donde los niveles de sedimentos finos son abundantes.



Fig. 4.1.17. Presencia de actividad orgánica (posiblemente de *Megagraptus irregularis* (?)). La portaminas tiene una longitud de 13.8 cm.



Fig. 4.1.18. Intemperismo rectangular en areniscas. La libreta mide 18.9 cm. de alto por 13.5 cm. de ancho.

Unidad PAT3. Secuencia con un espesor total de 15.38 m., y en cuya parte basal se encuentra un estrato de gran potencia (2.10 m.), de granulometría de arena media a gruesa, con composición cuarzo-feldespática, con matriz calcárea. En este estrato se observan megarizaduras, y en la base se tiene un “flute casts” de gran tamaño, el cual resalta la importancia de la corriente (Figura 4.1.19. y 4.1.20.).



Fig. 4.1.19. “Flute casts” de gran tamaño, sobre la superficie de estratificación. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

Sobreyaciendo se encuentra un paquete de areniscas de estratificación muy gruesa, alcanzando un espesor total de 4.60 m. (Figura 4.1.20.), en el cual los espesores de los estratos de areniscas varían considerablemente, presentándose en la base dos estratos amalgamados con espesores de 50 y 60 cm. y de forma lenticular; Muestra M3 (Ver Capítulo 5); mientras que en la parte central de dicho paquete los estratos se hacen un poco más delgados, presentándose espesores de entre 8 y 10 cm. principalmente, y hasta los 25 cm., por cerca de 1.40 m de secuencia.



Fig. 4.1.20. Secuencia de areniscas con estratificación heterogénea, en donde se observan megarizaduras (A: base, B: cima).

Entre los estratos de 50 y 60 cm., observamos un horizonte de material fino de 1 a 2 cm. de espesor impregnado de gilsonita, lo cual imprime un mayor interés a la secuencia, debido a que esta sustancia es un asfalto de importancia comercial (Figura 4.1.21. y 4.1.22.).



Fig. 4.1.21. Gilsonita emplazada entre planos de estratificación (la flecha indica el horizonte delgado de gilsonita). La portaminas tiene una longitud de 13.8 cm.



Fig. 4.1.22. Detalle de la gilsonita emplazada entre planos de estratificación (la flecha indica el horizonte delgado de gilsonita). La portaminas tiene una longitud de 13.8 cm.

También se observan pequeños “crescent casts” y “groove casts”, los cuales, al igual que las marcas de corriente antes mencionadas, presentan una dirección de S 35° E, 59° SW (Figura 4.1.23. y 4.1.24.).



Fig. 4.1.23. Marcas de corriente sobre la superficie de estratificación: “flute casts”, “crescent casts” y “groove casts”). La flecha indica el sentido de flujo, hacia el SE. La portaminas tiene una longitud de 13.8 cm.



Fig. 4.1.24. Marcas de corriente sobre la superficie de estratificación: “flute casts”, “crescent casts” y “groove casts” (detalle). La flecha indica el sentido de flujo, hacia el SE. Se tiene la presencia de ichnofósiles. La portaminas tiene una longitud de 13.8 cm.

En la parte superior de esta secuencia se puede observar una alternancia de areniscas de grano medio a fino y lutitas-limolitas, conformando un nivel de 1.4 m. de espesor con un carácter muy caótico, en donde los estratos de las areniscas no tienen un espesor uniforme (2, 5, 8, 10 y hasta 25 cm.), presentando este último una superficie cóncava (Figura 4.1.25.). El material fino, así como algunos estratos delgados de arenisca, se encuentran ligeramente plegados. Muestra M4 (Ver Capítulo 5).



Fig. 4.1.25. Alternancia de areniscas y limolitas-lutitas, con un carácter lenticular, en donde los espesores de las areniscas no tienden a ser uniformes. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

Finalmente, se tiene la presencia de estratos de arenisca amalgamados de grano medio en espesores de 20 cm. hasta 1.80 m., intercalados con lentes muy delgados de lutita-limolita (1 a 2 cm. de espesor), los cuales en algunos planos son casi inexistentes. Este nivel presenta un espesor total de 9.38 m., y corresponde a una zona de transición lóbulo-canal.

Unidad PAT4. Unidad con un espesor total de 11.42 m., en cuya base se encuentra una alternancia de 1.15 m. de espesor, conformada por areniscas de grano fino con espesores de 8 cm. de carácter homogéneo, y lutitas-limolitas con espesores que van desde los 15 hasta los 25 cm., siendo está la litología dominante.

Cabe mencionar que la secuencia en su totalidad, presenta dos sistemas de fracturas; uno con dirección N 60° E, 89° SE (perpendicular al rumbo), y sobre el cual se encuentra emplazada la gilsonita (Figura 4.1.26.), y otro, perpendicular al espesor de los estratos.



Fig. 4.1.26. Emplazamiento de la gilsonita sobre un sistema de fracturamiento con dirección N 60° E, 89° SE. La portamina tiene una longitud de 13.8 cm.

Sobreyaciendo se tiene una zona de estratos de arenisca de grano medio a fino de 3.60 m., y en donde los espesores van de 3 a 5, y hasta los 35 cm., en donde se logra observar un gran numero de variaciones, marcadas por la presencia de horizontes delgados de lutita-limolita de 2 hasta los 8 cm. de espesor. Cabe mencionar que los estratos más gruesos de arenisca (25 y 35 cm.) presentan finas laminaciones de color negro (posiblemente de materia orgánica), al igual que un par de lentes limo-arenosos de 5 cm. de espesor, en cuya cima se observan rizaduras (Figura 4.1.27.). Muestra M5 (Ver Capítulo 5).



Fig. 4.1.27. Presencia de lentes limo-arenosos dentro de los estratos de arenisca, en cuya superficie se observan rizaduras (A: base, B: cima). La portaminas tiene una longitud de 13.8 cm.

En la base de los estratos de areniscas existe una gran abundancia de huellas de ichnofósiles, los cuales son identificados como *Fucusopsis angulata* (repichnia), organismo característico de facies abisales; así como de “flute casts”, los cuales nos permiten inferir la polaridad y el sentido de corriente (S 40° E) (Figura 4.1.28., 4.1.29. y 4.1.30).



Fig. 4.1.28. Abundantes marcas de corriente (“flute casts”) en primer plano, así como de ichnofósiles (*Fucusopsis angulata*), en segundo plano. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.



Fig. 4.1.29. Marcas de flujo de corriente: "flute casts" (detalle). La flecha indica el sentido de flujo. La moneda tiene un diámetro de 2.1 cm.



Fig. 4.1.30. Huellas de icnofósiles (*Fucusopsis angulata*) (detalle). La moneda tiene un diámetro de 2.1 cm.

Sobre este nivel se observa una secuencia de 2.55 m. de espesor, formada por areniscas de grano medio, con horizontes de 30 hasta 60-80 cm. de espesor, y escasos horizontes de material fino.

Posteriormente se tiene una intercalación de estratos de areniscas de grano medio y lutitas-limolitas, en donde los espesores de las areniscas tienden a ser homogéneos (12 a 15 cm.), las cuales comprenden un espesor de 90 cm.

Sobreyaciendo se encuentran estratos de areniscas de grano medio a fino, con espesores de 26 y 86 cm. (Muestra M6) (Ver Capítulo 5), seguidos de una alternancia de areniscas de grano fino y lutitas-limolitas en la cima, con un espesor de 2.10 m., y en donde se observa lo que podría corresponder a flujos de detritos (Figura 4.1.31.). También se tiene la presencia de un gran número de marcas de corriente (“flute casts”), (Figura 4.1.32.). Muestra M7 (Ver Capítulo 5).

Las características sedimentarias de esta unidad, sugieren que su depósito se originó en una zona de “overbank” o de desbordamiento.



Fig. 4.1.31. Alternancia de areniscas de grano medio y lutitas-limolitas, en donde se observa lo que podría corresponder a un flujo de detritos (?). El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.



Fig. 4.1.32. Marcas de flujo de corriente (“flute casts”) sobre la superficie de estratificación (detalle). La flecha indica el sentido de flujo. La portaminas tiene una longitud de 13.8 cm.

Unidad PAT5. Secuencia con un espesor total de 9.50 m., caracterizada por una alternancia de areniscas con estratificación gruesa (62 a 65 cm. hasta 1.9 m.), intercaladas con cuerpos de arenisca de grano medio (de 5 y 6 cm. de espesor) y lutitas (de 1 a 2 cm. de espesor), dando pequeños paquetes de 40 a 45 cm. de espesor.

El estrato más potente (1.9 m. de espesor), de granulometría de arenas medias presenta una forma semi-ondulada en la parte superior del estrato y plana en la base del mismo, haciéndose más delgado lateralmente, estructura que es interpretada como megarizaduras (Figura 4.1.33.); el estrato tiene un rumbo S 34° E, 62° SW. La base del estrato presenta poca bioturbación, así como pocas marcas de corriente (“flute casts”), las cuales presentan una dirección de flujo hacia el S 40° E (Figura 4.1.34.).



Fig. 4.1.33. Megarizaduras (A: base, B: cima). Estructura en forma cuspada por escape de fluidos (línea punteada); la flecha indica el sentido de flujo.

En la parte superior de la secuencia, las areniscas tienen hasta 40 cm. de espesor, dentro de las cuales se observan pequeñas laminaciones paralelas de 2 a 5 mm., presentando estos horizontes finos entre 8 y 10 cm. de espesor; también se tiene la presencia de una estructura en forma cuspada, debido al escape de fluidos (Figura 4.1.33.).



Fig. 4.1.34. Bioturbación, y escasas marcas de flujo de corriente (“flute casts”) sobre la superficie basal del estrato. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

Como puede observarse, de manera general la secuencia presenta en sus diversas unidades una alternancia de eventos correspondientes a zonas de transición lóbulo-canal y lóbulos (facies B, C y D, Mutti y Ricci Lucchi, 1972), caracterizadas por la presencia de gradación normal, laminaciones y rizaduras, así como una gran cantidad de marcas de corriente, lo cual nos permite inferir que los sedimentos fueron transportados por flujos de grano y corrientes turbidíticas de velocidad baja a media.

Los lóbulos presentan espesores muy variables, desde los 25 cm. hasta el orden de los 9 m., y los cuales pueden corresponder a facies intermedias de canal en la parte del abanico medio del sistema turbidítico submarino, posiblemente por el desarrollo parcial del desbordamiento ó extensión lateral de una corriente turbidítica confinada.

En la figura 4.1.35. se presenta la columna estratigráfica representativa, en donde se observan las unidades PAT1 a PAT 5.

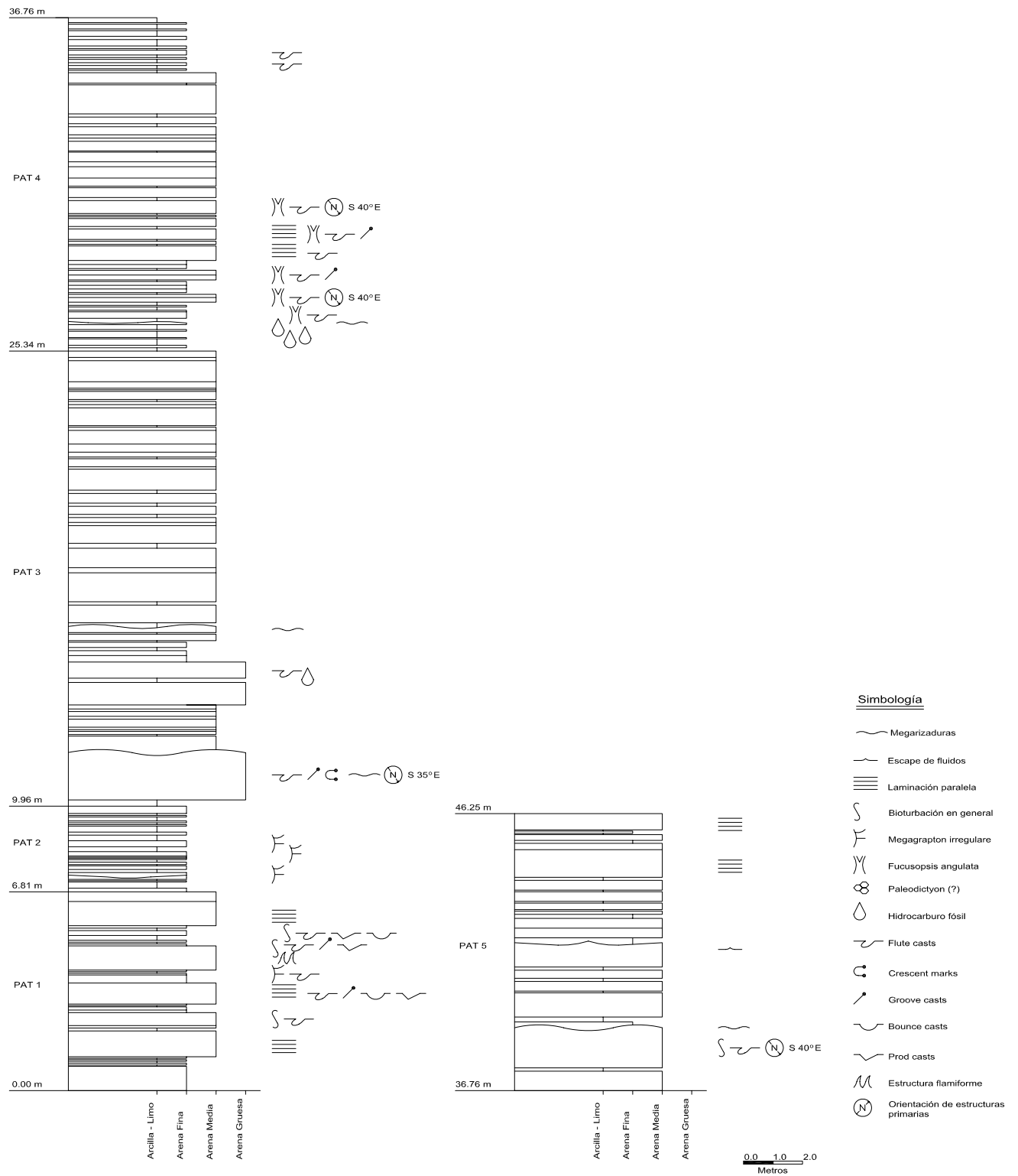


Figura 4.1.35. Columna estratigráfica en donde se observan las unidades PAT1 a PAT 5.

4.2. Afloramiento “COMOCA” (14Q 0 511 892, UTM 2 368 837)

El afloramiento esta ubicado a 300 m. del poblado de Comoca en dirección a Alfredo M. Terrazas, con un espesor mínimo calculado de 9.45 m., y con estratificación con tendencia a la horizontalidad (Figura 4.2.1.).

Rumbo general de la secuencia

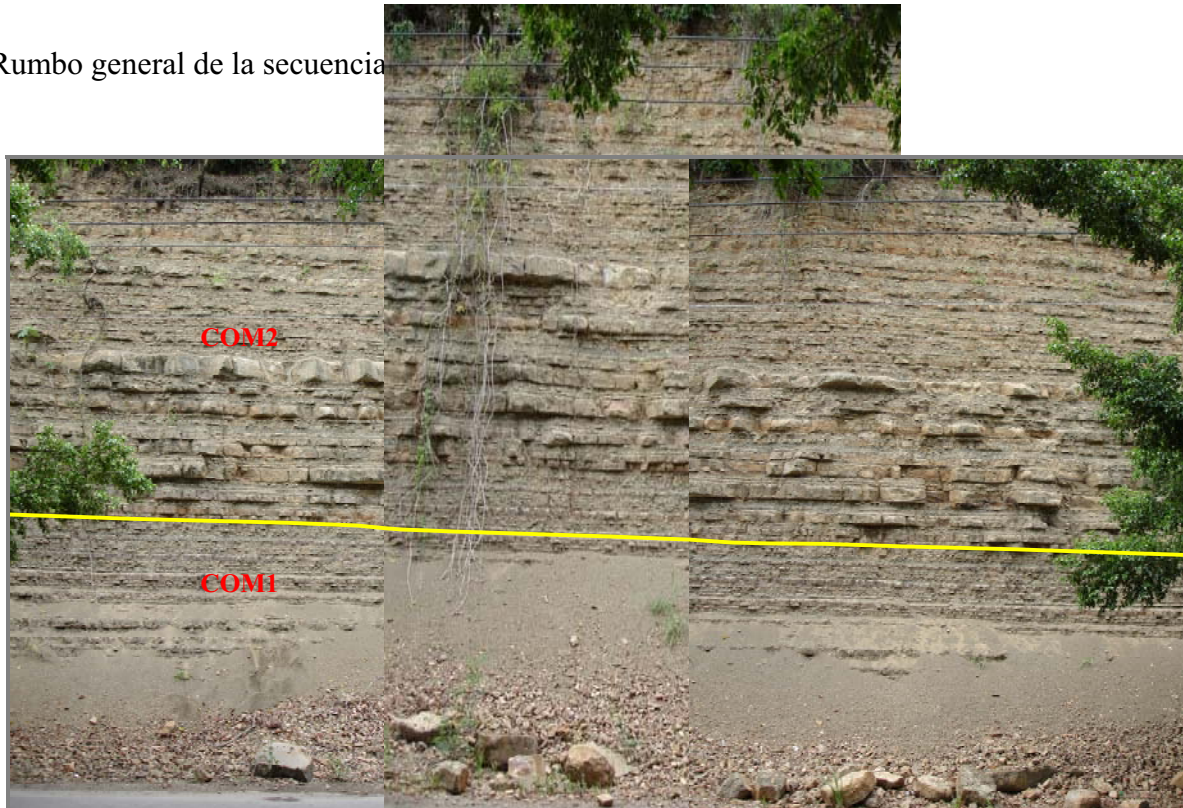


Fig. 4.2.1. Afloramiento de Comoca, en donde se observan las unidades COM1 y COM2.

Descripción de las unidades estratigráficas

Unidad COM1. Secuencia de al menos 3.04 m. de espesor, conformada en la base por un paquete de 1.85 m. de espesor, compuesto esencialmente de areniscas de grano medio a fino, con espesores muy variables, los cuales van desde los 3 cm. hasta los 12 y 15 cm., intercalados con horizontes de limolitas-lutitas de igual espesor.

En la cima se encuentra una alternancia muy homogénea de areniscas de grano fino a medio y limolitas-lutitas de 1.19 m. de espesor, la cual presenta una estratificación más delgada de tipo rítmica. Los espesores de las areniscas van de 2 a 3 cm. y de 5 a 6 cm. en promedio, mientras que los horizontes del material fino son de 2 a 3 cm.

Unidad COM2. Esta unidad tiene un espesor aproximado de 6.41 m., y puede dividirse en dos niveles; el nivel inferior tiene un espesor de 3.17 m. y esta formado por una intercalación rítmica de areniscas de grano fino a medio y limolitas-lutitas, con espesores muy heterogéneos, los cuales van de 10 a 15 cm. hasta los 25 a 35 cm. principalmente, e incluso 40 cm. en la parte superior.

Se observan también pequeños horizontes de aproximadamente 1 a 5 cm. de arenisca intercaladas con espesores iguales de material limo-arcilloso. En la parte inferior de los estratos de arenisca de grano medio, logra observarse bioturbación, la cual se presenta en diversos grados de intensidad.

Sobreyaciendo observamos un nivel con un espesor total aproximado de 3.24 m., compuesto por una intercalación de areniscas y limolitas-lutitas, en espesores aleatorios, en donde el espesor de las areniscas varía de 2 a 5 cm. e incluso estratos más gruesos (8 a 10 cm.), mientras que el material fino se presenta en espesores promedio de 5 a 8 cm.

La heterogeneidad de la estratificación dentro de esta secuencia nos habla de lo variado que fue el proceso de sedimentación, el cual puede considerarse de ambiente de abanico medio (lóbulo de desbordamiento), con zonas o intervalos discretos de canalización dentro del lóbulo, y que podría corresponder a las facies C y D de Mutti y Ricci Lucchi (1972).

En la figura 4.2.2. se presenta la columna estratigráfica representativa, en donde se observan las unidades COM1 y COM2.

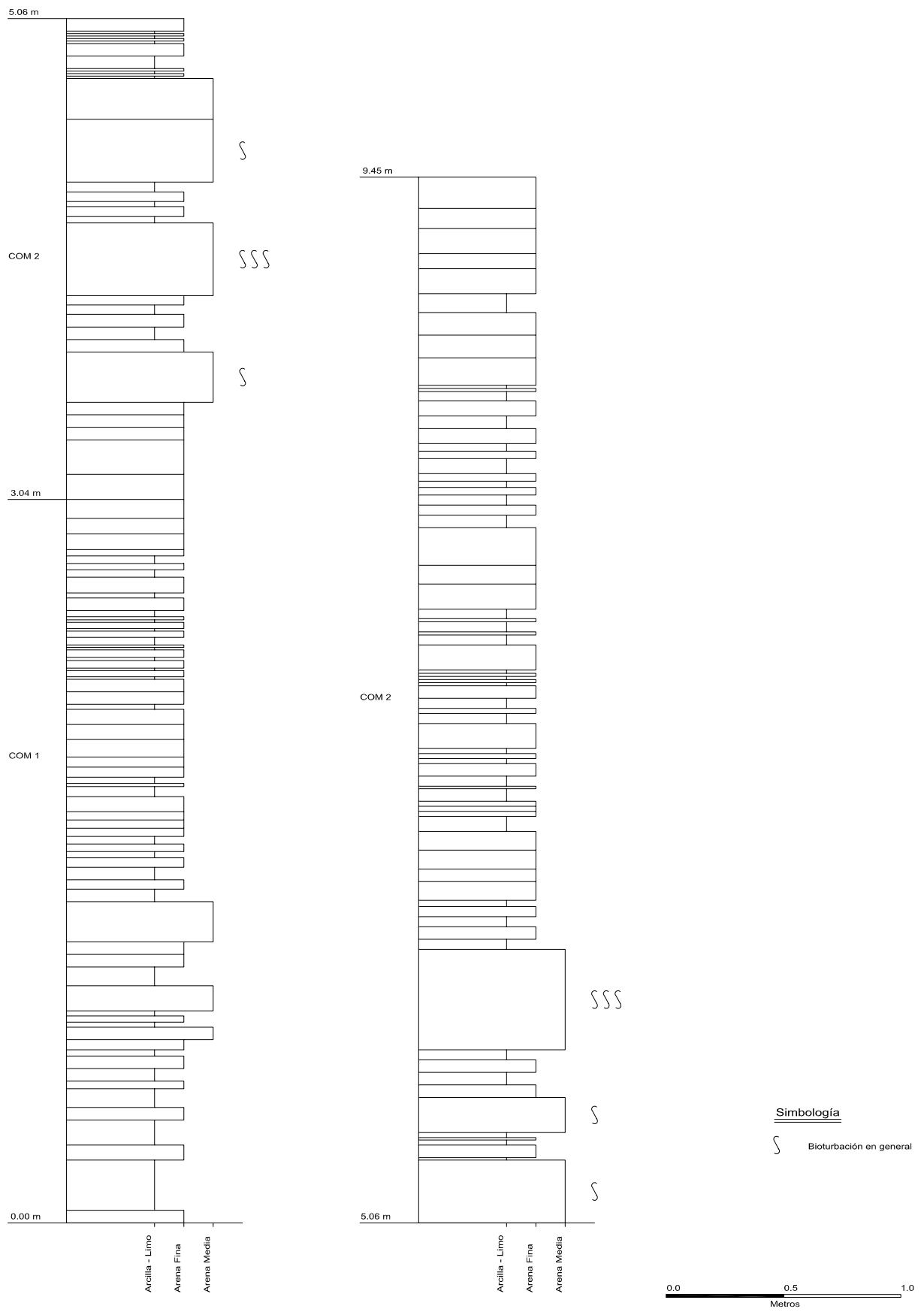


Figura 4.2.2. Columna estratigráfica en donde se observan las unidades COM1 y COM2.

4.3. Afloramiento “CHALCHOCOTIPA/SAN JOSÉ” (14Q 0 542 820, UTM 2 329 011)

El afloramiento esta ubicado en el camino que va de Tlachinol a San Felipe Orizatlán, entre el poblado de Chalchocotipa, a 4 km. de San José, con un espesor mínimo calculado de 11.91 m. (Figura 4.3.1., 4.3.2., 4.3.3. y 4.3.4.).

Rumbo general de la secuencia: Varía entre SE 76° SW, 12° SW y SE 72° SW, 20° SW



Fig. 4.3.1. Aspecto general de la secuencia.

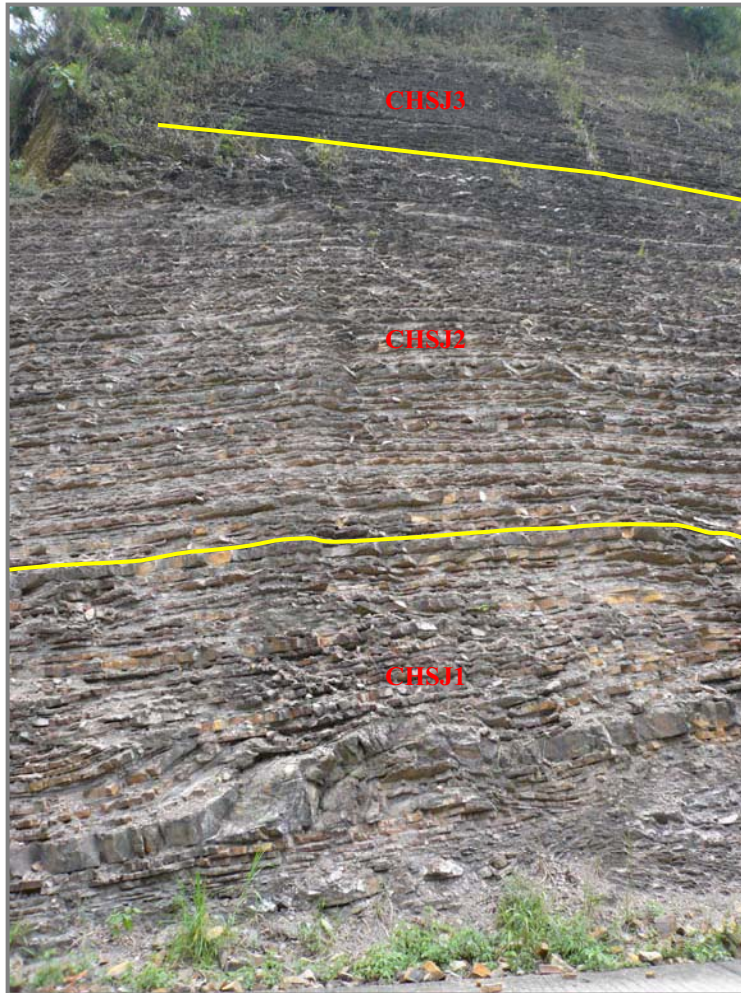


Fig. 4.3.2. Afloramiento de Chalchocotipa-San José, en donde se observan derrumbes intraformacionales y deslizamientos hacia el NE, en las unidades CHSJ1 a CHSJ3 (margen izquierda).

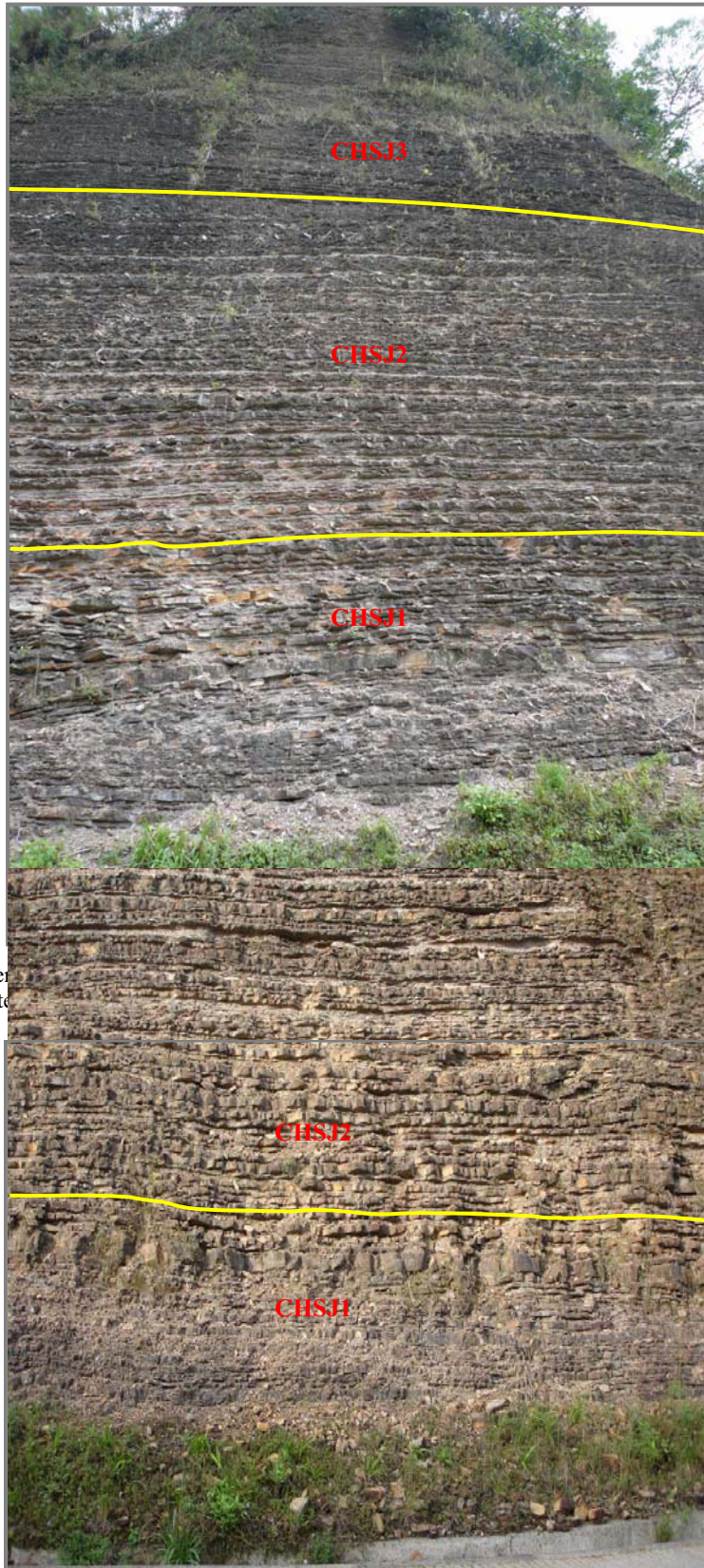


Fig. 4.3.3. Afloramiento de Chalchocotipa-San José (margen izquierda-centro). Nótese la transición de CHSJ1 a CHSJ3 (margen izquierda-centro). Nótese la transición de CHSJ1 a CHSJ2 (margen izquierda-centro).

Fig. 4.3.4. Afloramiento de Chalchocotipa-San José, en donde se observan las unidades CHSJ1 y CHSJ2 (margen derecha).

Fig. 4.3.4. Afloramiento de Chalchocotipa-San José, en donde se observan las unidades CHSJ1 y CHSJ2 (margen derecha).

Descripción de las unidades estratigráficas

Unidad CHSJ1. Secuencia con un espesor total mínimo de 4.06 m., en cuya base se encuentran estratos de areniscas de grano medio a fino, en espesores muy heterogéneos (3, 5, 10 y 15 cm.), intercalados con limolitas-lutitas en horizontes de 2 a 3 cm. de espesor. Los estratos se presentan con tendencia a la horizontalidad.

Posteriormente se encuentra una zona de derrumbe y deslizamiento intraformacional (“décollement”) hacia el NE, en donde los estratos que sobreyacen a este nivel tienden a plegarse, comprendiendo un espesor de 40 cm. la zona deformada (Figura 4.3.5.).

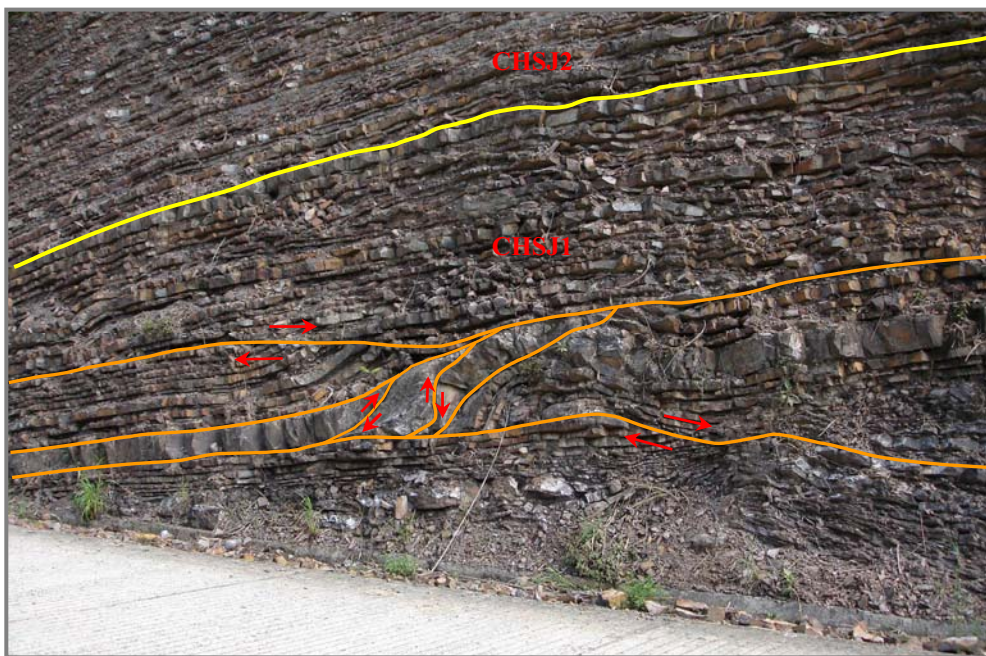


Fig. 4.3.5. Afloramiento de Chalchocotipa-San José (unidades CHSJ1 y CHSJ2) en donde se observa una zona de derrumbe y deslizamiento intraformacional hacia el NE (“décollement”). Las flechas indican la dirección de movimiento relativo.

Cabe mencionar que si se divide toda la secuencia, en margen izquierda y margen derecha, ésta última permanece sin deformar, notándose únicamente los cambios del régimen de sedimentación en las variaciones de litología y espesor.

La zona de “décollement” (pliegue-falla) inicia con un estrato de 30 cm. de espesor, la cual presenta deformación hacia la margen izquierda del afloramiento, disminuyendo de intensidad hacia la parte superior, en donde algunos de los estratos presentan acuñamiento (Figura 4.3.6.) y truncamiento (Figura 4.3.7.).



Fig. 4.3.6. Acuñaamiento de estratos de arenisca. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

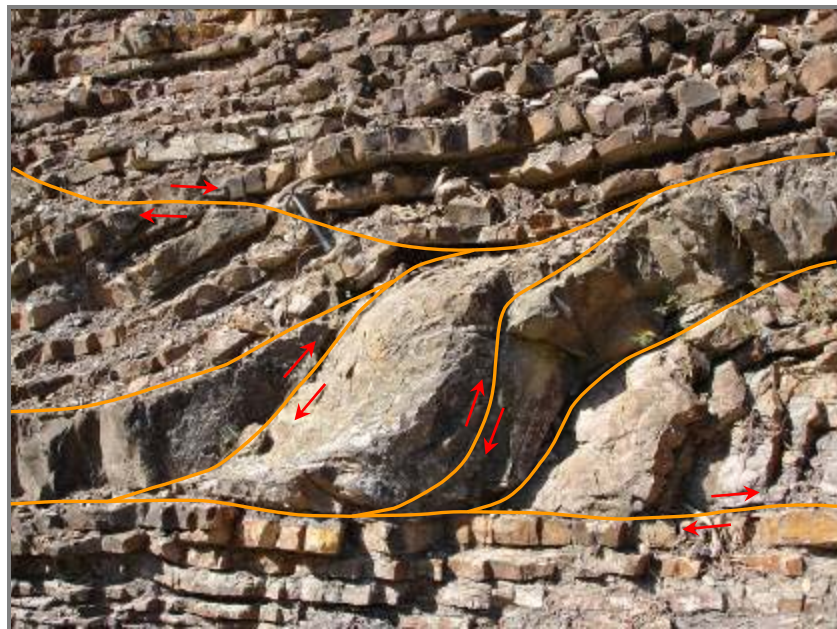


Fig. 4.3.7. Truncamiento de los estratos debido al derrumbe y deslizamientos intraformacionales hacia el NE (detalle). Las flechas indican la dirección de movimiento relativo. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

Resultado de la deformación se tiene una pequeña falla inversa intraformacional (con un salto de falla de 5 cm.) (Figura 4.3.8.). Los espesores de los estratos de arenisca de grano medio a fino son muy variables, de 4 a 5 cm. hasta 12-15 cm., e incluso 1 cm. de espesor,

los cuales se alternan con estratos de limolitas-lutitas en espesores de 4 a 5 cm., hasta 10 cm.

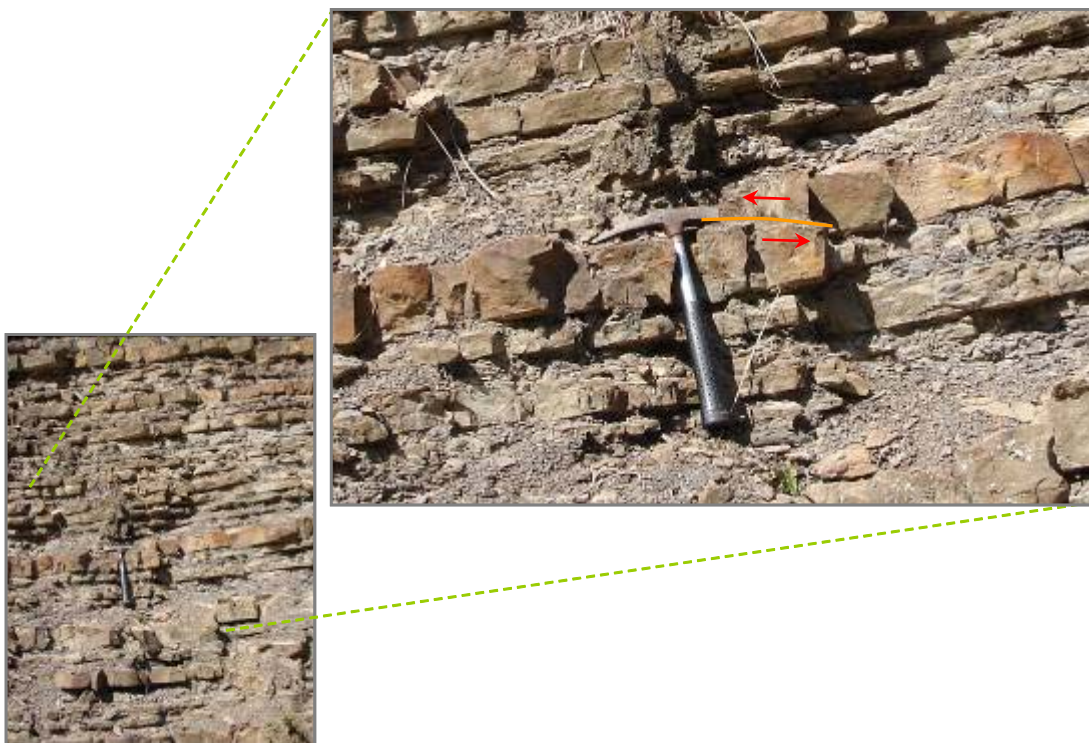


Fig. 4.3.8. Falla inversa intraformacional (detalle). Las flechas indican la dirección de movimiento relativo. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

Algunos de los estratos de arenisca ubicados por encima de la zona de “*décollement*”, presentan en su base trazas de bioturbación, las cuales podrían corresponder a *Fucusopsis angulata* (?).

Unidad CHSJ2. Unidad con un espesor total estimado de 4.95 m., con características estratigráficas similares a la unidad CHSJ1, pero sin deformación ni acuñaientos.

Esta secuencia presenta un tipo de sedimentación más rítmica, pues la alternancia y espesores tanto de las areniscas de grano fino como de las limolitas-lutitas es más homogéneo (verticalmente) y continuo (horizontalmente).

Los espesores de los estratos de arenisca van de 2 a 5 cm. intercalados con espesores similares de limolitas-lutitas, destacando tres pequeños niveles con espesores de cerca de 10 cm. de material fino.

La bioturbación presente en esta unidad corresponde a trazas de *Fucusopsis angulata* (?) (*repichnia*) (facies abisales).

Al menos en estas dos primeras unidades se tiene la presencia de marcas de corriente (“flute casts”, “crecent casts” y “groove casts”), observables en la base de los estratos de arenisca, y las cuales presentan una dirección de movimiento con tendencia W-E.

Unidad CHSJ3. Unidad con un espesor total calculado de 2.90 m., en cuya base se tiene una estratificación delgada homogénea, con una relación de areniscas/limolitas-lutitas de 1:1 en estratos de 2 a 5 cm. de espesor. La estratificación se hace más delgada hacia la parte superior, observándose una proporción arenisca/limolita-lutita de 1:3, en donde se tienen horizontes de material fino de hasta 15 cm. de espesor. Este nivel corresponde a una zona distal de un abanico progradante.

Cabe mencionar que en algunos pequeños fragmentos de roca encontrados al pie del afloramiento, se logró identificar la presencia de *Paleodictyon*, organismo característico de facies turbidíticas en la zona abisal (ichnofacies Nereites), y que aunque no se localizaban *in situ*, puede inferirse que éste bien puede encontrarse en horizontes superiores de este nivel de la secuencia sedimentaria.

Se infiere que el ambiente de depósito corresponde a una secuencia intermedia de lóbulos (facies C y E, según Mutti y Ricci Lucchi, 1972), asociados a zonas de desbordamiento entre canales semiconfinados, y cuyos materiales fueron transportados por flujos de grano y corrientes de turbidez.

En la figura 4.3.9. se presenta la columna estratigráfica representativa, en donde se observan las unidades CHSJ1 a CHSJ3.

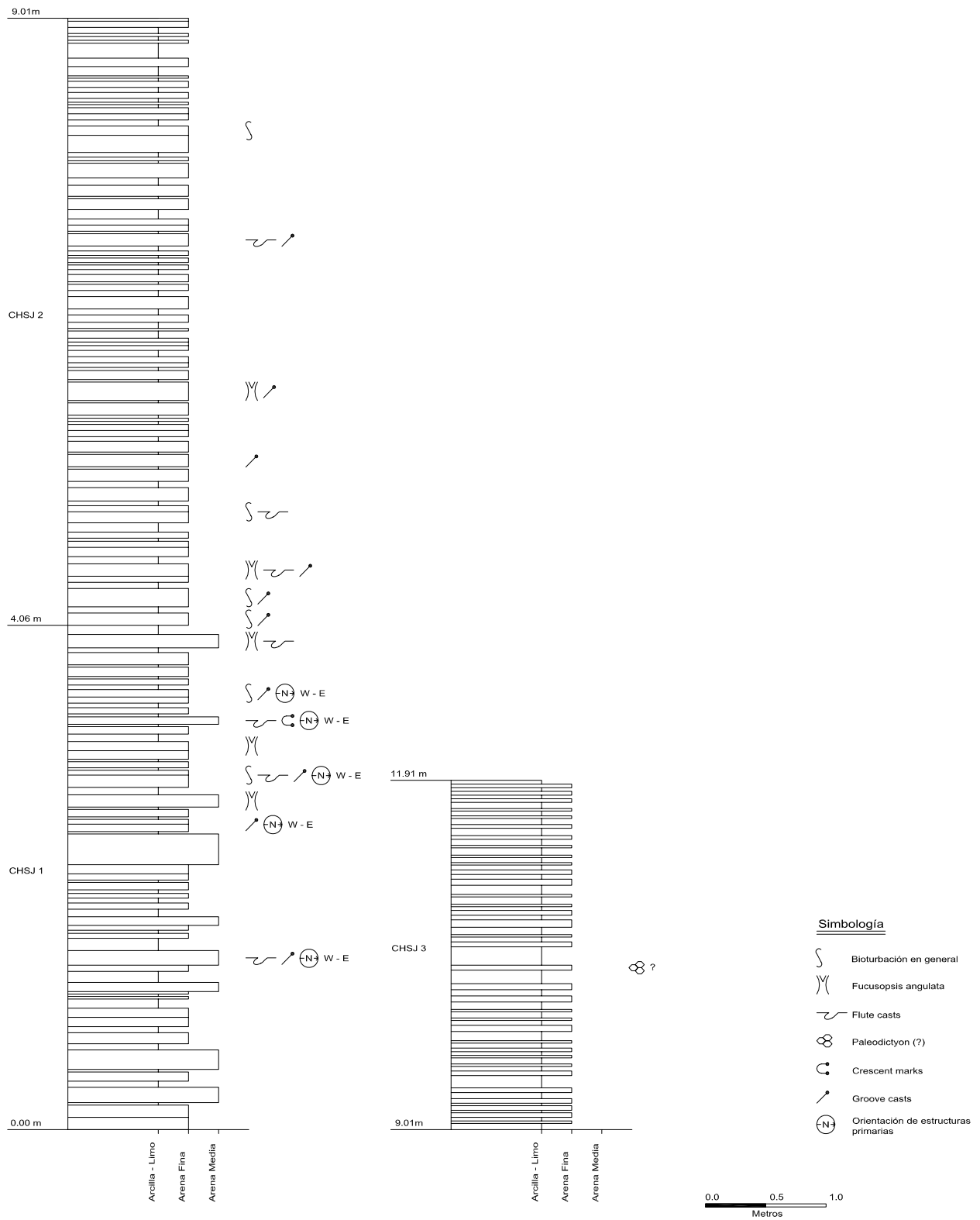


Figura 4.3.9. Columna estratigráfica en donde se observan las unidades CHSJ1 a CHSJ3.

4.4. Afloramiento “SAN JOSÉ/COACUILCO” (14Q 0 542 075, UTM 2 330 593)

El afloramiento esta ubicado a 500m. del poblado de San José, rumbo a Coacuilco (Figura 4.4.1.).

Rumbo general de la secuencia: N 35° W, 64° NE.



Fig. 4.4.1. Afloramiento de San José-Coacuilco, en donde se observa plegamiento con vergencia hacia el NE. La mochila mide 78 cm. de alto por 35 cm. de ancho.

Secuencia conformada por areniscas de color gris oscuro, de grano medio, con estratos que van desde los 2 cm. pasando por los 5, 10, 25, 30, 50 y hasta 60 cm. de espesor los más potentes, los cuales están intercalados en proporción 1:1, con limolitas-lutitas en estratos que van desde los 2 cm. hasta los 15 o 20 cm. de espesor. El tipo de intemperismo que se observa, es característico en ambos materiales; diferencial para el material limo-arcilloso, y rectangular para las areniscas.

Se encuentran diferentes tipos de estructuras sobre la superficie de estratificación, como son las huellas de carga, las cuales observadas de canto o perfil, muestran un asentamiento diferencial de las areniscas sobre las arcillas (Figura 4.4.2.), y el cual se manifiesta en la superficie de las areniscas como irregularidades u ondulaciones (Figura 4.4.3.).

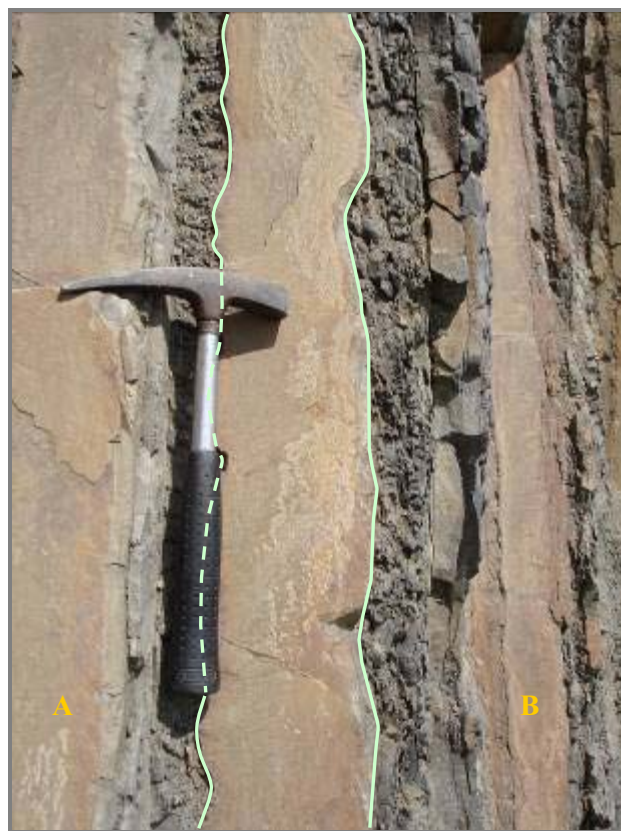


Fig. 4.4.2. Estructura de carga de las areniscas sobre las arcillas (asentamiento diferencial) (vista de perfil) (A: base, B: cima). El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.



Fig. 4.4.3. Irregularidades u ondulaciones sobre la superficie de estratificación de las areniscas, producto de la compactación diferencial de los estratos durante su sepultamiento. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

Asociadas a este tipo de estructuras, se observan estructuras de flama (estructuras flamiformes), formadas por el escape de material menos denso (limo-arcilloso) hacia zonas de menor presión, dejando su expresión dentro de las areniscas (Figura 4.4.4.).



Fig. 4.4.4. Estructuras flamiformes, producto de la diferencia de densidad entre materiales, con dirección de flujo hacia el SE (A: base, B: cima). La flecha indica la dirección de flujo. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

En esta unidad se encuentran marcas de corriente (“flute casts”, “prod y bounce casts”) en un bajo número, así como huellas de ichnofósiles.

Todo esto nos indica que el régimen de sedimentación fue muy variado, el cual comprende desde zonas de “overbank” muy amplias y de relieve suave, hasta zonas de desbordamiento en lóbulo distal, por lo que se infiere que esta secuencia puede corresponder a una facies C, según Mutti y Ricci Lucchi (1972), bajo condiciones hidráulicas de un flujo turbidítico de baja densidad que pasó de condiciones canalizadas a condiciones de margen de canal por el descenso de su energía y densidad.

En el extremo derecho de la secuencia, se tiene un plegamiento-fallamiento normal con vergencia al NE, el cual afecta a toda la secuencia en ese sector (Figura 4.4.5.).

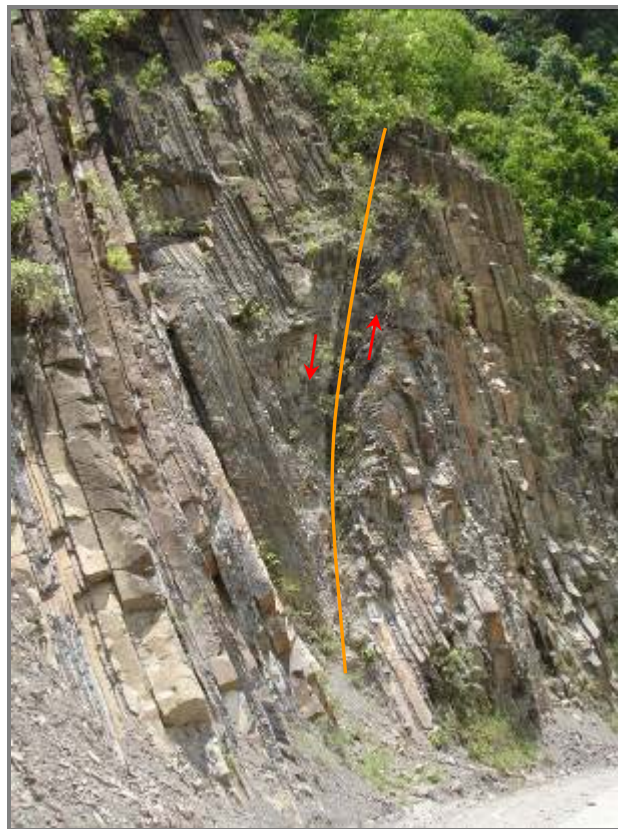


Fig. 4.4.5. Plegamiento y fallamiento normal con vergencia al NE, en el sector derecho de la secuencia. Las flechas indican la dirección de movimiento relativo.

De manera regional se puede observar una intensa deformación, desde pliegues recumbentes, hasta pliegues muy cerrados, y en donde la posición de la secuencia puede variar en tan solo unas decenas de metros, pasando de una secuencia horizontal a una posición casi vertical (Figura 4.4.6. y 4.4.7.).



Fig. 4.4.6. Pliegue recumbente.

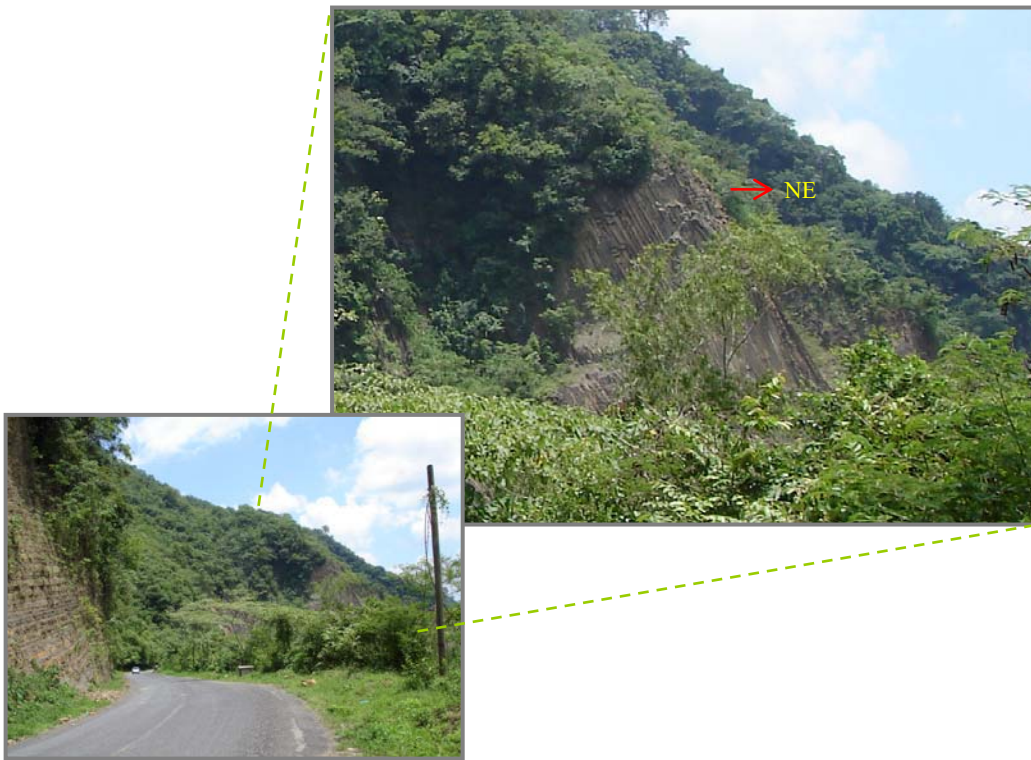


Fig. 4.4.7. Aspecto general de la deformación. En la foto inferior se observan los estratos horizontales, mientras que en la superior presentan un echado de 60° con rumbo hacia el NE. Dichas imágenes se encuentran a los extremos de la zona del plegamiento-fallamiento normal (Fig. 4.4.5).

4.5. Afloramiento “MEDIA CUESTA/TLALAXO” (14Q 0 529 452, UTM 2 357 970)

El afloramiento se ubica en el paraje “La Media Cuesta”, en el camino que va de Tamazunchale a San Martín Chalchicuatla, en donde logra medirse un espesor mínimo de 7.50 m. (Figura 4.5.1., 4.5.2. y 4.5.3).

Rumbo general de la secuencia: varía entre N 63° W, 21° NE y N 10° W, 20° NE

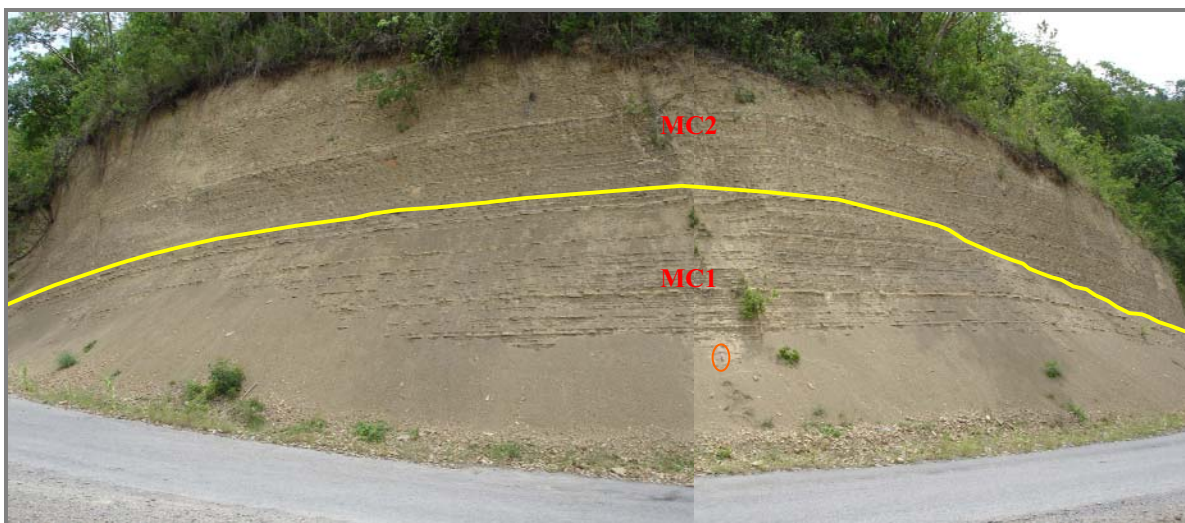


Fig. 4.5.1. Afloramiento de la Media Cuesta-Tlalaxo, en donde se observan las unidades MC1 y MC2. El martillo (dentro de la elipse) tiene una longitud de 31.8 cm.

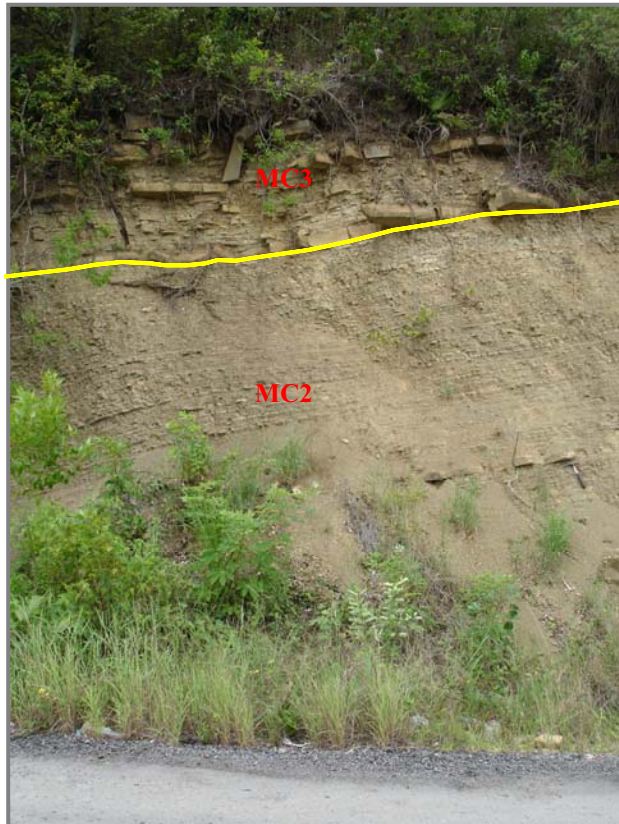


Fig. 4.5.2. Afloramiento de la Media Cuesta-Tlalaxo, en donde se observan las unidades MC2 y MC3. El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

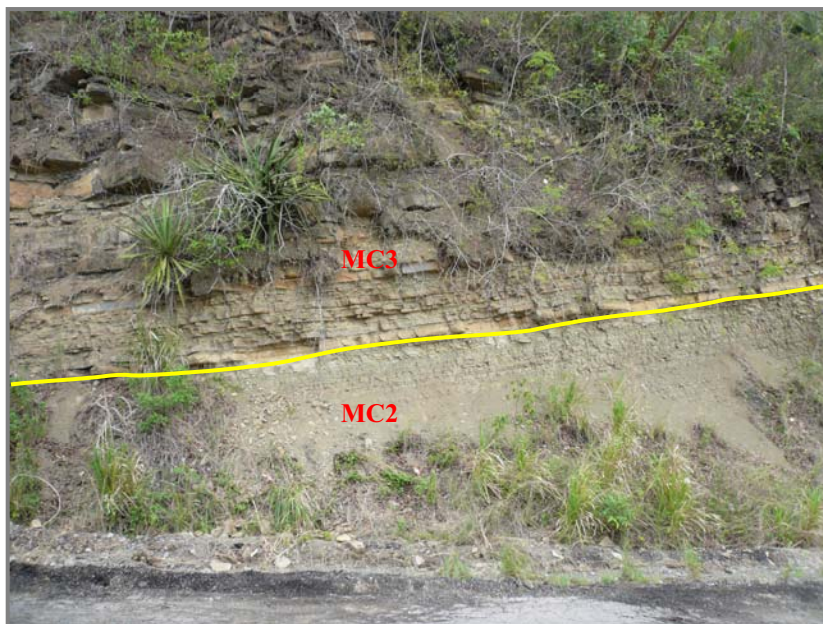


Fig. 4.5.3. Afloramiento de la Media Cuesta-Tlalaxo, en donde se observan las unidades MC2 y MC3.

Descripción de las unidades estratigráficas

Unidad MC1. Secuencia rítmica con estratificación paralela, compuesta de areniscas de grano fino en estratos de 5 a 6 cm. de espesor en su parte superior, intercaladas con estratos de limolitas-lutitas en pequeños paquetes de 8 a 10, y hasta 15 cm. de espesor; siendo el material fino el que predomina considerablemente. Se observa poca bioturbación a la base de los horizontes de las areniscas.

Unidad MC2. Unidad de 3.61 m. de espesor, caracterizada por una alternancia rítmica de estratos paralelos, bastante homogénea, de areniscas de grano fino a medio de composición carbonatada y lutitas-limolitas, ambas litologías presentan espesores promedio de 1 a 2 cm., aunque algunos estratos de arenisca de 3 cm. de espesor, se presentan con mayor abundancia hacia la parte superior de la unidad.

En la base de algunos de los estratos de arenisca de grano medio, se observan algunas trazas de bioturbación de *Fucusopsis angula* (repichnia), así como el molde de algunas marcas de corriente (“flute casts”), las cuales presentan una dirección de flujo hacia el N 30° E.

Cabe mencionar que en la parte inferior de esta unidad, se observa una pequeña zona canalizada, representada por un estrato de arenisca de grano medio de 10 cm. de espesor por 2.10 m. de ancho, dentro de la secuencia con estratificación más delgada y de granulometría más fina, y el cual podría corresponder a un pequeño acuñaamiento lobular dentro de la facies distal del abanico (Figura 4.5.4.).



Fig. 4.5.4. Canalización terminal dentro de una facies distal del abanico.

Unidad MC3. Esta unidad presenta un espesor mínimo estimado de 1.53 m., y esta formada por estratos de arenisca de grano medio a fino en espesores de 10 a 15 y de 20 a 25 cm. e incluso estratos de cerca de 45 cm. Entre estos estratos se tienen algunos intervalos de 12 a 20 cm. de espesor de areniscas en estratificación delgada (1 a 2 cm. de espesor), así como algunos intervalos de limolitas-lutitas con un espesor de 2 a 6 cm.

En la base de algunos de los estratos de arenisca se observan huellas de ichnofósiles (*Fucusopsis angulata*).

El ambiente de depósito de esta secuencia en su parte basal (unidades MC1 y MC2), corresponde a la facies D y G (según Mutti y Ricci Lucchi, 1972) de lóbulo distal, en donde predomina la cantidad de material fino transportado en suspensión por corrientes de bajo régimen de flujo, y en donde las canalizaciones terminales sugieren pequeños depósitos de canal en vías de extinción. Las características sedimentarias de la unidad MC3 corresponden a una facies de canal en abanico medio (facies C); en donde se infiere que el depósito de los sedimentos se llevó a cabo por una serie de abanicos progradantes.

En la figura 4.5.5. se presenta la columna estratigráfica representativa, en donde se observan las facies MC1 a MC3.

4.6. Afloramiento “EL ZAPOTILLO” (14Q 0 538 247, UTM 2 365 618)

Este afloramiento se ubica a la altura del Rancho El Zapotillo, en el camino que comunica al poblado de San Martín Chalchicuautla con El Tepemiche, donde se midió un espesor de 5.20 m. (Figura 4.6.1.).

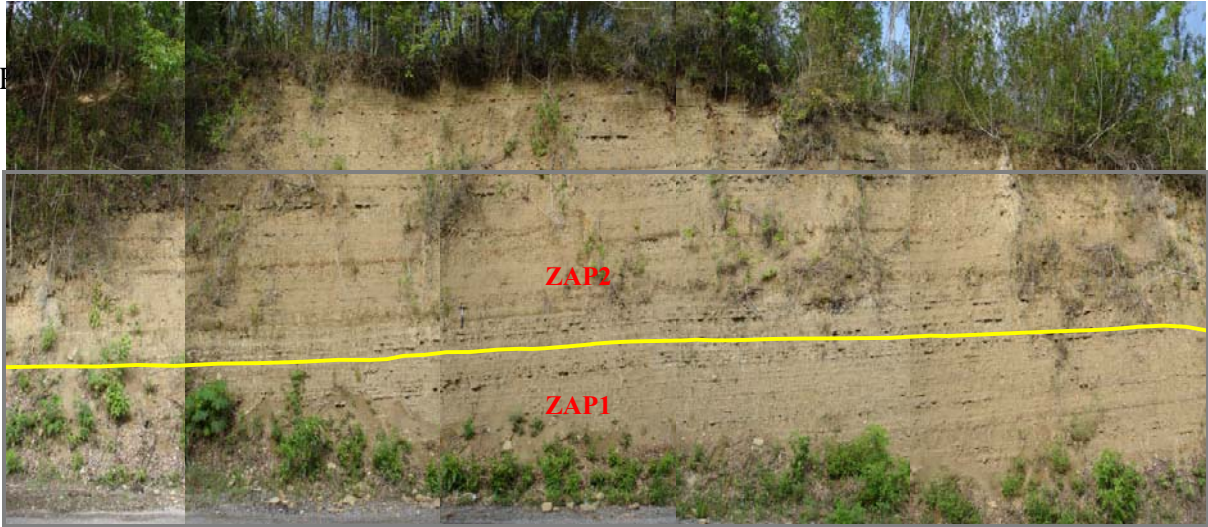


Fig. 4.6.1. Aspecto general de la secuencia, en donde se observan las unidades ZAP1 y ZAP2.

Descripción de las unidades estratigráficas

Unidad ZAP1. Esta unidad alcanza un espesor de 3.08 m. y esta compuesta por una intercalación de areniscas y limolitas-lutitas.

Las areniscas son de grano medio a fino y presentan una estratificación delgada de 2 a 3 cm., logrando alcanzar un espesor máximo de 5 a 7 cm.

Los horizontes de material fino se presentan en espesores de 3 a 7 cm., e incluso algunos alcanzan los 10 cm. de espesor. Esta secuencia tiene un carácter homogéneo en cuanto a variación en el proceso de sedimentación.

Se tiene la presencia de ichnofósiles sobre la superficie inferior de los estratos de arenisca, y cuya traza pudiera corresponder a *Megagraption irregulare* (?) (pascichnia), organismo característico de comunidades de aguas profundas.

Unidad ZAP2. Unidad de 2.12 m. de espesor, caracterizada por la intercalación de areniscas de grano fino con limolitas-lutitas, y en donde la proporción de areniscas es menor con respecto al material limo-arcilloso, lo cual le da un carácter más fino a esta parte de la secuencia.

Los estratos de arenisca tienen un espesor promedio de 1 a 2 cm., observándose dos estratos de 6 cm. de espesor, producto posiblemente de un remanente de canalización (Figura 4.6.2. y 4.6.3.). Muestra M8 (Ver Capítulo 5).

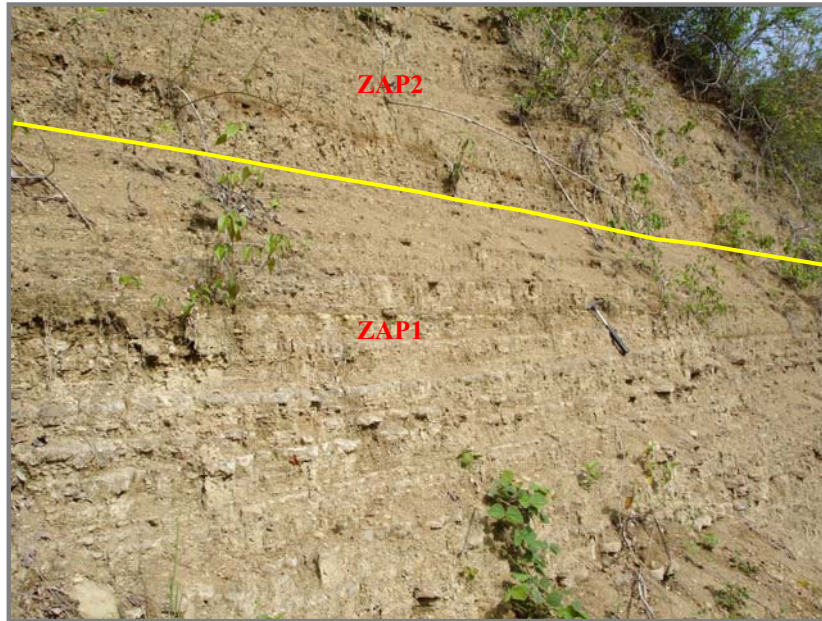


Fig. 4.6.2. Afloramiento de El Zapotillo, en donde se observan las facies ZAP1 y ZAP2 (detalle). El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

En general, la secuencia puede considerarse como de abanico externo en su facies más distal, en donde los materiales finos fueron transportados por corrientes turbidíticas de baja densidad y depositados como sedimentos de carga, principalmente en un régimen de flujo bajo (facies D, según Mutti y Ricci Lucchi, 1972).

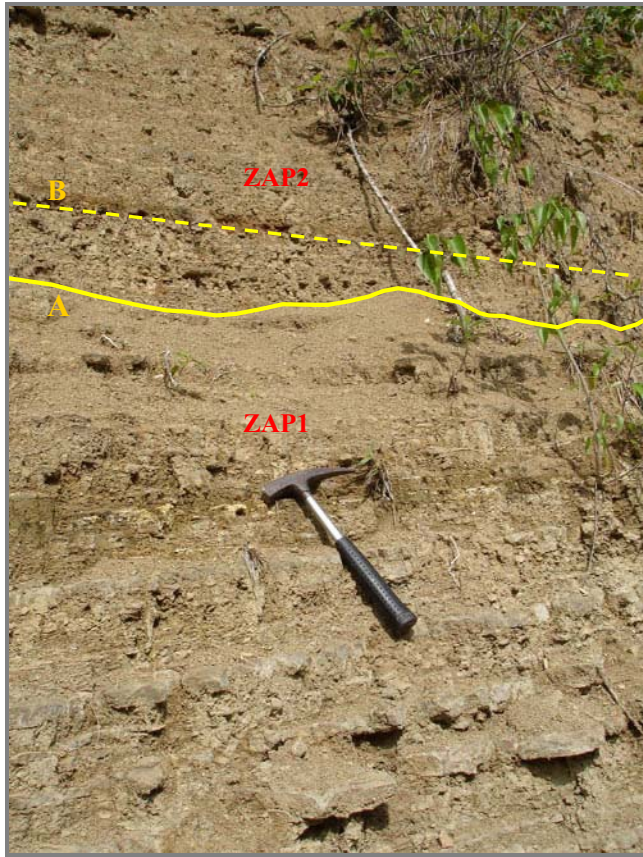


Fig. 4.6.3. Afloramiento de El Zapotillo, en donde se observa un microcanal entre el limite de las unidades ZAP1 y ZAP2 (detalle) (A: base, B: cima). El martillo tiene una longitud de 31.8 cm.

En la figura 4.6.4. se presenta la columna estratigráfica representativa, en donde se observan las unidades ZAP1 y ZAP2.

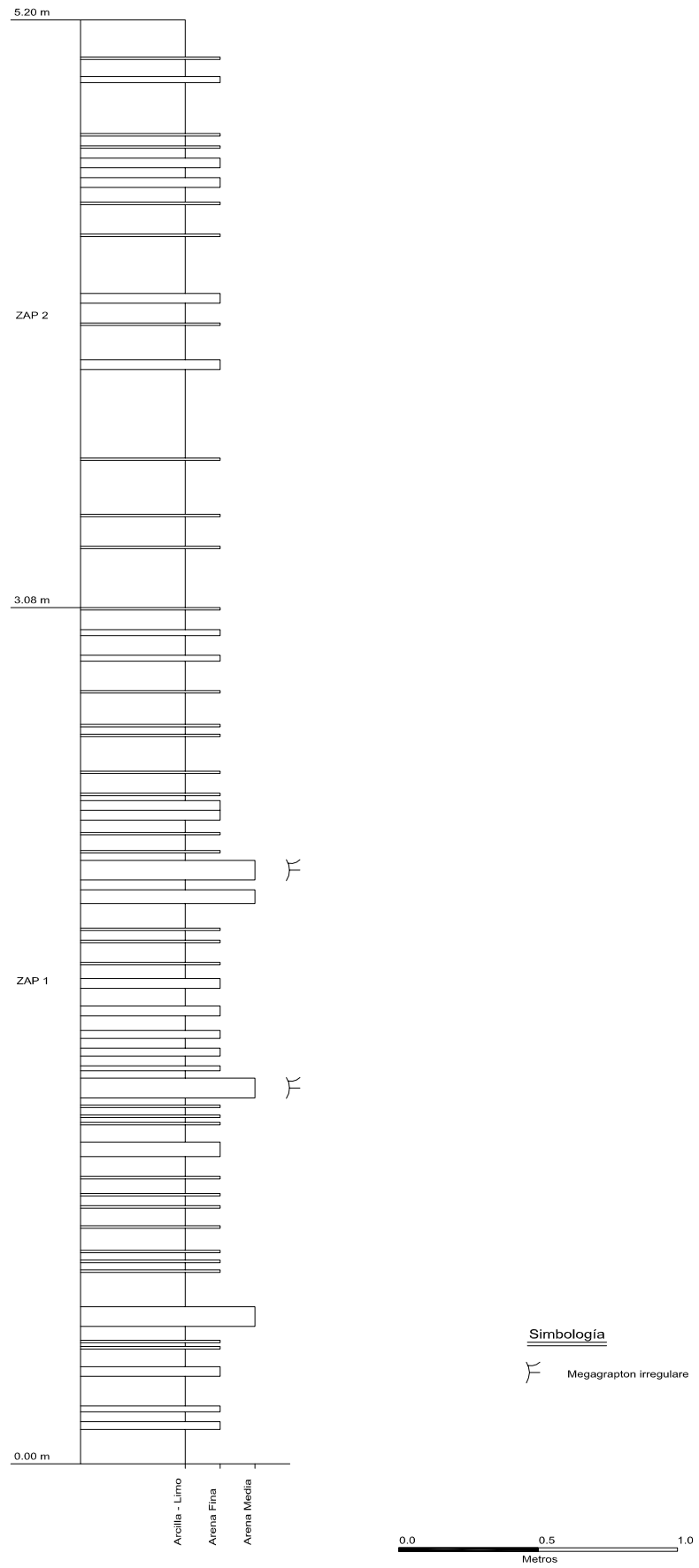


Figura 4.6.4. Columna estratigráfica en donde se observan las unidades ZAP1 y ZAP2.

5. RESULTADOS DE LABORATORIO

ANÁLISIS DE MUESTRAS

Para realizar el estudio petrográfico de apoyo, se utilizaron siete muestras del afloramiento “Puente Axtla de Terrazas”, así como una del afloramiento “El Zapotillo”, consideradas como características.

El equipo utilizado fue un analizador de imágenes, el cual consta de un microscopio petrográfico/mineragráfico, marca Nikon equipado con objetivos 5X, 10X, 20X y 40X, cámara Hitachi CCD modelo KP MIE/K blanco y negro, y el software Enterprise Omnimet (distribuido por Buelher), el cual opera bajo ambiente Windows.

El software detecta hasta 250 tonalidades de grises (entre el blanco y el negro), emitidas por la difracción de los minerales en la lámina delgada. Estas tonalidades son analizadas en píxeles, y pueden proporcionarnos información como es el tamaño de grano y el porcentaje de las fases minerales con intervalos de intensidades de grises similares.

El tamaño de grano obtenido con el analizador de imágenes se expresa en unidades calculadas por la norma americana ASTM E-112 96.

Una vez que se lograron identificar las fases minerales presentes en cada una de las muestras, se procedió a resaltar las características texturales de las mismas, ya que estas son de gran importancia en la interpretación de los ambientes sedimentarios, dado el carácter dinámico de los sedimentos que le conforman.

Una de las primeras clasificaciones que se aplicaron es en base al tamaño de sus componentes, distinguiéndose cuatro grupos dimensionales principales, tales como la de Udden-Wentworth, 1922: gravas (≥ 2 mm. / $\geq -1.0 \Phi$), arenas (< 2 mm. - ≥ 0.062 mm. / $< -1.0 \Phi$ - $\geq 4.0 \Phi$), limos (< 0.062 mm. - ≥ 0.0039 mm. / $< 4.0 \Phi$ - $\geq 8.0 \Phi$) y arcillas (< 0.0039 mm. / $< 8.0 \Phi$). De esta clasificación surge la nomenclatura familiar de los depósitos detríticos consolidados (conglomerado, arenisca, limolita y lutita).

Otra clasificación que se utilizó, fué la de Dott (1964), la cual se basa fundamentalmente en el porcentaje de matriz (material detrítico de tamaño $<$ de 30 micras) y en la naturaleza de los clastos, que se agrupan en tres tipos: cuarzo (Q), feldespatos (Fs) y fragmentos de roca (Fr).

En función del porcentaje de matriz se establecen dos tipos básicos: grauvacas, si la matriz representa más del 15% del volumen; arenitas, si la matriz representa menos del 15% del total.

A su vez las arenitas se dividen en cuarzoarenitas, litoarenitas y arcosas en función de los porcentajes de cuarzo (Q), feldespato (Fs) y fragmentos de rocas (Fr). Para establecer esta clasificación se utiliza un diagrama triangular (Figura 5.1.)

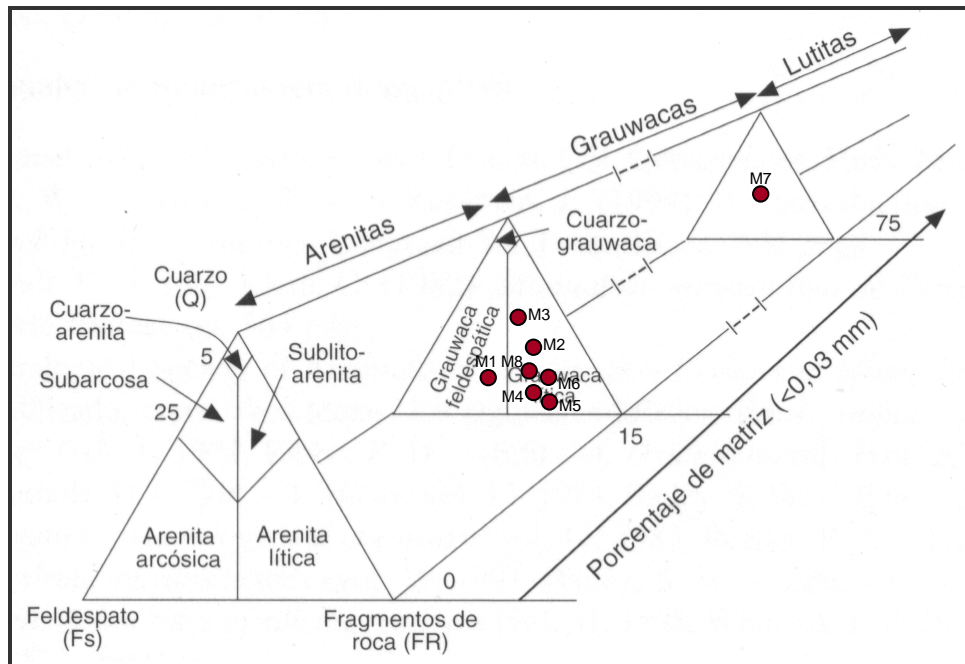


Figura 5.1. Tabla de clasificación de arenitas (Dott, 1964)

El análisis petrográfico de las muestras determinó, que siete corresponden a wackas, ya que se tiene un porcentaje de matriz que varía entre el 25 % y el 75 %, y una de ellas corresponde a una lutita, pues el contenido de matriz es mayor al 75 % (M7 Unidad PAT4).

De las siete muestras clasificadas como wackas, seis corresponden a grauwacas líticas (M2 Unidad PAT1, M3 Unidad PAT3, M4 Unidad PAT3, M5 Unidad PAT4, M6 Unidad PAT4, M8 Unidad ZAP2), y una a grauwaca feldespática (M1 Unidad PAT1).

Otra clasificación utilizada fue la propuesta por Folk (1974) (Figura 5.2), la cual propone en la parte A la clasificación para las arenitas que contienen menos del 15% de matriz de grano fino, en términos de los tres principales componentes; cuarzo, feldespato (más fragmentos de gneis y granito) y otros fragmentos de roca. Las arenitas con más del 15% de matriz de grano fino son las grauwacas, y son divididas de acuerdo a la parte B.

De acuerdo a esta clasificación, y al igual que en la propuesta por Dott (1964), 7 de las muestras estudiadas corresponden a grauwacas, pues tienen más del 15% de matriz de grano fino, de las cuales seis corresponden a grauwacas líticas (M2 Unidad PAT1, M3 Unidad PAT3, M4 Unidad PAT3, M5 Unidad PAT4, M6 Unidad PAT4, M8 Unidad ZAP2), y una a grauwaca feldespática (M1 Unidad PAT1); la muestra M7 Unidad PAT4 corresponde a una lutita, pues presenta más del 75% de matriz de grano fino.

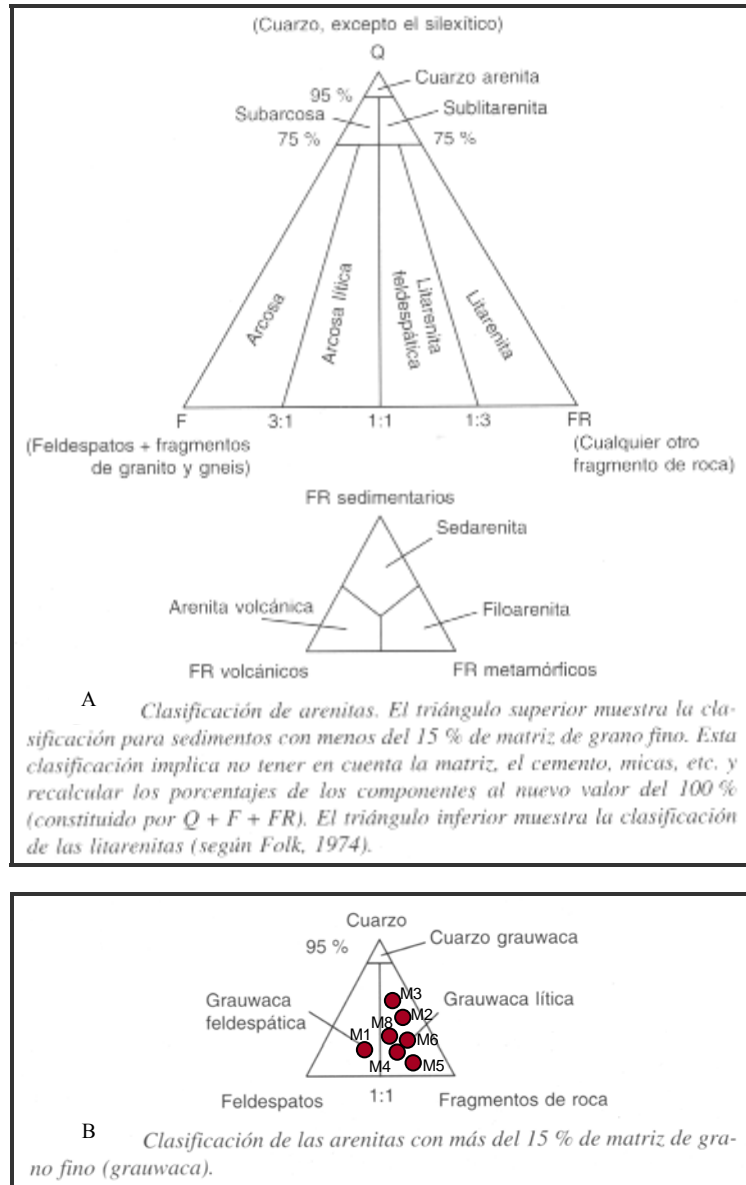


Figura 5.2. Tabla de clasificación de arenitas (Folk, 1974).

De manera general, puede mencionarse que en todas las láminas delgadas, se presentan procesos de diagénesis. Todos estos procesos afectan las condiciones petrofísicas de la roca, pues tanto la porosidad como la permeabilidad de las secuencias líticas se reducen considerablemente. Se puede observar seritización de los feldespatos, la cual afecta a las muestras en menor o mayor grado, así como una recristalización, la cual afecta significativamente a la roca en algunos sectores, y en donde se observan cristales de esparita afectando a la matriz micrítica, o bien, a los fragmentos de caliza, e incluso, algunos feldespatos están siendo reemplazados.

Muestra 1 Unidad PAT1_Afloramiento "Puente Axtla de Terrazas"

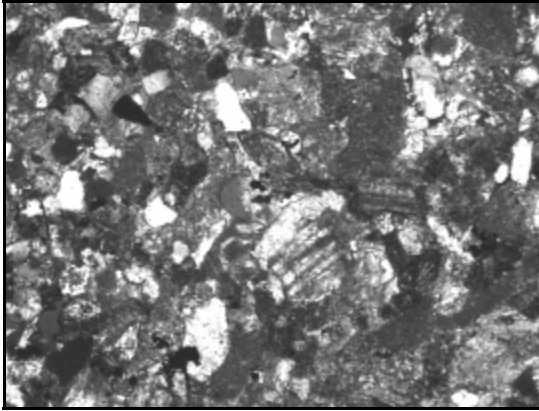


Fig. 1 Imagen en escala de grises (10 X)

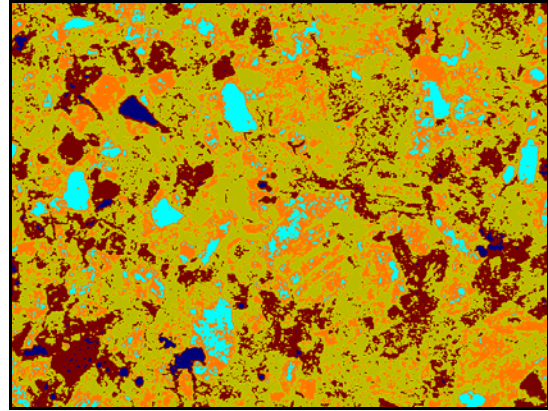
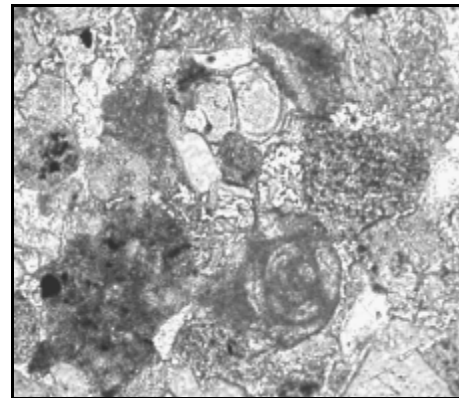
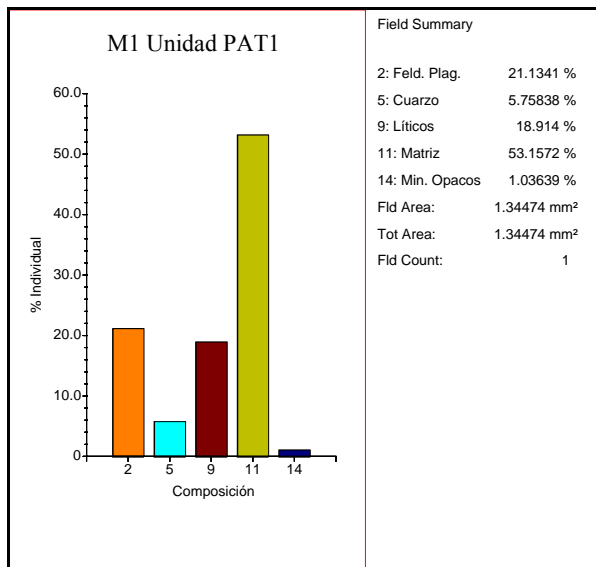
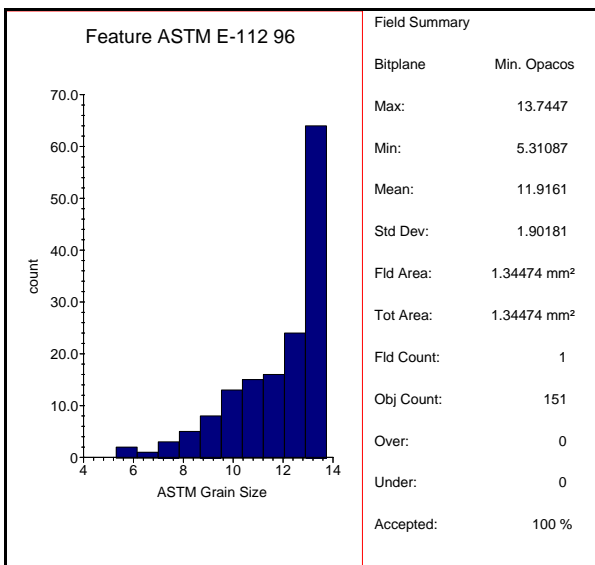
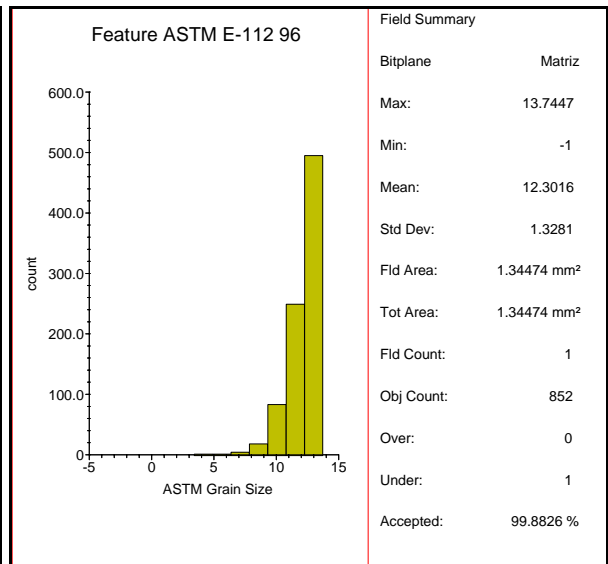
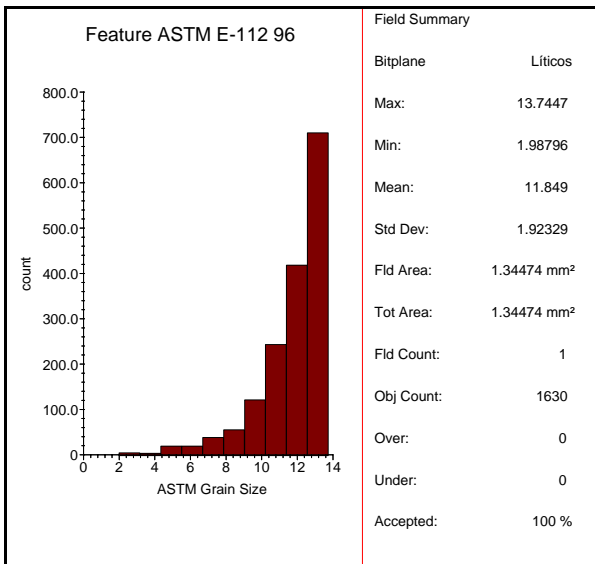
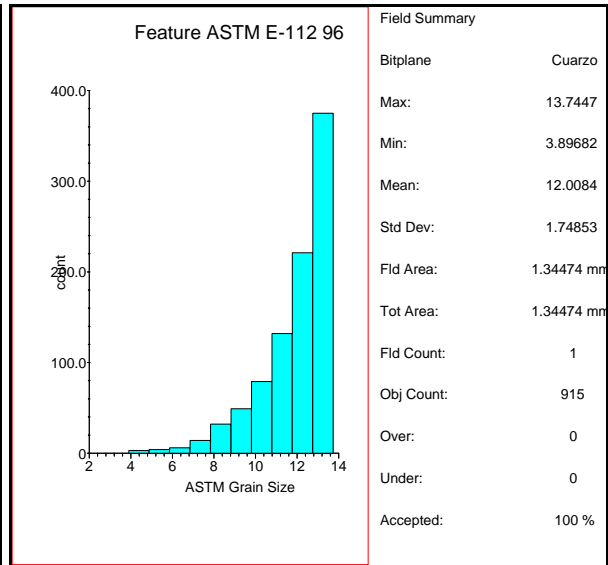
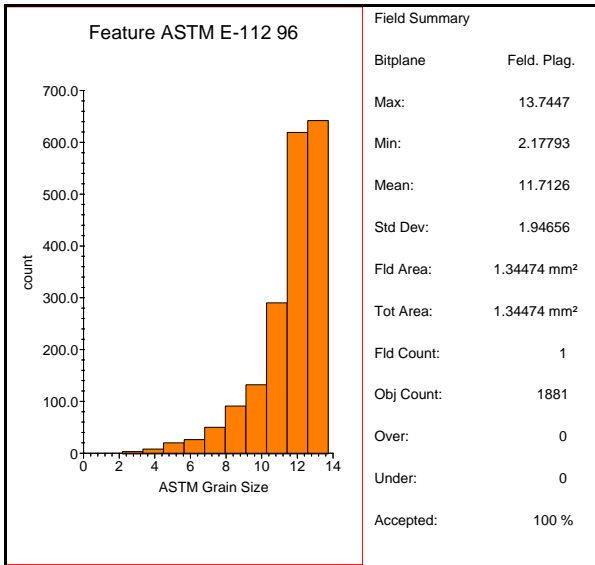


Fig. 2 Imagen detectada (10 X)



Foraminíferos (miliólidos y otros) (20 X)



Muestra 2 Unidad PAT1_Afloramiento “Puente Axtla de Terrazas”

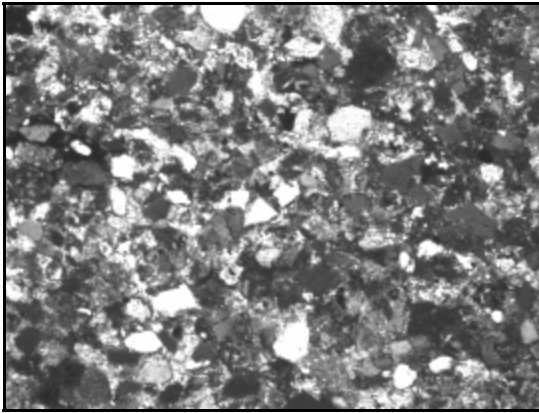


Fig. 1 Imagen en escala de grises (10 X)

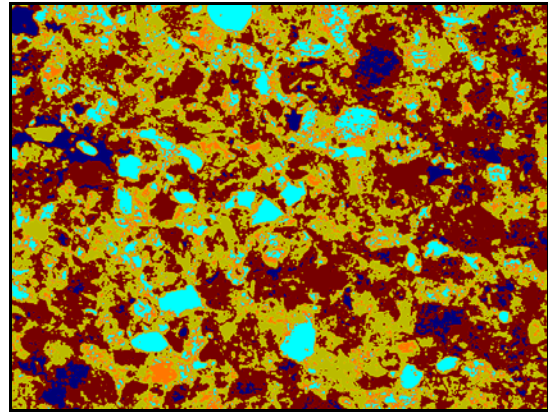
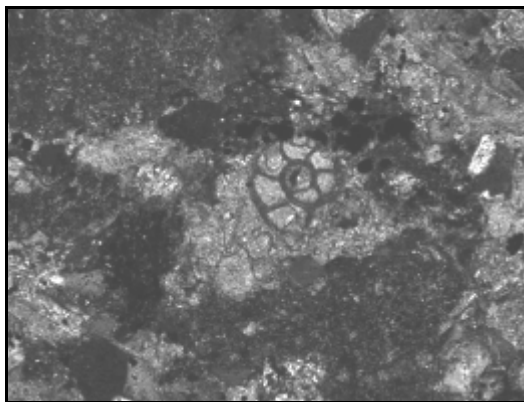
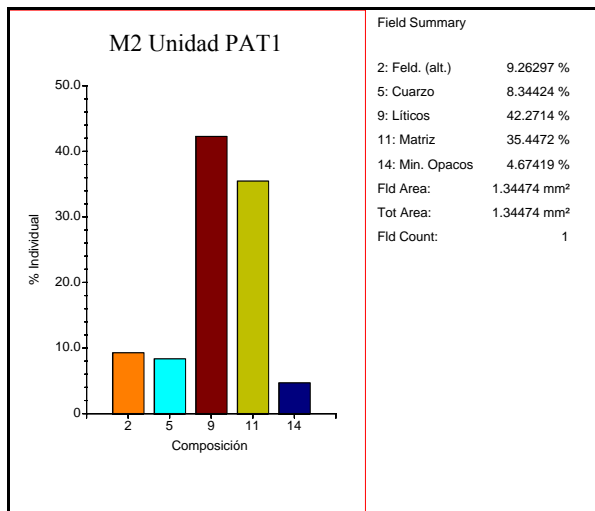
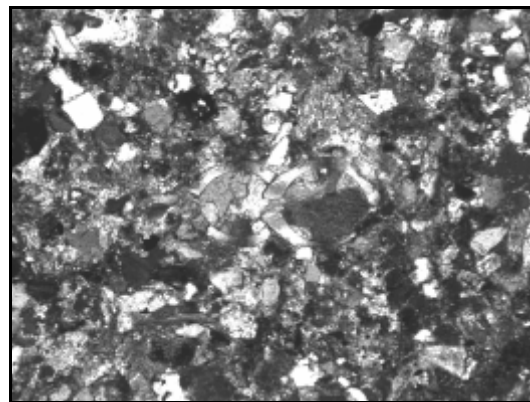


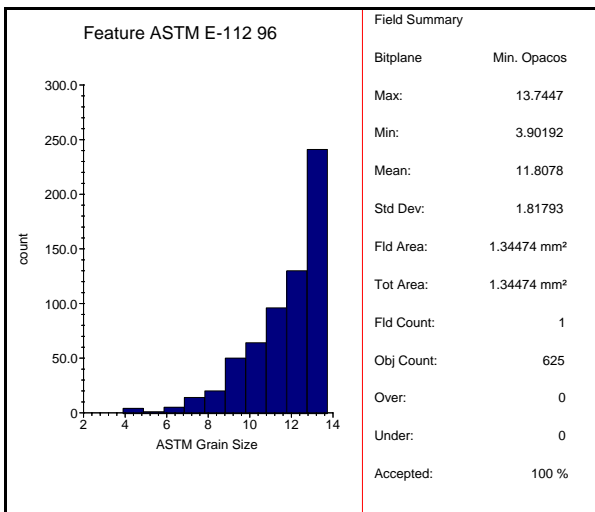
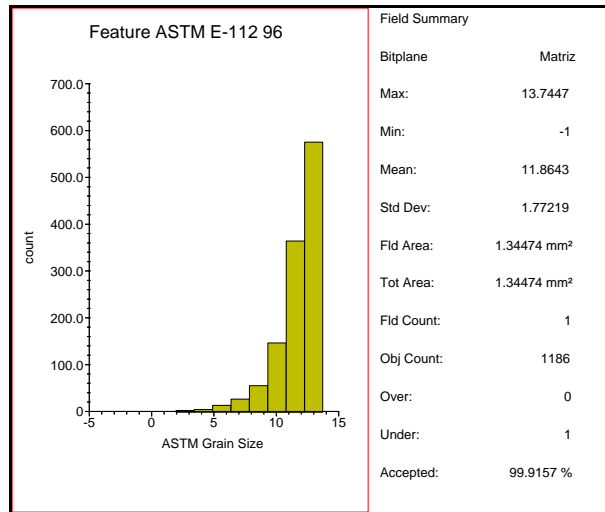
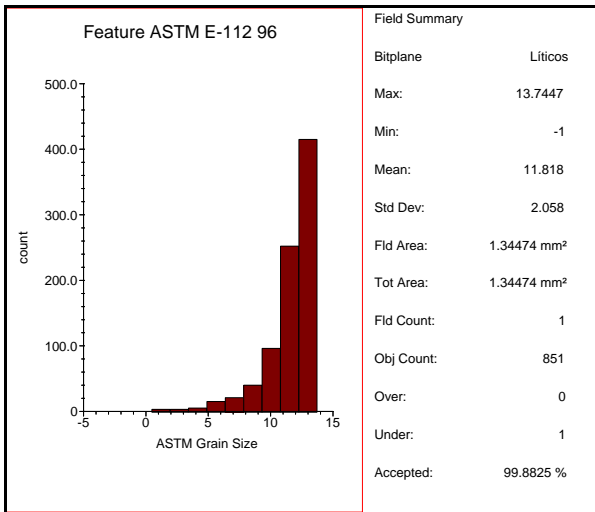
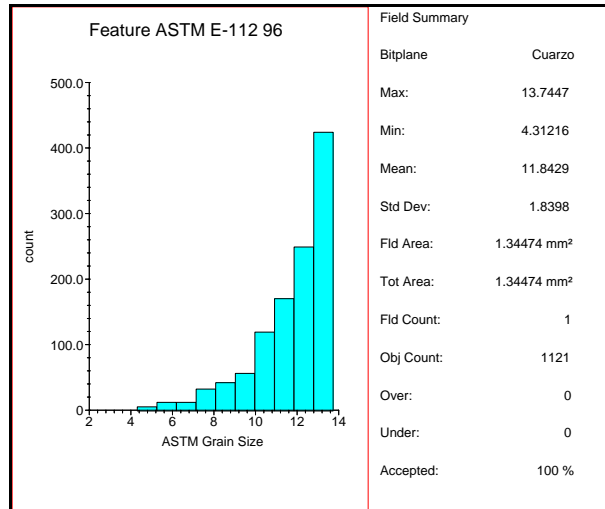
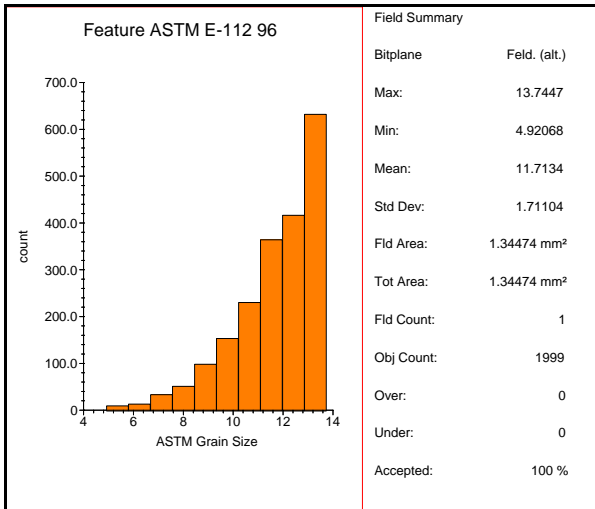
Fig. 2 Imagen detectada (10 X)



Foraminífero (20 X)



Bivalvos (20X)



Muestra 3 Unidad PAT3_Afloramiento “Puente Axtla de Terrazas”

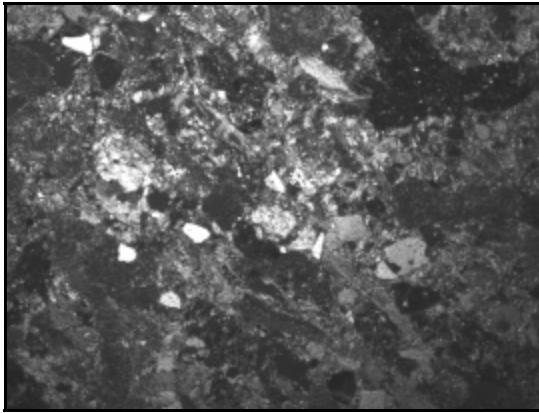


Fig. 1 Imagen en escala de grises (5 X)

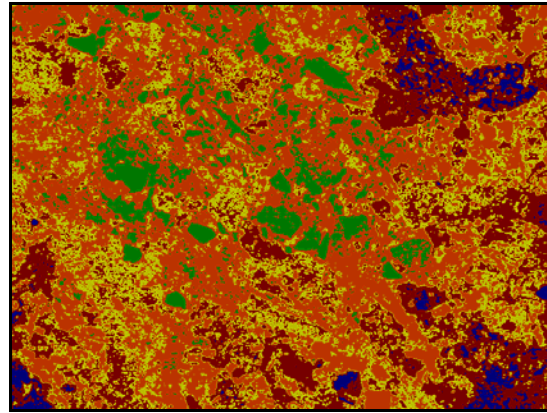
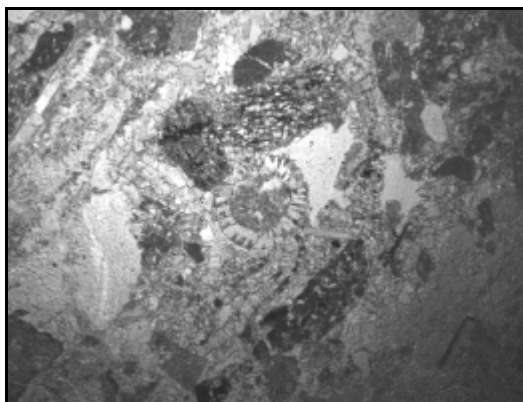
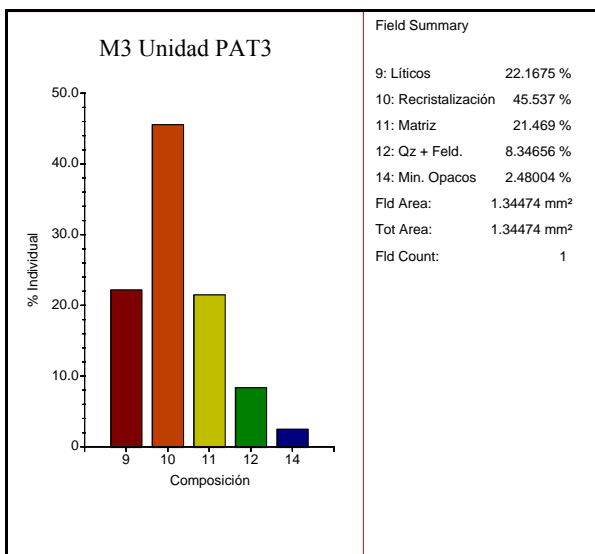
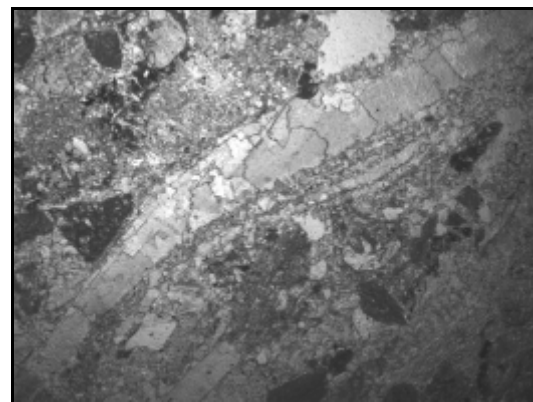


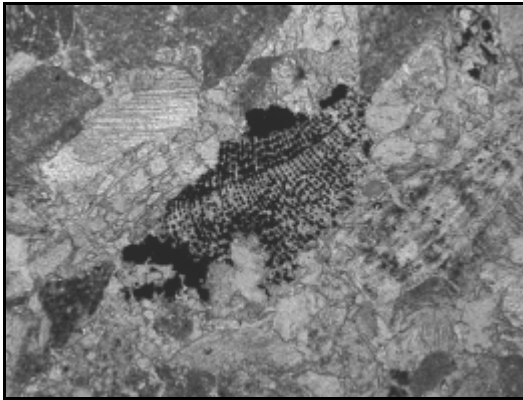
Fig. 2 Imagen detectada (5 X)



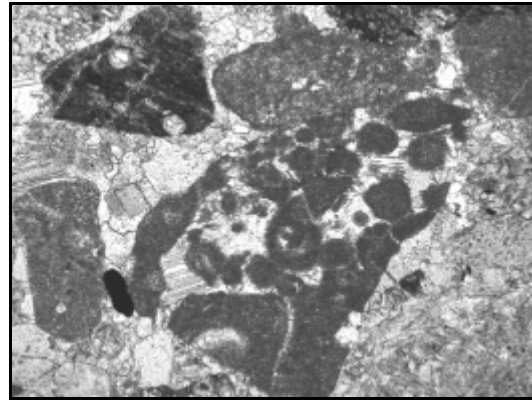
Foraminífero (5 X)



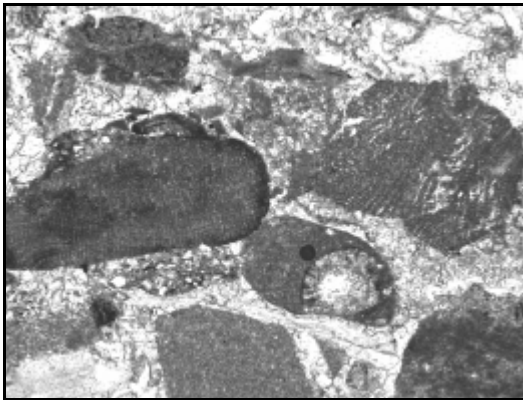
Pelecípodo recristalizado (5 X)



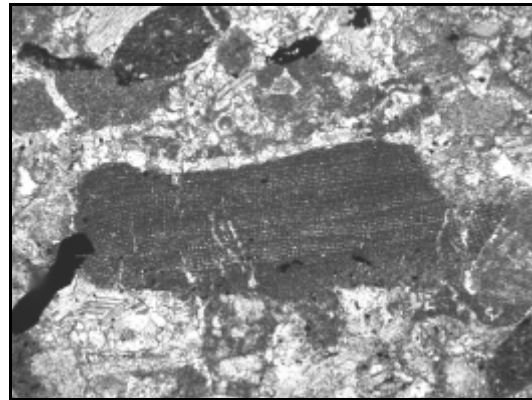
Fragmento de briozooario (10 X)



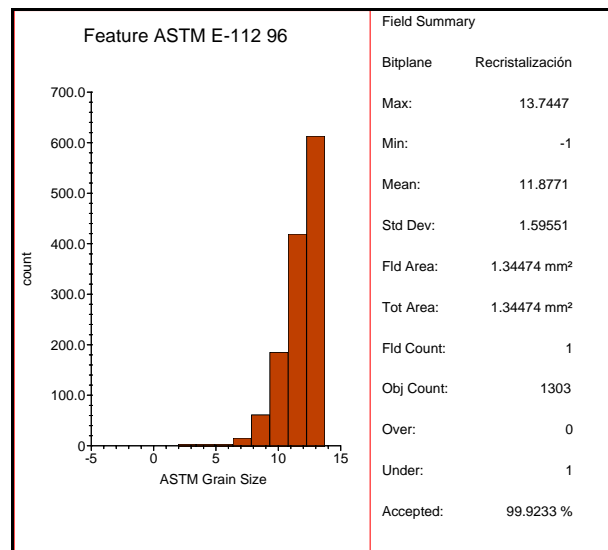
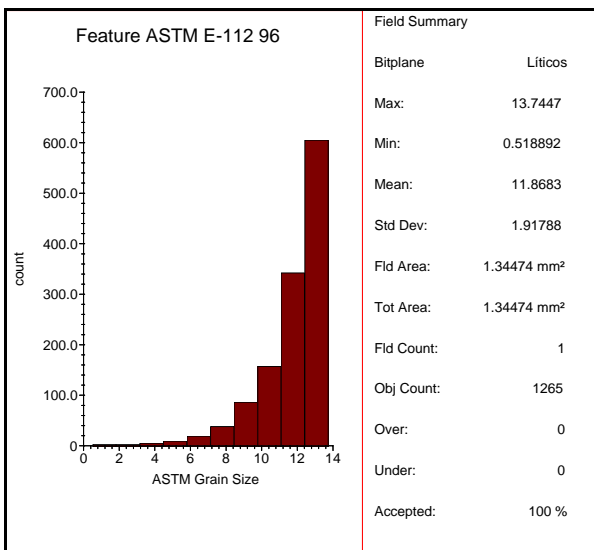
Fragmentos calcáreos y agregados granulares (10 X)

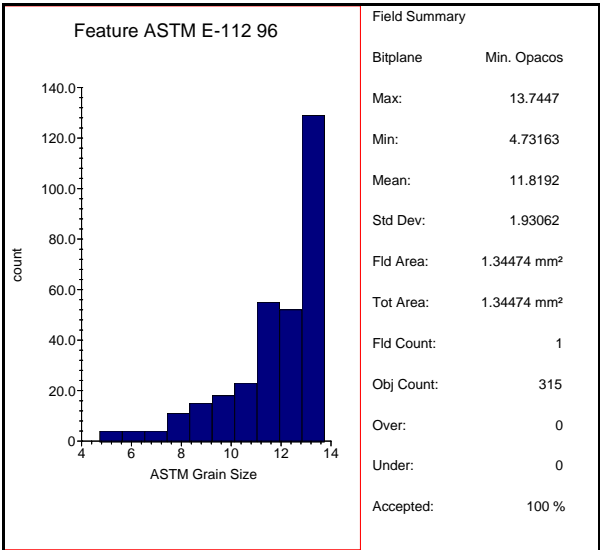
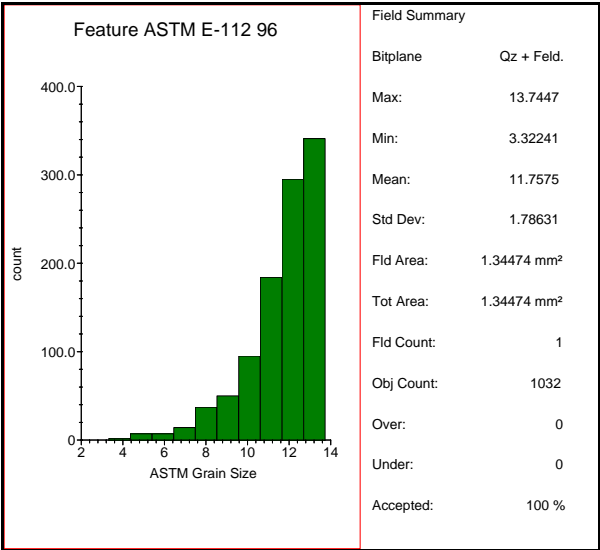
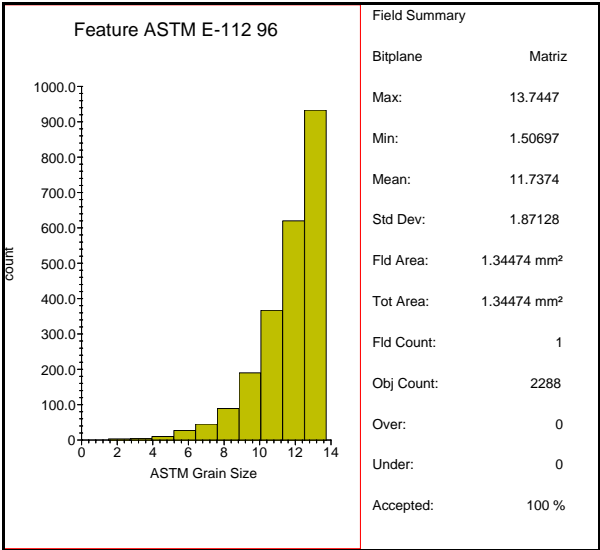


Fragmentos de algas y briozooarios cementados por calcita (10 X)



Fragmento de briozooario cementado por calcita (10 X)





Muestra 4 Unidad PAT3_Afloramiento "Puente Axtla de Terrazas"

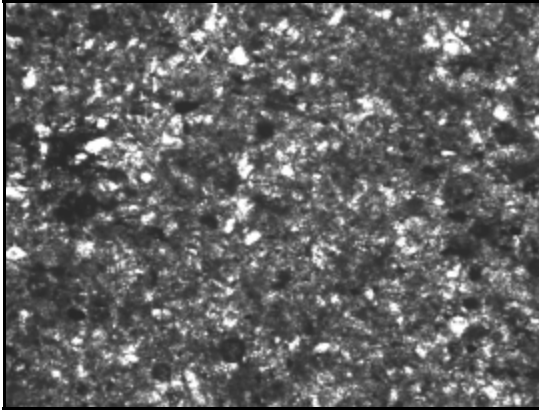


Fig. 1 Imagen en escala de grises (10 X)

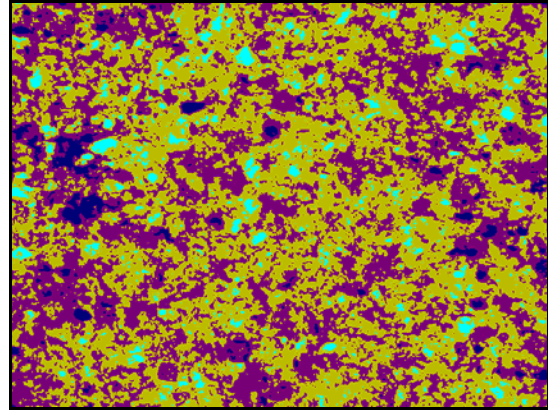
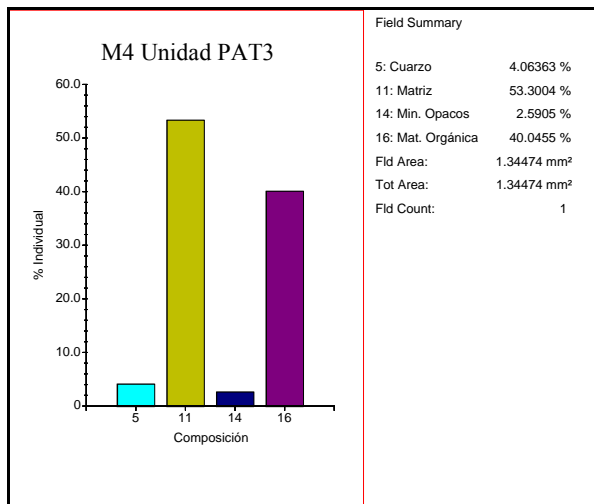
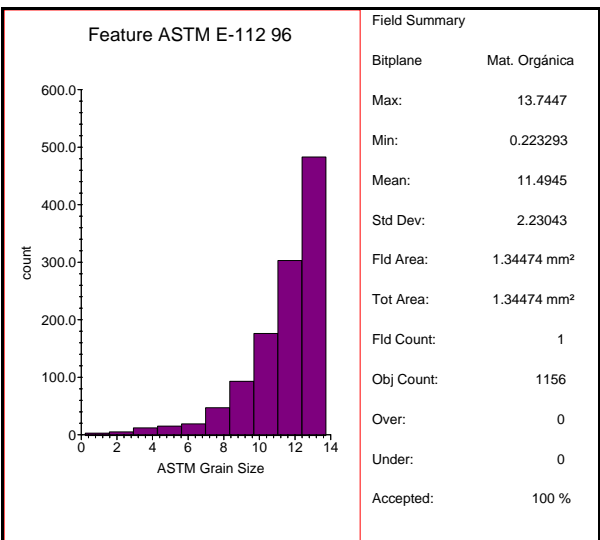
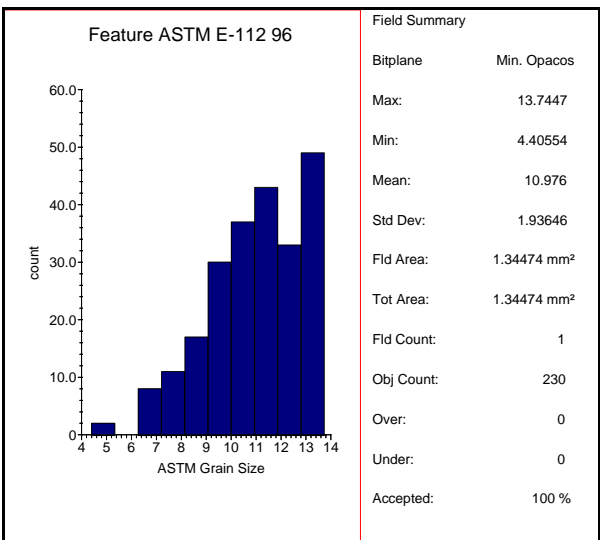
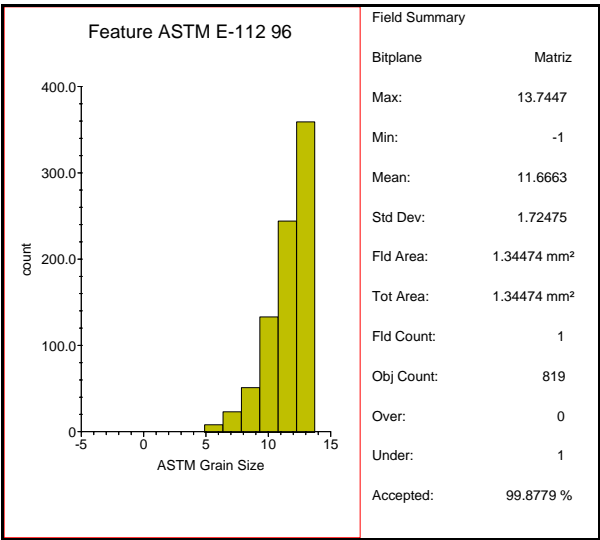
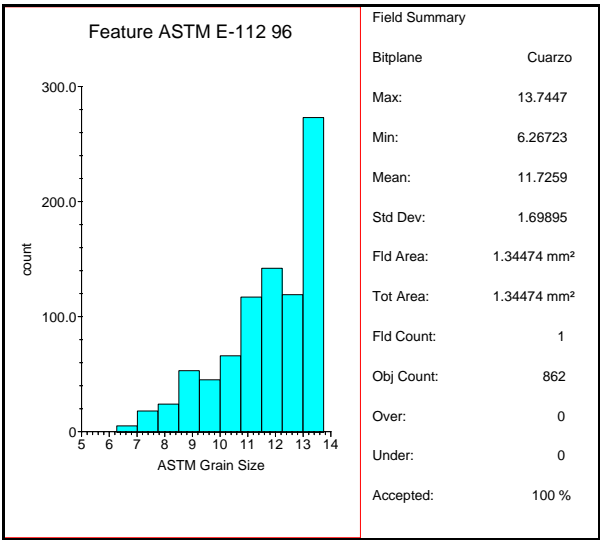


Fig. 2 Imagen detectada (10 X)





Muestra 5 Unidad PAT4_Afloramiento “Puente Axtla de Terrazas”

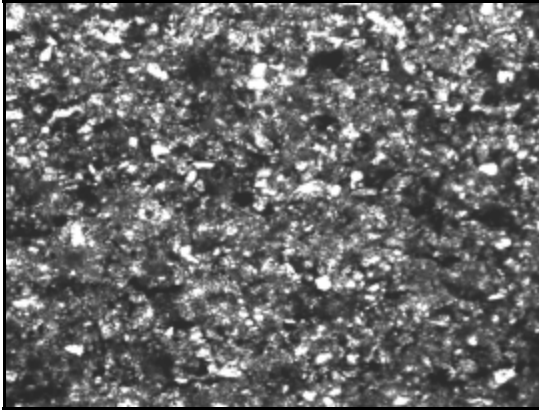


Fig. 1 Imagen en escala de grises (10 X)

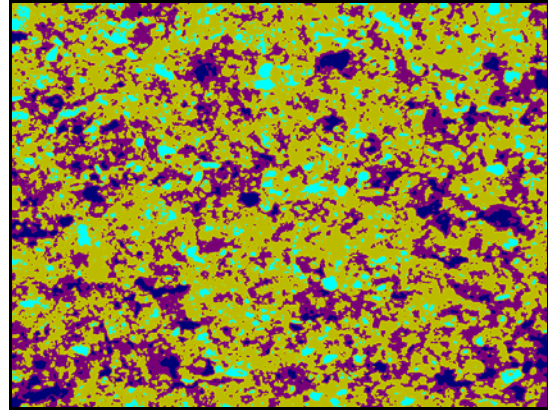
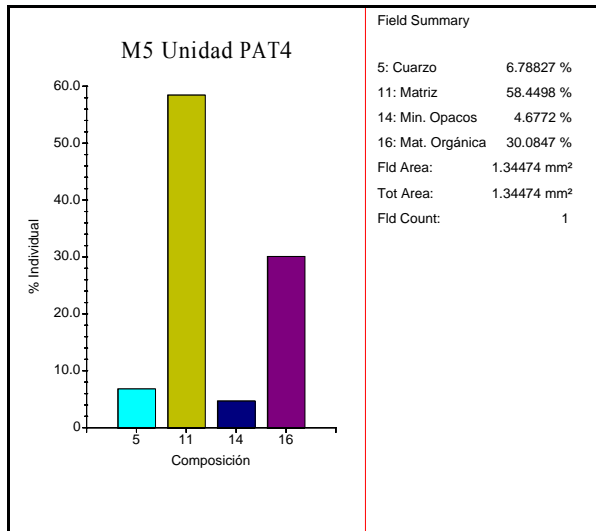
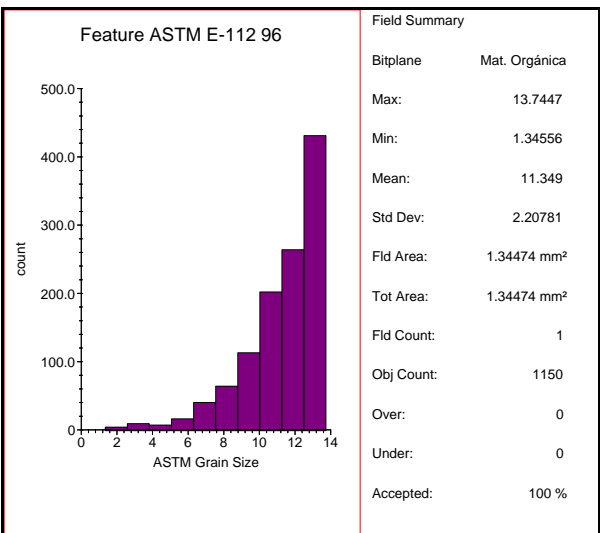
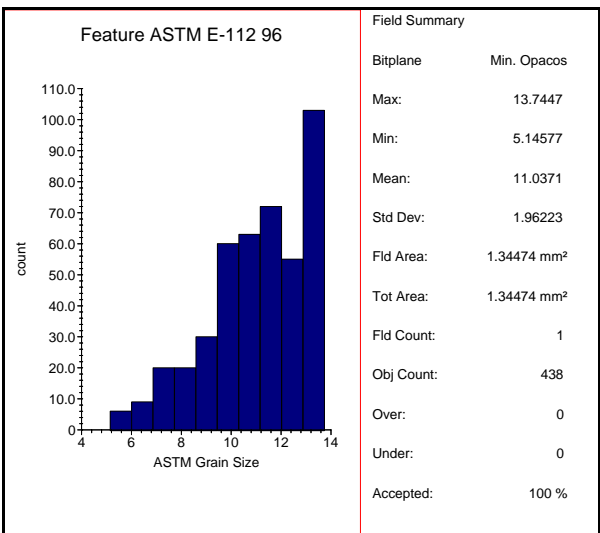
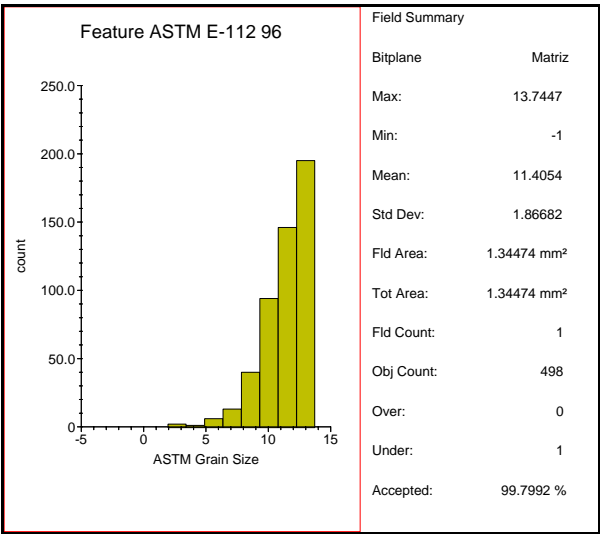
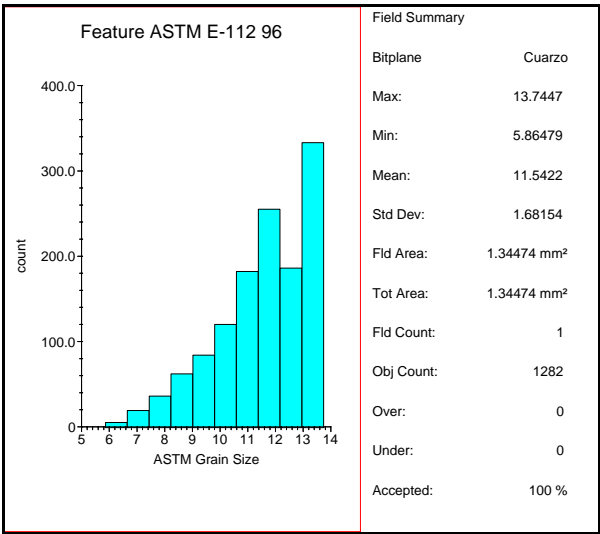


Fig. 2 Imagen detectada (10 X)





Muestra 6 Unidad PAT4_Afloramiento "Puente Axtla de Terrazas"

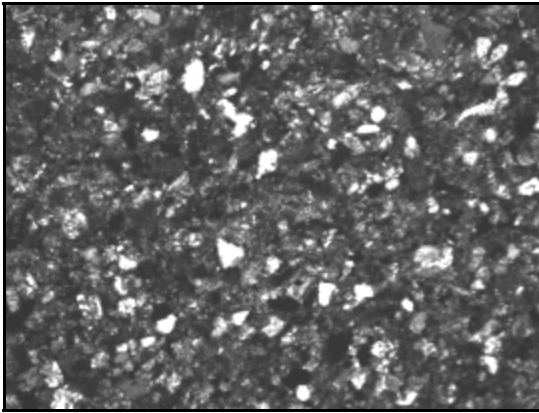


Fig. 1 Imagen en escala de grises (10 X)

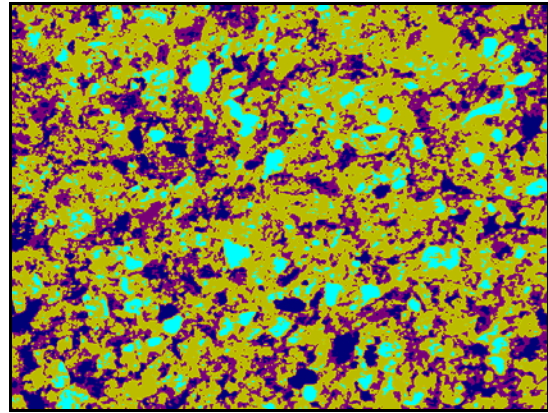
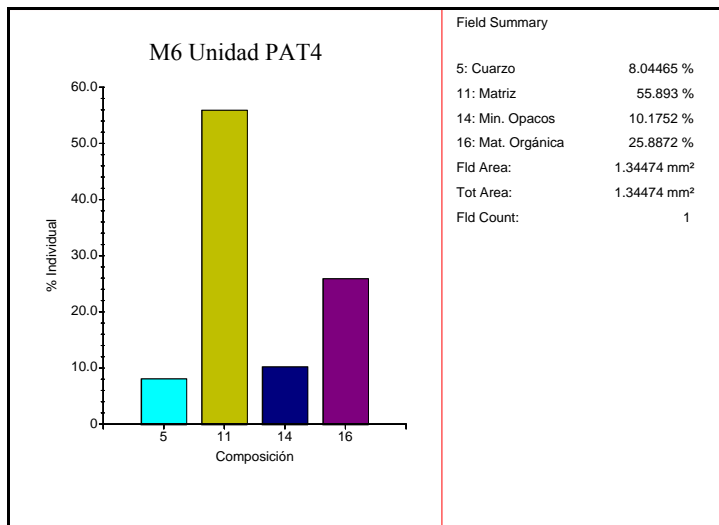
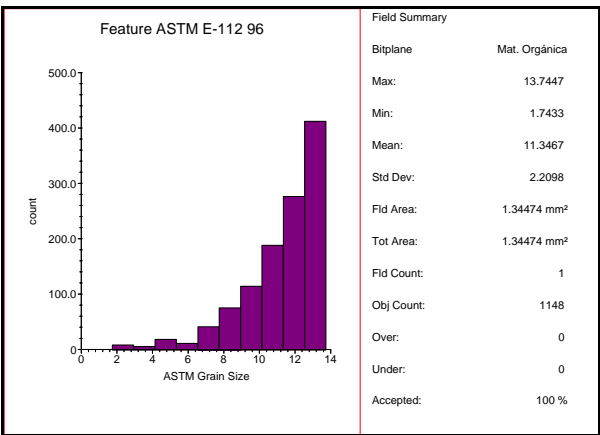
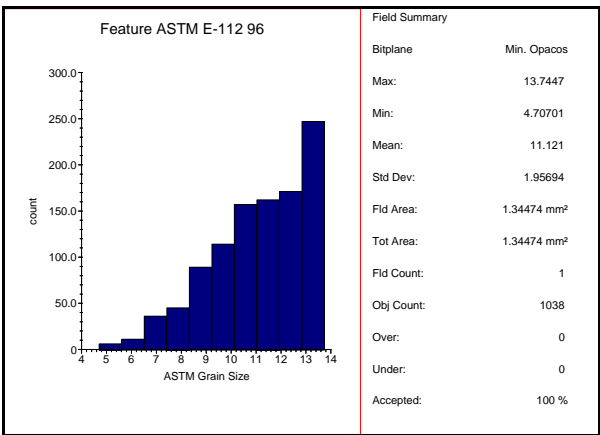
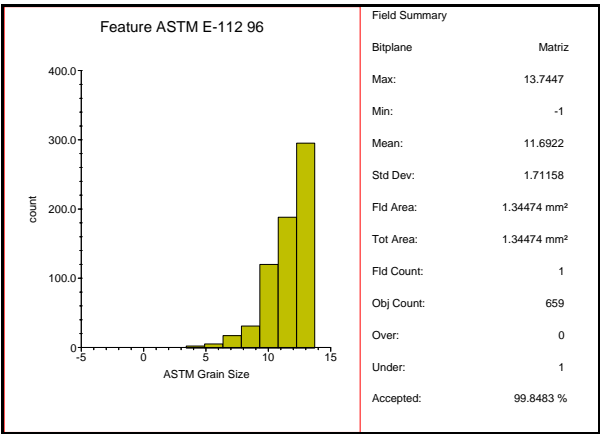
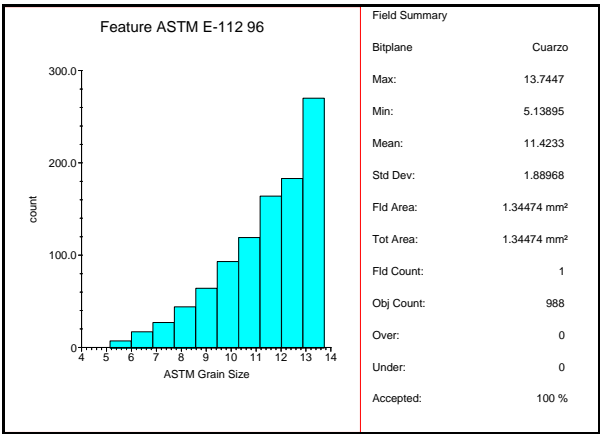


Fig. 2 Imagen detectada (10 X)





Muestra 7 Unidad PAT4_Afloramiento “Puente Axtla de Terrazas”

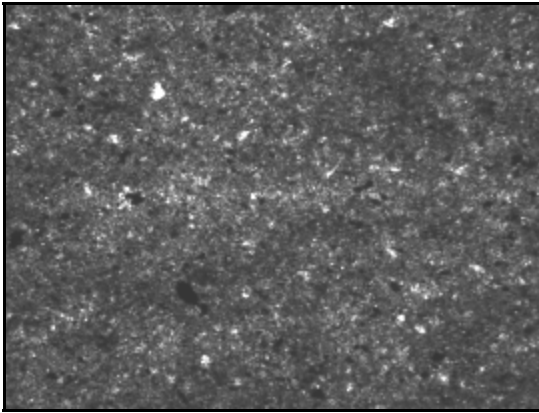


Fig. 1 Imagen en escala de grises (10 X)

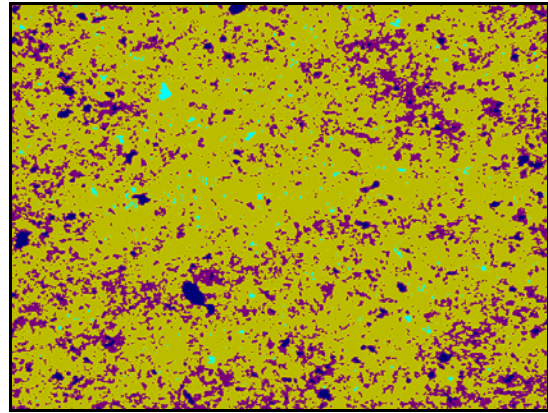
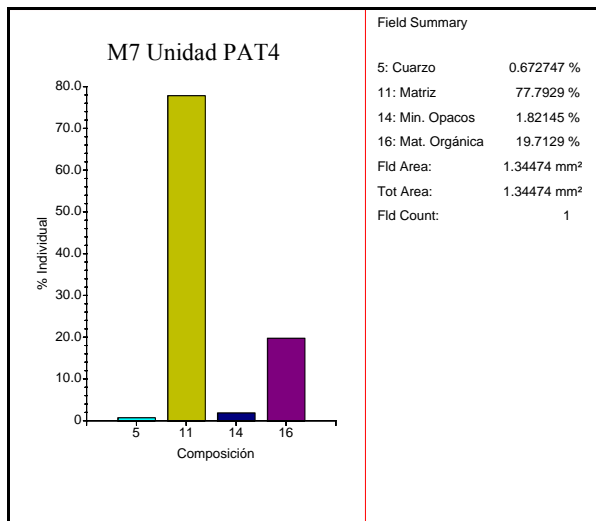
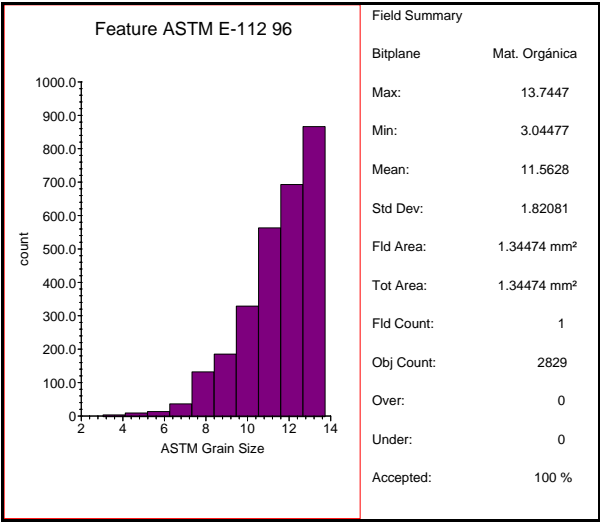
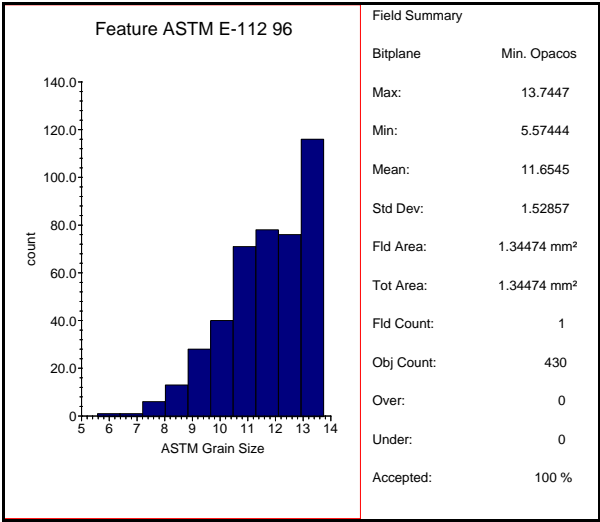
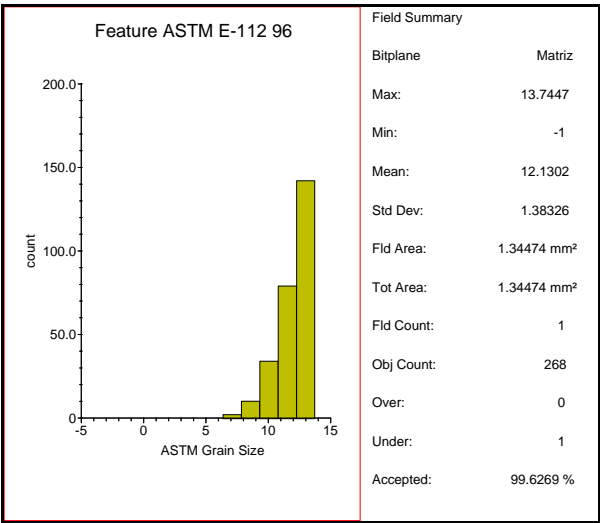
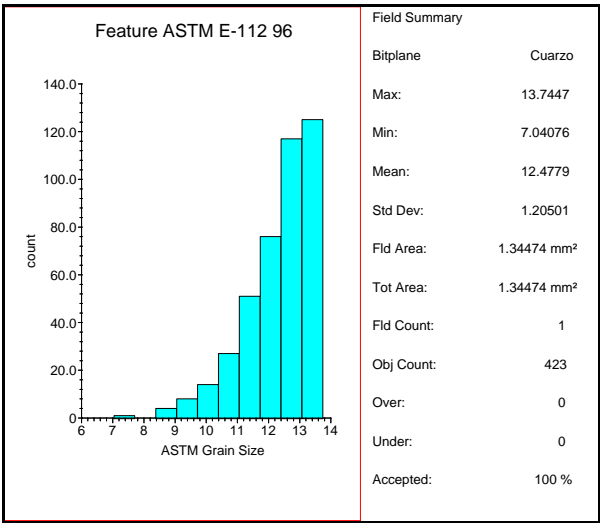


Fig. 2 Imagen detectada (10 X)





Muestra 8 Unidad ZAP2_Afloramiento "El Zapotillo"

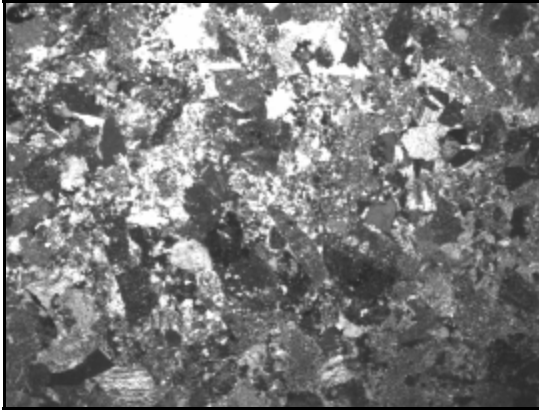


Fig. 1 Imagen en escala de grises (5 X)

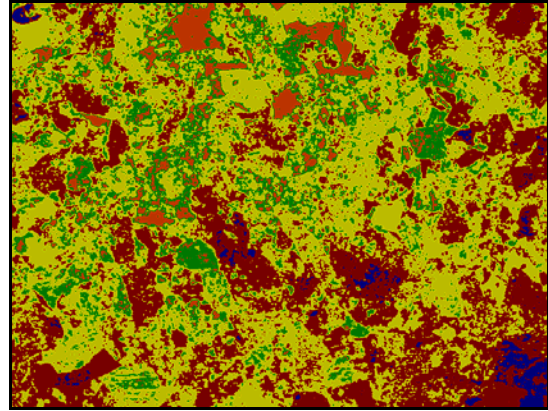
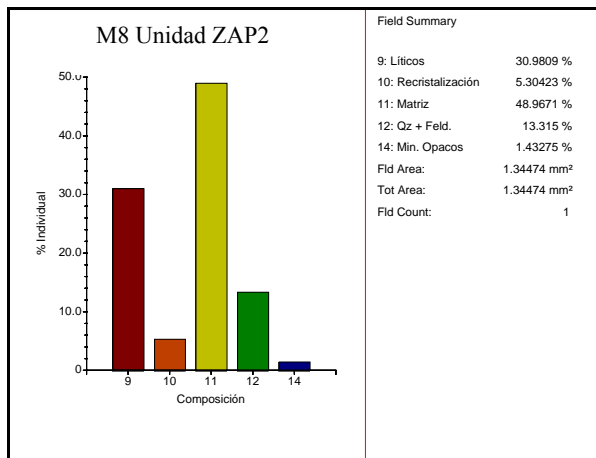
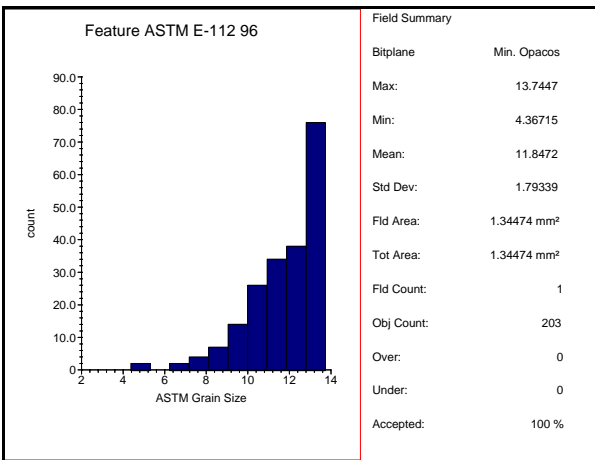
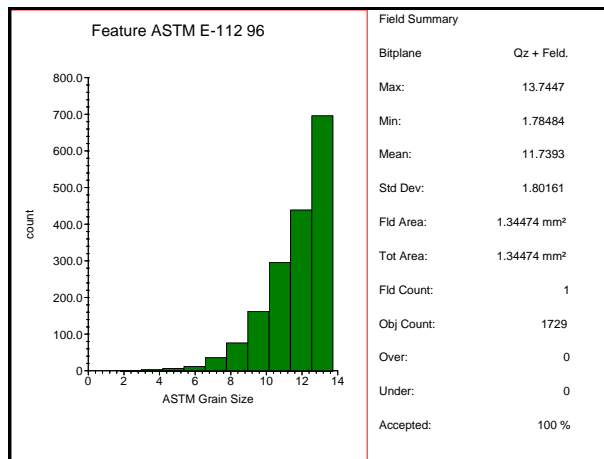
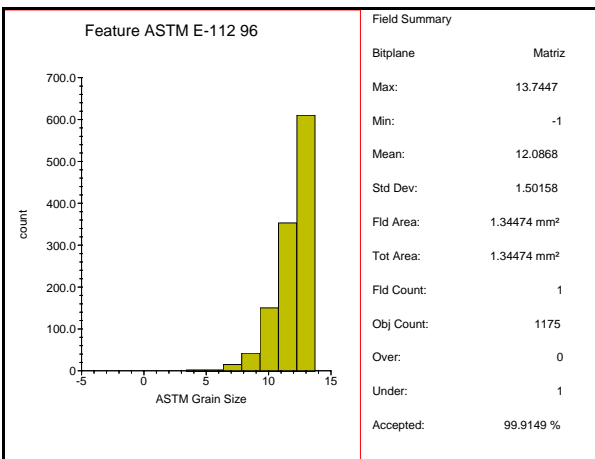
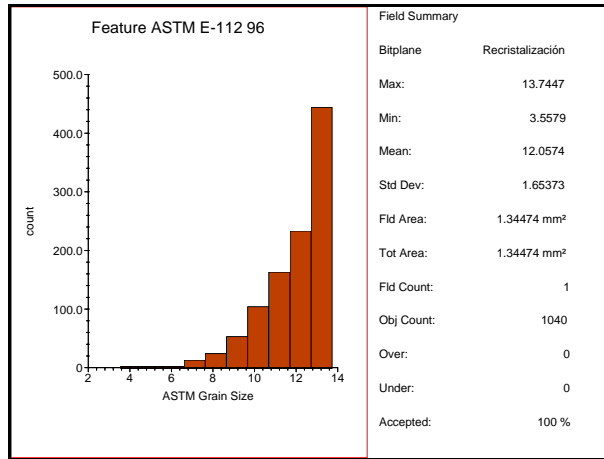
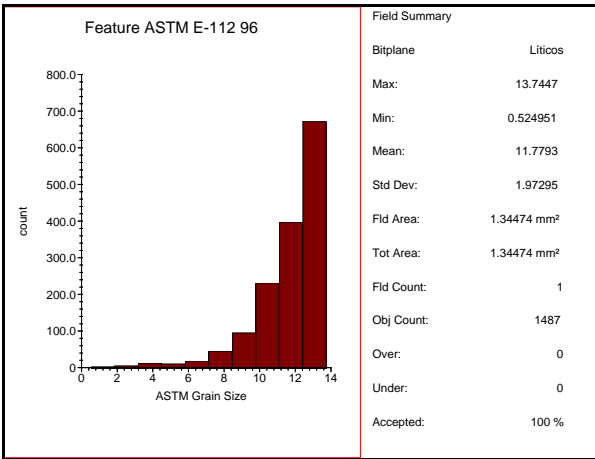


Fig. 2 Imagen detectada (5 X)





6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- En los afloramientos estudiados del noreste de la Cuenca de Chicontepec, se pueden observar algunos rasgos sedimentológicos importantes en ambientes interpretados como zonas de transición lóbulo-canal, lóbulos (“overbanks”) por desbordamiento, en subambientes de abanico medio y externo; identificándose las litofacies B, C, D, E y G propuestas por E. Mutti (1992).
- La dirección de flujo de los lóbulos submarinos presenta una tendencia preferencial hacia el SE, mientras que algunos de los depósitos formados por deslizamiento, derrumbe y flujo de escombros, presentan una dirección hacia el NE.
- Las areniscas de la Formación Chicontepec son inmaduras, en donde predominan sustancialmente los fragmentos líticos, de los cuales entre el 40% y el 88 % corresponden a fragmentos de roca caliza, y el resto a litarenitas feldespáticas, lo que indica que el mayor aporte de sedimentos corresponden a los detritos calcáreos provenientes de la Sierra Madre Oriental al occidente, de la Plataforma de Tuxpan al oriente, y del Macizo de Teziutlán al sur.
- Si bien es cierto que existen estudios paleontológicos de microforaminíferos bentónicos y de ichnofacies en la Cuenca de Chicontepec que contribuyen a la interpretación ambiental respecto a la profundidad, se recomienda insistir en el estudio de biofacies con otros criterios, para definir con mayor precisión la edad de la secuencia estratigráfica, que apoye la interpretación cronoestratigráfica sobre los tiempos en que se llevaron a cabo los procesos de sedimentación, que faciliten la reconstrucción de los ambientes de depósito.
- El modelo que se tiene actualmente de las secuencias turbidíticas del grupo Chicontepec es principalmente de forma conceptual y generalizada según la información existente, por lo que se requiere integrar la información estratigráfica de la secuencia aflorante con las columnas del subsuelo, con lo cuál obtendríamos un conocimiento mejor de la geometría y distribución de las facies en el subsuelo, y en consecuencias de las propiedades petrofísicas asociadas con estas.

BIBLIOGRAFIA

Aguayo, C. E., Sandoval, O. H, Araujo, M. J y Santillán, P. N., 2006, “Geología Regional de la Cuenca de Chicontepec del centro-orientado de México, como antecedente para el estudio de su porción noroccidental en afloramiento”. III Simposio: La Investigación y Desarrollo en la Facultad de Ingeniería 2006, UNAM.

Arellano, G. J. y Yussim, G. S., 2004. “Discordancias progresivas en la secuencia sedimentaria cretácica en México”. Simposio La Investigación en la Facultad de Ingeniería 2004. Díaz-Rodríguez et al (eds.).

Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros (AMGP), 1998. “Excursión geológica a Xicotepec de Juárez-La Ceiba en el estado de Puebla”. Organizada por la Delegación México. *

Bitter, M. R., 1993. “Sedimentation and provenance of Chicontepec sandstones with implications for uplift of the Sierra Madre Oriental and Teziutlan Massif, East-Central México”, in J. L. Pindell and R. F. Perkins, eds., Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: A Context for Hydrocarbon Exploration: Transactions, 13th Annual Gulf Coast Section of Society for Sedimentary Geology (GCSSEPM) Research Conference, pp. 155-172.

Bitter, M. R., 1986. “Sedimentology and Petrology of the Chicontepec Formation, Tampico-Misantla Basin, Eastern Mexico”. Thesis for the degree of Master of Science., B.S. University of Kansas, Geology. *

Busch, D. A. and A. S. Goveia, 1978. “Stratigraphy and Structure of Chicontepec Turbidites, Southeastern Tampico-Misantla Basin, México”. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, Vol. 62, No. 2, pp. 235-246.

Carter, R. M., 1975. “A discussion and classification of subaqueous mass transport with particular application to grain flow, slurry flow and fluxoturbidites”. Earth Science Reviews, V. 11, pp. 145-177.

Cheatwood, C. J. and Guzman, A. E., 2002. “Comparison of Reservoir Properties and Development History: Spraberry Trend Field, West Texas and Chicontepec Field, Mexico”. SPE 74407, in SPE International Petroleum Conference and Exhibition in Villahermosa, Tabasco, Mexico. *

Coney, P. J. 1978. Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics. *Geological Society of America, Mem.* 152, p. 33-50.

Consejo de Recursos Minerales (COREMI), 2005. Secretaría de Economía. Carta Geológica-Minera: Huejutla F14-D42, 1^a edición, escala 1: 50,000.

Contreras-Barrera, A., Gío-Argáez, R., 1985, Consideraciones paleobiológicas de los icnofósiles de la Formación Chicontepec en el estado de Puebla: Revista del Instituto de Geología, 6(1), 73-85.

Cook, H. E., and Egbert, 1981. "Carbonate submarine fans along a Paleozoic prograding continental margin, western United States (abs.)". The American Association of Petroleum Geologist Bulletin., Vol. 65, pp. 913.

Guzmán A. E., august 2006. Opportunities to participate in oil and gas projects in NE México and Veracruz. México City. Presentación en formato PowerPoint en Internet (54 diapositivas):

www.rrc.state.tx.us/commissioners/carrillo/mexico/2006/PEMEX__ALFREDO_GUZMAN.pdf

Hernández-Jáuregui, R., 1997. "Sedimentación Sintectónica de la Formación Soyatal (Turoniano Medio-Campaniano) y Modelado Cinemático de la Cuenca de Flexura de Maconí, Querétaro". Instituto Politécnico Nacional, ESIA, Unidad Ticomán, Tesis de maestría (inérita), pp. 1-94.

Horbury, A. D., Hall, S., González P. F., Rodríguez, F. D., Reyes, F. A., Ortiz, F. A., Martínez, M. M. y Quintanilla, R. G., 2003. "Tectonic sequence stratigraphy of the western margin of the gulf of Mexico in the late Mesozoic and Cenozoic: Less passive than previously imagined, *in* C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitat, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, pp. 184-254.

Howell D. G. and Normark W. R., 1982. "Sedimentology of Submarine Fans" in AAPG Memoir 31; U. S. Geological Survey, Menlo Park, California, U. S. A., pp. 410.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 2007. Información general por entidad federativa.

Página de internet: <http://www.inegi.gob.mx/inegi/default.aspx>

Kuenen, Ph. H. and Migliorini, C. I., 1950. "Turbidity currents as a cause of graded bedding". Journal Geology, V. 58, pp. 91-127.

López-Ramos, E., 1979, "Geología de México". Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., pp. 454.

Marmissolle D.-Deguerre, 1984. "Evaluación de Formaciones en México". Schlumberger (eds). *

Middleton, G. V. and Hampton, M. A., 1973. "Sediment gravity flow and deposition", In Middleton, G. V. and Bouma, A. H., eds., Turbidites and Deep Water Sedimentation, SEPM Pacific Sect. Short Course, Anaheim, California, pp. 1-38.

Middleton, G. V. and Hampton, M. A., 1976. "Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows", in Stanley, D. , and Swift, D. J., eds., *Marine Sediment Transport and Environmental management*: New York, John Wiley, pp.197-217.

Mutti, E., 1977. "Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain): *Sedimentology*", v. 24, pp. 107-131.

Mutti, E., 1979. "Turbidités et cones sous-marine profonds". In Homewood, P. (ed.), *Sedimentation Detritique (fluviale, littorale et marine)*. Institute de Geologie, Universite de Fribourg, Fribourg Switzerland, pp. 353-419.

Mutti, E., 1992. "Turbidite Sandstones". AGIP-Istituto di Geologia, Università di Parma, Italy, pp. 275.

Mutti, E. y Araujo M. J., 1997. "Seminario de campo sobre facies turbiditicas del Terciario Temprano en la Cuenca de Chicontepec, en los estados de Hidalgo, San Luis Potosí, Puebla y Veracruz". Libro guía del Instituto Mexicano del Petróleo (inédito).

Mutti, E. and Normark, W. R., 1987. "Comparison examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts", in Legget, J. K. and Zuffa, G. G. (eds.) *Marine clastic Sedimentology: Concepts and case studies* Ghaharn and Trotan, pp. 1-38.

Mutti, E. and Normark, W. R., 1991. "An Integrate Approach to the Study of Turbidiye Systems", in P. Weimer and H. Link (eds.) *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans of Turbidite Systems*, Springer-Verlag, pp. 75-106.

Mutti, E. and Ricci Lucci, F., 1972. "Le torbiditi dell' Apennine settentrionale: introduzione all' analisi di facies". *Memorie Societa Geologica Italiana*, Vol. 11, pp. 161-199 (traslated into English by T. H. Nilsen, 1978. *International Geology Review*, Vol. 20, No. 2, pp. 125-166.

Normark, W.R., 1970. "Growth patterns of deep-sea fans". *AAPG Bull.*, Vol. 54, pp. 2170-2195.

Normark, W.R., 1978. "Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments." *AAPG Bull.*, Vol. 62, no. 6, pp. 912-931.

Normark, W. R., 1990. "Deep water fan system", in Mayoan, L. B. (ed.) *The petroleum system status of research and methods*. U. S. Geological Survey, Menio Park Calif., pp. 20-24.

Ortega, G. F., Mitre, S. L. M., Roldán, Q. J., Aranda, G. J. J., Morán, Z. D., Alaniz, A. S. A., y Nieto, S. Á. F., 1992. "Carta Geológica de la República Mexicana", 5ª ed.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía,

Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, mapa con texto explicativo, escala 1:2'000,000, pp.74.

Pedrazzini, C. y Basañez, M. A., Julio 1978. "Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, Estados de Hidalgo y Veracruz, México". Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Vol. X, No. 3, pp. 6-19.

Pemex Exploración y Producción (PEP), 2007. "Las reservas de hidrocarburos de México". pp. 126.

Posamentier, H. W., Jersey, M. T. and Vail, P. R., 1988. "Eustatic controls on clastic deposition (Conceptual framework)", in Wilgus, C. K., Hasting, B. S., Kendall, C. G. S. T. E., Posamentier, H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. E. (eds.). Sea level changes and integrated approach, SEPM Special Publication, No. 42, pp. 109-124.

Ricci Lucchi, F., 1975. "Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy)". Journal Sedimentary Petrology, Vol. 45, pp. 3-43.

Rosenfeld, J., and Pindell, J., 2003. "Early paleogene isolation of the Gulf of Mexico from the world's oceans? Implications for hydrocarbon exploration and eustasy", in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitat, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, pp. 89-103.

Shanmugan, G. and R. J. Moiola, 1988. "Submarine fans: Characteristics, models, classification and reservoir potential". Earth Sci. Rev., Vol. 24, pp. 383-428.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1997. Secretaría de Economía. Carta Geológica-Minera: Ciudad Valles F14-8, 1ª edición, escala 1: 250,000.

Servicio Geológico Mexicano -A- (SGM), 2007. "Carta Geológica de México", 6ª edición, escala 1: 2'000,000.

Servicio Geológico Mexicano -B- (SGM*), 2007. "Léxico Estratigráfico de México"
Página de internet: <http://www.coremisgm.gob.mx/inicio.html>

Treviño, A., 1995. "Estudio Diagenético de las Areniscas de Chicontepec". Revista Ingeniería Petrolera, AIPM. *

Vail, P. R., Audemaro, F., Bouman, S. A., Eisner, P. N. and Pérez C. G., 1991. "The stratigraphic signatures of tectonics eustasy and sedimentology and overview", in Einsele, G., Reikan, W. and Seilacher, A. (eds.), cycles and events in stratigraphy, Springer-Verlang, pp. 617-659.

Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. and Hardenbol, J., 1988. "An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions", in Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. T. C., Posamentier,

H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. E. (eds.). Sea level changes and integrated approach, SEPM Special Publication, No. 42, pp. 39-45.

Villagrán, Y. R., Araujo, M. J., Grajales, N. M., Cedillo, P. E., y Padilla, A. P., 1998. "Facies sedimentarias de la Formación Chicontepec y el límite K/T". Excursión Geológica a Xicotepec de Juárez-La Ceiba, Edo. de Puebla. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Delegación México-Instituto Politécnico Nacional.

Walter, R. G., 1978. "Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps" AAPG Bull., Vol. 62, pp. 932-966.