



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

DEFORMACIÓN POR ACORTAMIENTO EN LA
PLATAFORMA VALLES-SAN LUIS POTOSÍ Y EN LA
CUENCA TAMPICO-MISANTLA; PORCIÓN EXTERNA DEL
CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA)

P R E S E N T A :

BERLAINE ORTEGA FLORES

Director de tesis:
Dr. Gustavo Tolson



MÉXICO, D. F. Marzo de 2011



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Contenido

Agradecimientos
Resumen
Abstract

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Localización y vías de acceso.....	2
1.2 Antecedentes.....	4
1.3 Objetivos.....	6
1.4 Hipótesis de trabajo.....	6
1.5 Metodología.....	9
2. MARCO GEOLÓGICO.....	14
2.1 Marco tectónico.....	14
2.2 Estratigrafía.....	17
2.2.1 Estratigrafía de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	17
2.2.2 Estratigrafía de la Cuenca Tampico-Misantla.....	24
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	39
3.1 Mecanismos de plegamiento.....	41
3.2 Clasificación de pliegues basada en el cambio de los espesores de los estratos..	45
3.3 Descripción de las estructuras.....	48
3.3.1 Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	50
3.3.2 Cuenca Tampico-Misantla.....	50
3.4 Distribución de la deformación.....	58
4. LA MATERIA ORGÁNICA Y SU ALTERACIÓN TÉRMICA DURANTE LA DEFORMACIÓN.....	69
4.1 Evolución de la materia orgánica en rocas sedimentarias.....	69
4.2 Caracterización de materia orgánica en la cuenca Tampico-Misantla.....	72
5. RESULTADOS.....	73
5.1 Datos de acortamiento.....	73
5.2 Datos de Temperatura máxima.....	77
6. DISCUSIÓN.....	79
6.1 Deformación interna de la cuña.....	80
6.2 Fases de deformación.....	80
6.3 Tipos de pliegues y su distribución.....	82
6.4 Rotación de pliegues.....	83
6.5 Temperatura de la cuenca.....	84
6.6 Implicaciones tectónicas.....	84
7. CONCLUSIONES.....	94
8. REFERENCIAS.....	96
9. ANEXOS.....	102

RELACIÓN DE FIGURAS

CAPÍTULO 1	Pág.
Figura 1.1. Mapa de localización y vías de acceso	3
Figura 1.2 Diagrama esquemático de una cuña orogénica con material sujeto a compresión horizontal (Tomado de Davis <i>et al</i> , 1983).	7
Figura 1.3. Diagrama donde se muestran la fracciones de materia orgánica total analizada por el método de pirólisis, sus parámetros y sus registros. Tomado de Lafargue <i>et al</i> (1998).	10
Figura 1.4 Fotografía de un pliegue en el cual se muestran los parámetros utilizados para hacer estimaciones de acortamiento.	12
CAPÍTULO 2	
Figura 2.1 Mapa mostrando los cinturones magmáticos pre-laramídicos y laramídicos y el cinturón cordillerano (de piel gruesa y piel delgada) en el cual se ubica el área de estudio. MM: Montañas Mackenzie, MR: Montañas Rocallosas, MC: Meseta de Colorado, BLL: Bloques Laramídicos Levantados, SN: Sierra Nevada, CP: Cordilleras Peninsulares, CPCL: Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Laramídico, SMOC; Sierra Madre Occidental, SMOR; Sierra Madre Oriental (Tomado de English y Johnston, 2004).	15
Figura 2.2. Ubicación de elementos paleogeográficos de la porción central-noreste del CPCM. (Modificado de Suter, 1990).	16
Figura 2.3. Columna estratigráfica de la plataforma Valles-San Luis Potosí y de la cuenca Tampico-Misantla.	18
Figura 2.4. Fotografías de las formaciones presentes en la plataforma Valles-San Luis Potosí (de la más antigua a la más joven) a: Fm. Guaxcamá, b: Fm. El Abra, b1: Facies El Abra, b2: Facies Tamabra, b3: Facies Taninul, c: Fm. Soyatal.	19
Figura 2.5. Fotografías de las formaciones presentes en la cuenca Tampico-Misantla (de la más antigua a la más joven) a: Fm. Cahuascalas, b: Fm. Santiago, c: Fm. Tamán, d: Fm. Pimienta, e: Fm. Tamaulipas Inferior, f: Fm. Tamaulipas Superior, g: Fm. Agua Nueva, h: Fm. San Felipe, i: Fm. Méndez, j: Fm. Velasco y k: Fm. Chicontepec.	25
Figura 2.6. Cuerpos intrusivos. a: Sill granodiorítico intrusionando a la Fm. Tamán. b: Dique máfico emplazado entre una superficie de cabalgadura (El Nogalito-La Ciénega) entre la Fm. Tamaulipas Inferior y la Fm. Méndez, c: Acercamiento del dique anterior, d: Dique granodiorítico afectando a la Fm. Tamulipas Inferior y d: Dique félsico afectando a la Fm. Santiago.	38
CAPÍTULO 3	
Figura 3.1. Estructuras de las dos fases de deformación (D1y D2) para la Plataforma Valles-San Luis Potosí y para la Cuenca Tampico-Misantla. Los intervalos para cada evento se constriñe a partir de las formaciones afectadas.	40
Figura 3.2. Representación esquemática de los mecanismos de plegamiento activo, la distribución de las elipses de distorsión (en pliegues por <i>buckling</i>) y las estructuras asociadas para cada mecanismo.	43
Figura 3.3. Pliegues por cizalla simple heterogénea. (a), cizalla en un mismo sentido y (b), cizalla con cambios de sentido.	45

Figura 3. 4. Espesores ortogonales t_{α} y espesores de plano axial T_{α} en un pliegue. En la charnela $\alpha = 0$ y $t_0 = T_0$. (Modificado de Ghosh, 1993).	46
Figura 3. 5. Principales clases de pliegues (de acuerdo con Ramsay, 1987) basadas en el echado de las isógonas.	47
Figura 3.6. Mapa de localización de las estructuras mayores del área de estudio. Se muestran los planos medidos de las cabalgaduras principales con algunas lineaciones.	49
Figura 3.7. Redes equiareales de fallas de menor orden y pliegues que conforman estructuras mayores dentro del área de estudio.	51
Figura3.8. Fotografías de algunas de las principales fallas del área de estudio. a: Falla de cabalgadura Puerto de Piedra, b: Falla de Cabalgadura El Nogalito-La Ciénega, c: Panorámica de la falla de cabalgadura El Fresno, d: Panorámica de la cabalgadura Tamazunchale-Tectitla y e: Vista al NW del lado occidental del Anticlinorio de Pisaflores constituido principalmente por la Formación Santiago.	52
Figura 3.9. Diagrama esquemático en el cual se muestran las principales estructuras que acomodan deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí. a: cabalgadura en su borde occidental (Kt; Fm. Tamaulipas, Kia;Fm. El Abra, Kss; Fm. Soyatal, CV; cabalgadura El Volantín), b: estilolitas (en color anaranjado) y vetas de calcita (en color negro), c: rampas internas y d: cabalgadura en su borde oriental (Kita; Facies Tamabra, Kts; Fm. Tamaulipas Superior, CPP; cabalgadura Puerto de Piedra.	59
Figura 3.10. Diagrama esquemático en el cual se muestran las principales estructuras que acomodan deformación por acortamiento en la Cuenca Tampico-Misantla. a: pliegue replegado (D1, deformación 1; D2, deformación 2), b: Zona de despegue (Jmc; Fm. Cahuansas, Jst; Fm. Tamán), c: Desarrollo de duplexes en zona de cabalgadura (CT; cabalgadura Tectitla), d: Falla inversa en el Grupo Chicontepec.	61
Figura 3.11. Redes equiareales con polos de estratificación y clivaje de la CTM, en las cuales se muestra la tendencia de los ejes de los pliegues (β), así como el comportamiento de los flancos de éstos. Arriba, en cada red, se pone la distancia que hay con el límite oriental de la PVSLP, las fotografías son representativas de cada zona en cuestión. (a, b), pliegues subverticales, cerrados, con buzamiento al NW, asociados a zonas de cabalgadura; (c, d), pliegues subverticales, con buzamiento al NW; (e,f,g), pliegues recumbentes con ejes buzando al SSE entre 2-11°; (h, i), pliegues recumbentes, asociados a zonas de cabalgadura.	63
Figura 3.12. Clasificación de pliegues (de acuerdo a Ramsay, 1987) para una sola capa (software Claspliegues, fotografías a-j y l-w) en las distintas formaciones. Para una pila de estratos (software Fabric8, fotografías k y x) la forma de los pliegues puede variar dependiendo de los espesores y litología de cada capa.	64
CAPÍTULO 4	
Figura 4.1. Diagrama que muestra la evolución de la materia orgánica y los hidrocarburos producidos en cada etapa. Se han graficado las muestras del área de estudio en posiciones relativas. (Modificado de Llorente, 1999-2000).	71
CAPÍTULO 5	
Figura 5.1. Geometría de un pliegue. (a): pliegue paralelo (Clase 1B), en el que se conserva el espesor de la capa, (b): pliegue paralelo aplastado (Clase 1C), en el cual se incrementa el espesor de la capa en la zona de charnela y disminuye en los flancos del pliegue. Modificado de Bastida (1981).	73

Figura 5.2. Gráfica en la que se muestran los porcentajes de acortamiento para algunas formaciones de la CTM y su relación con el límite oriental de la PVSLP. La cuenca ha sido dividida en tres sectores para facilitar su referencia en la descripción. La simbología a color corresponde con los pliegues asociados a las zonas de cabalgaduras y los símbolos en gris corresponden con pliegues no asociados a zonas de cabalgaduras. 74

Figura 5.3. Representación esquemática de las cabalgaduras que afectan al límite occidental de la CTM. a: bloque del extremo sur con tres escamas de cabalgadura que en conjunto traslapan una distancia de 3504 m (aprox. 35%), aunque solo son tres estructuras los desplazamientos horizontales son de mayor magnitud. En este mismo bloque se señalan los parámetros que se mencionan en el texto; b: bloque de la porción centro del sistema de cabalgaduras en el cual se tienen cinco estructuras que acomodan un traslape mayor (3909 m, aprox. 60%) que en el bloque a, los desplazamientos horizontales disminuyen ligeramente; c: bloque del extremo norte con cuatro cabalgaduras que traslapan una distancia de 2570 m (aprox. 40%), los desplazamientos horizontales son menores que en los bloques anteriores. 76

Figura 5.4. Diagrama tipo Van Krevelen del índice de hidrógeno vs. índice de oxígeno, en el cual se muestran los tipos de kerógeno y el grado de madurez de la materia orgánica para las muestras de la CTM. 77

Figura 5.5. Diagrama en el cual se muestran los tipos de kerógeno para el cual se usa el índice de hidrógeno vs. T_{max}. Los valores de reflectancia de vitrinita (R_v) solo son para indicar el rango de T_{máx} en el cual se genera aceite. 78

CAPÍTULO 6

Figura 6.1. Fases de deformación en la CTM. a. Pliegue replegado, b. Pliegue desplazado por falla inversa subhorizontal y c. Superficie de despegue plegada. 81

Figura 6.2. Pliegue de la Fm. Santiago que muestra deformación tangencial longitudinal en la zona de charnela. Se observa también una banda de pedernal colapsada en esta zona de charnela debido a la insuficiencia de material arcilloso. 83

Figura 6.3. Distribución espacial de las muestras colectadas para pirólisis y su valor de T_{máx} (°C) en las formaciones calcáreas jurásicas y del Cretácico Inferior. 85

Figura 6.4. Esquema que muestra las posiciones estratigráficas en donde se tomaron las muestras para T_{max}, la profundidad, la elevación sobre el nivel del mar a la que fueron tomadas (en rectángulo discontinuo rojo) y los valores de T_{máx} con respecto a la distancia al borde de la plataforma (PVSLP). 86

Figura 6.5. Relación entre los valores de T_{máx} con el desarrollo de las estructuras compresivas. Es posible que tanto los planos de cabalgadura como el aumento de espesor debido al plegamiento hayan provocado una mayor grado de madurez en la materia orgánica. 88

Figura 6.6. a. Ubicación del área de estudio en un contexto tectónico para el Cretácico Temprano. El basamento metamórfico forma pilares y fosas tectónicas sobre las cuales se depositan las secuencias de *rift* y subsecuentemente las unidades carbonatadas de margen pasivo. El diagrama de arriba muestra el nivel estratigráfico en el que se localiza la superficie de despegue de la cubierta sedimentaria. 90

Figura 6.6 b. Para el Cretácico Tardío, durante la deformación, la plataforma Valles-San Luis Potosí se comporta como un contrafuerte empujando y plegando a las facies de la cuenca Tampico-Misantla en una etapa inicial. **c.** para el Cretácico más tardío la deformación se intensifica, en la zona de transición plataforma-cuenca se concentra el desarrollo de cabalgaduras, mientras que el 91

resto de la cuña es deformada por pliegues y nuevas cabalgaduras se forman en el frente de avance. Por su parte, las fallas normales del basamento cambian a fallas inversas de alto ángulo para acomodar la deformación. En el Paleógeno nuevas cuencas de antepaís reciben sedimentos de la erosión de las partes ya levantadas (Cuenca de Chicontepec) y para el Eoceno estas rocas son también deformadas.

RELACIÓN DE PLANOS

Plano 2.1 Mapa geológico

Plano 3.1 Secciones geológicas

RELACIÓN DE TABLAS

Tabla 5.1 Estimaciones de acortamiento

Tabla 5.2 Resultados de pirólisis Rock Eval 6

Agradecimientos

Agradezco al CONACyT y al proyecto PAPIIT (Deformación progresiva del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Sierra Madre Oriental), en la sección Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale, estados de Querétaro, San Luis Potosí, Hidalgo y Veracruz), por haberme otorgado los recursos necesarios para la conclusión de este trabajo. De la misma manera, le agradezco al Instituto de Geología el apoyo económico que me brindó para realizar diversas actividades que contribuyeron a este proyecto.

De manera especial al Dr. Gustavo Tolson, por su orientación, su paciencia, su disponibilidad para esclarecer mis dudas y transmitirme conocimiento, pero sobre todo por las palabras sinceras que me brindó tanto en el terreno profesional como en el personal. Gracias Doc!!!

A los integrantes del jurado, quienes se tomaron su tiempo para la revisión de esta tesis, aportando sus conocimientos, observaciones e ideas para mejorarla; Dr. J. Duncan Keppie, Dr. Gabriel Chávez, Dr. Luigi Solari y Dr. Rafael Barboza. A ustedes les agradezco sus críticas constructivas para el desarrollo de este trabajo.

Al Ing. Antonio Pérez Ortiz, del laboratorio de química del Instituto Mexicano del Petróleo, por su noble apoyo y ayuda en el procesamiento y análisis de muestras para Tmáx.

Al Dr. Arturo Ortiz Ubilla, del Instituto Politécnico Nacional, por sus consejos, por su atención a mis consultas académicas y por sus observaciones que contribuyeron en esta tesis.

A la Dra. Teresa Pi, por la ayuda en el análisis para conocer la cantidad de arcillas de algunas muestras.

Al Ing. Juan José Canizal y al Sr. Miguel Ángel Ríos, por su apoyo en infraestructura, equipo de cómputo y por su ayuda.

A las personas que me acompañaron a campo durante la cartografía y que tuvieron que soportarme por varios días, además de la niebla, lluvia y mucho calor; Carlos Castañeda y Carlos Ortega, gracias por apoyarme en esta etapa de mi tesis y por su tiempo invertido.

A mis amigos y equipo de trabajo; Elisa y Daniel, por las tantas aventuras y discusiones que compartimos en la sierra y en nuestra vida cotidiana durante mi estancia en el instituto. Ustedes son mis hermanitos.

A toda la banda de amigos de los cuales recibí consejos, apoyo, palabras de aliento, cariño, y porqué no decirlo, momentos de convivencia científica, filosófica y deportiva; Daniel, Gonzalo, Elisa, Karina, Emilio, Mario, Carlos Ortega, Carlos Catañeda, Adriana, Judith, Rosalva, Rodrigo, Roy, Juan Carlos, Oris y José Luis. Cada uno de ustedes hizo que mi estancia en el instituto fuera muy agradable y divertida. Gracias por formar parte de una gran experiencia!!!

Les agradezco también al personal de cómputo; Rosario y Francisco, y a las secretarías del posgrado; María Luisa y Gloria, por su apoyo y asesoría en el manejo de equipo y en los trámites de documentos, respectivamente.

Finalmente, quiero agradecer muy especialmente a mi familia, todos ustedes siempre estuvieron conmigo, brindándome su apoyo incondicional en todo momento; a mis padres y hermanos y a mis tíos y primos. Siempre serán una parte importante de mi vida.

*Dedico esta tesis con todo cariño a mis sobrinos, para
que les sea motivo de superación académica:*

*Daniel
Eduardo G.
Karen I.
D. Gabriela
Maribel J.
Daila R.
y E. David*

RESUMEN

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) es un rasgo tectónico distribuido a lo largo de la Sierra Madre Oriental. En la porción Central-Este de México su antepaís se extiende desde la Sierra Gorda hasta la Planicie Costera del Golfo. En esta área, dos elementos paleogeográficos cretácicos con litologías contrastantes jugaron un papel importante en la deformación observada en el CPCM: la plataforma Valles-San Luis potosí (PVSLP) y la Cuenca Tampico-Misantla (CTM). La PVSLP presenta una estratigrafía cretácica que incluye una secuencia de calizas de estratificación gruesa o de estructura masiva de más de 1200 m de espesor que sobreyacen a una secuencia de evaporitas. Por su parte, la CTM se caracteriza por tener una columna estratigráfica de litología heterogénea, constituida por una secuencia terrígena del Jurásico Medio-Superior, sobreyacida por caliza bien estratificada del Cretácico Temprano, seguida por depósitos calcáreo-arcillosos del Cretácico Superior y por turbiditas del Paleógeno que, conjuntamente, suman un espesor aproximado de 3900 m. Dos fases de deformación fueron documentadas; la primera fase (D1) es la más importante y la responsable de la mayor cantidad de acortamiento del CPCM y tiene su máximo desarrollo durante el Cretácico Tardío. La segunda fase de deformación (D2) es menos intensa y tuvo lugar en el Eoceno Temprano, de acuerdo a relaciones estratigráficas. Es posible que durante la segunda fase de deformación (D2) se diera la inversión de bloques de basamento. El contraste mecánico entre las unidades litológicas de la CTM y la PVSLP propició la partición de la deformación, manifestando un alto grado de distorsión interna en la CTM a escala métrica. Hacia el borde occidental de esta cuenca, la deformación se acomoda principalmente por fallas de cabalgadura y pliegues asociados apretados, presentando un acortamiento promedio entre 50 y 60% por pliegues y de 25-60% por cabalgaduras. Para la porción central de la cuenca se aprecian pliegues apretados y recostados, que representan un acortamiento de 30-40% y hacia la parte externa de la cuenca se desarrollaron cabalgaduras de bajo ángulo y pliegues suaves con vergencia al E-NE y otros con planos axiales verticales, los cuales acomodan acortamiento de 19-32%, mientras que las cabalgaduras suman un 15% al acortamiento total. La respuesta mecánica de la PVSLP fue distinta; en ella se desarrollaron pliegues a escala kilométrica y escasas cabalgaduras subhorizontales, las cuales duplican el espesor de la plataforma. Además del análisis estructural, se estimaron temperaturas de deformación. Para este objetivo, se tomaron 11 muestras de caliza arcillosa con contenido de materia orgánica a lo largo del área y se analizaron por el método de pirólisis Rock-Eval 6. Los valores más altos de temperaturas de máxima generación ($T_{máx}$) se encuentran en las calizas más viejas del área, las cuales experimentaron condiciones más altas de sepultamiento.

ABSTRACT

The Mexican Fold-Thrust Belt (MFTB) lies along the Sierra Madre Oriental in eastern Mexico. In central-eastern Mexico, its foreland side is distributed between the Sierra Gorda and the Gulf of Mexico plain. In this area, two Cretaceous paleogeographical elements with contrasting lithologies play a major role in the deformation: The Valles-San Luis Potosí Platform (VSLPP) and the Tampico-Misantla Basin (TMB). The VSLPP is constituted by a package of thickly bedded to massive Cretaceous limestone (about 1200 m thick) deposited above a package of evaporites. On the other hand, the TMB is characterized by a 3900 m thick, heterogeneous stratigraphic column constituted by a Middle-Late Jurassic sequence of redbeds, which is covered by a package of Early Cretaceous thinly bedded limestone, overlain in turn by Late Cretaceous argillaceous limestone. These carbonate packages were buried by a thick sequence of Paleogene turbidites. Two deformation phases were documented along a cross-section and map in the study area. The first phase (D1) is the most important as it is responsible for most of the shortening observed in the MFTB, which took place in the Late Cretaceous. The second deformation phase (D2) was far less intense and took place in the Early Eocene, using stratigraphic constraints. It is likely that during this second event basement inversion also took place in this area. The mechanical contrast and thickness between the rocks in the VSLPP and the TMB played a major role in partitioning of the deformation, as manifest by a high strain observed at meter-scale in the rocks of the TMB and almost no strain in the layers of the VSLPP. On the western boundary of the TMB the deformation is mainly accommodated by tight folds and high angle reverse faults. Folding accounts for 50-60% of the overall shortening, whereas thrusting contributes 25-60% of the shortening depending on the location of the analyzed area. In the central portion of the TMB tight-recumbent folds are commonly observed with an average shortening between 30-40%, whereas in the foreland side of the basin, low angle thrusts are common (with small displacements) in association with gentle, E/NE-vergent folds. Folds and thrusts together account for 19-32% of the overall shortening. The mechanical properties of the VSLPP play an important role in the shortening structures that we observe in its rocks. In this platform the dominant structures are fault-related kilometeric scale folds and low angle thrusts. The thickness of the platform is almost duplicated by thrusting. In addition to the structural analysis, temperature of deformation was also estimated. For this purpose samples of carbonaceous limestone were taken in 11 localities along the area and analyzed by rock-eval pyrolysis. The maximum temperatures (T_{max}) determined by the method come from the oldest carbonates in the area, which also experienced greater burial conditions.

1. INTRODUCCIÓN

El aspecto más importante en los procesos orogénicos, es el desarrollo de cinturones de pliegues y cabalgaduras, en los cuales queda registrada la deformación finita que acomodaron las rocas a través de diversas estructuras afines. En un modelo clásico de cinturones orogénicos, la deformación más intensa se presenta hacia la zona del traspáis, donde se pueden encontrar rocas con metamorfismo. Esta deformación, acomodada por deformación interna en las rocas o desplazamiento a lo largo de cabalgaduras, va disminuyendo gradualmente hacia la zona de antepaís hasta hacerse apenas perceptible en las rocas que constituyen la parte más externa de un orógeno. En el traspáis del orógeno los procesos geológicos dominantes son deformación, metamorfismo y magmatismo. En las porciones medias y externas de un cinturón de pliegues y cabalgaduras, los procesos de metamorfismo son incipientes, el magmatismo es poco común, y la deformación se acomoda por plegamiento y fallamiento (Butler, 1987, Boyer y Elliot, 1982; Boyer, 1986; DeCelles, 2004; DeCelles y Coogan, 2006; Ismat y Mitra, 2005; Kwon *et al.*, 2004).

En algunos casos naturales, como el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), el cual involucra elementos paleogeográficos cretácicos correspondientes a plataformas y cuencas carbonatadas, la deformación no sólo se propaga y disminuye hacia el antepaís, sino que se concentra también en los límites plataforma-cuenca. En el sector central-noreste del CPCM, se observan dos plataformas carbonatadas litológicamente homogéneas, las plataformas El Doctor (PED) y Valles-San Luis Potosí (PVSLP), las cuales separan a las cuencas de Zimapán (CZ) y Tampico-Misantla (CTM). Éstas últimas tienen una estratigrafía heterogénea, constituida principalmente por carbonatos, lutita calcárea y capas de arenisca. El presente trabajo se centra en la parte externa del CPCM (frente del antepaís), donde participan dos elementos paleogeográficos regionales: la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y la Cuenca de Tampico-Misantla (CTM). A escala regional el CPCM muestra las características de una cuña orogénica (Fitz-Díaz *et al.*, 2011), y en éste trabajo se estudia la deformación de la cuña y las variaciones de la deformación en la PVSLP y en la CTM. Ésta deformación se caracterizó mediante el análisis geométrico de pliegues, el cual permitió estimar el porcentaje de acortamiento que acomodan estas estructuras a escala métrica. La participación que tiene la variabilidad litológica intraestratos es fundamental para el desarrollo de pliegues (Ramsay y

Huber, 1987), y esto está bien representado a lo largo de la CTM. Por su parte, la PVSLP concentra la mayor parte de la deformación en sus bordes a través de fallas de cabalgadura y menos deformación interna.

1.1 Localización y vías de acceso

El área de estudio se localiza entre la porción norte del estado de Hidalgo, la porción sur del estado de San Luis Potosí y una pequeña parte del noreste del estado de Querétaro; en la llamada *Región Huasteca* (Figura 1.1). Está incluida en las hojas topográficas editadas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, por sus siglas INEGI, a escala 1:50,000; F14C49 (Jacala), F14C59 (San Nicolás), F14D31 (Tamazunchale) y F14D41 (Chapulhuacán), con una superficie total de 1166 km².

A lo largo de esta zona fluyen dos ríos principales que sirven como límites estatales; el río Moctezuma y el río Amajac, los cuales unen sus cauces en la ciudad de Tamazunchale y desembocan finalmente en el Golfo de México. Entre los poblados más importantes se encuentran Jacala, San Nicolás, Chapulhuacán y Pisaflores en el estado de Hidalgo y Tamazunchale en San Luis Potosí.

El acceso principal es por la carretera federal libre No. 85 que comunica a las ciudades de México-Pachuca-Cd. Victoria-Monterrey hasta Nuevo Laredo (Figura 1.1). Esta carretera atraviesa el área de estudio pasando por Jacala, Santa Ana, Chapulhuacán y Tamazunchale. A lo largo de ésta vía, se desprenden diversos caminos pavimentados y terracerías que comunican con las localidades más pequeñas. Para trasladarse al sur de la zona se tienen tres vías principales; una carretera municipal que parte de Jacala y comunica con San Nicolás, un camino parcialmente pavimentado que comunica a Santa Ana con San Juan Ahuehuevo y, una terracería que parte de Chapulhuacán y que pasa por el poblado de Texcapa. Hacia el norte, los accesos son más escasos; sin embargo, se cuenta con un camino pavimentado que entronca con la carretera federal 120 y comunica al poblado de Pisaflores con El Lobo, Oro.

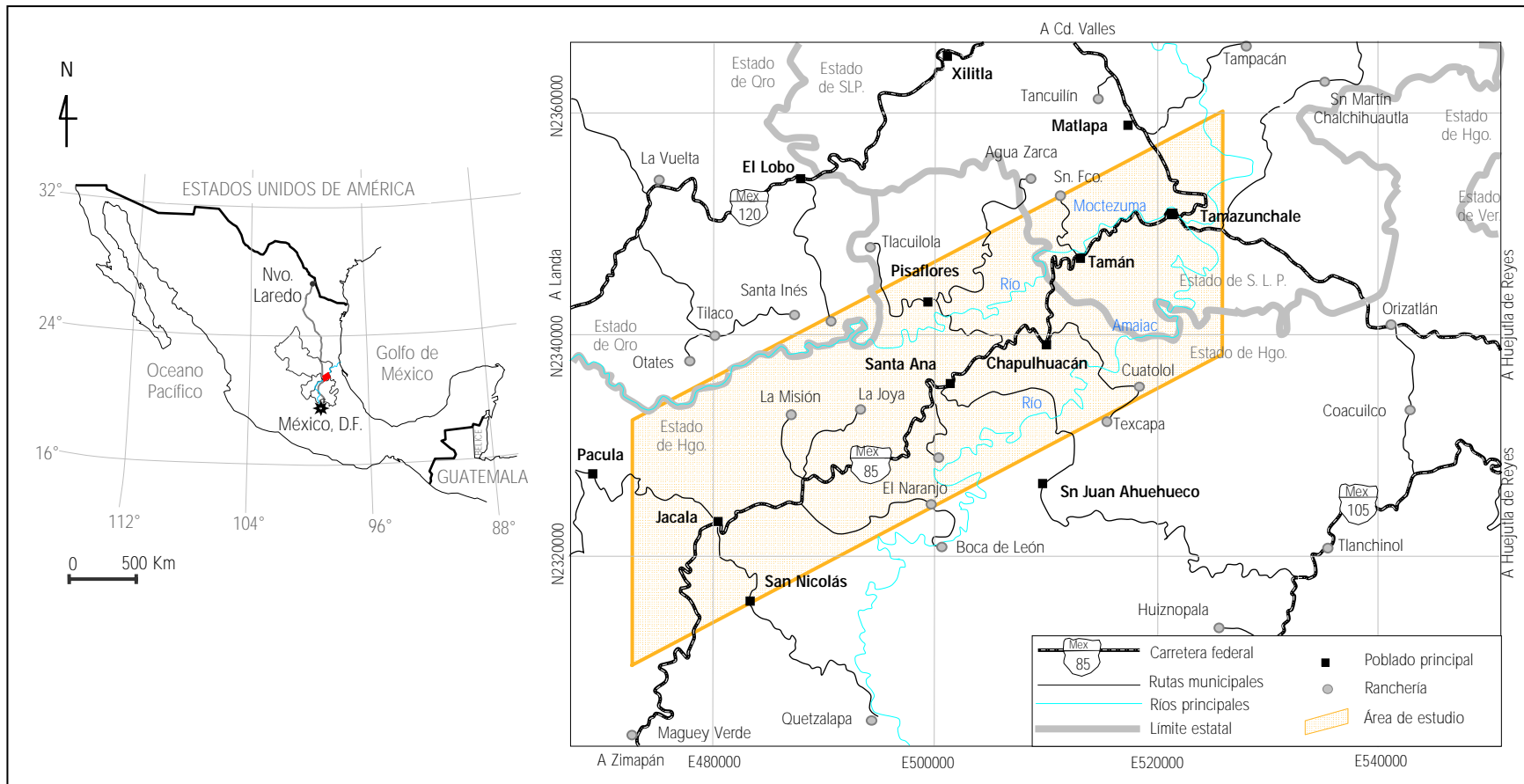


Figura 1.1 Mapa de localización y vías de acceso.

1.2 Antecedentes

El CPCM ha sido motivo de diversos estudios, principalmente por interés petrolero. Por esta razón, a partir de los años 20's se han llevado a cabo trabajos relacionados con la estratigrafía, la tectónica y las relaciones estructurales entre las formaciones geológicas que pudieran formar parte de sistemas petroleros (Imlay, 1936; Muir, 1936; Valencia, 1996; Magoon et al. 2001; Rosenfeld y Pindell, 2003) Así mismo, ha sido estudiado por su potencial minero (White, 1949; Ochoa, 1996).

Dentro de los estudios enfocados a las estructuras asociadas al CPCM existen los siguientes:

- **Suter (1980).** Describió las estructuras de la parte más externa de la Sierra Madre Oriental entre Jacala y Tamazunchale. Sus observaciones están enfocadas a la geometría del borde de la plataforma y la manera en que se distribuyó la deformación cordillerana en este límite.
- **Suter (1990).** Elaboró la hoja Tamazunchale en la cual describe la estratigrafía de dos provincias fisiográficas; la Sierra Madre Oriental y la Planicie Costera del Golfo de México. Documenta tres eventos de deformación: una deformación extensiva para el Jurásico Medio, una segunda deformación de tipo contraccional de edad Cretácico Tardío y una deformación extensiva postcordillerana.
- **Contreras (1993).** Estableció un modelo de elementos finitos para la distribución de los esfuerzos en la zona de transición plataforma-cuenca, considerando el interior de la plataforma y la cuenca como medios estratificados y el borde de plataforma como un medio homogéneo. Propone que los límites entre las tres facies, en esta zona de transición, son inclinados hacia la plataforma y considera este borde de la plataforma como una zona de inestabilidad pero como un medio sólido isotrópico.
- **Ochoa (1996).** Realizó un trabajo en el área del anticlinorio de Huayacocotla, en el que destaca dos eventos de deformación. El primer evento es pre-Laramídico y de tipo extensional (Jurásico Temprano-Medio), mientras que el segundo evento lo asigna a la

orogenia Laramide (Cretácico Tardío-Eoceno tardío). Este período de acortamiento es responsable de la formación del anticlinorio de Huayacocotla.

- **Eguiluz *et al.* (2000).** Hace un análisis acerca de la distribución del acortamiento en la Sierra Madre Oriental, para lo cual propone que el modelo de cuña crítica es el que mejor explica estas diferencias a lo largo de CPCM.
- **Aranda *et al.* (2000).** Describieron los estilos de deformación en los límites de la Cuenca Mesozoica del centro de México y el margen occidental de la Plataforma-Valles San Luis Potosí. Mencionan que hay una relación directa entre la litología dominante y los espesores de las capas de cada elemento paleogeográfico que permite que se concentre la deformación en el margen de la plataforma a través de un sistema de cabalgaduras, mientras que tanto en la parte interna de la cuenca como en la plataforma se tiene menos acortamiento.
- **Zhou *et al.* (2006).** Caracteriza tres deformaciones en el anticlinorio de Huizachal-Peregrina. La primera deformación está asociada a un evento extensivo y es pre-Laramíca. Las dos deformaciones siguientes están asociadas a un evento compresivo; una de tipo de "thin skinned" y que es la principal responsable de la formación de la Sierra Madre Oriental, la otra es de tipo "thick skinned", en la cual se involucra, localmente, el basamento.

Diversos autores han llevado a cabo sus trabajos relativos al CPCM dando un enfoque a la geología estructural de manera regional, sin considerar a detalle las estructuras (pliegues) de escala métrica las cuales acomodan la distorsión interna más importante en estas rocas. El presente estudio está basado en mediciones realizadas en este tipo de estructuras, con el propósito de entender el ¿porqué? y el ¿cómo? se distribuye la deformación en dos elementos paleogeográficos que composicionalmente son similares pero litológicamente distintos, lo cual produce respuestas mecánicas diferentes.

1.3 Objetivos

General:

- ✿ Hacer un análisis general de la deformación interna en la porción externa del CPCM en el contexto del modelo de la cuña orogénica.

Específicos:

- ✿ Comparar los estilos de deformación y la distorsión interna de las unidades carbonatadas mesozoicas de la PVSLP y de la CTM.
- ✿ Estimar, mediante análisis de pliegues mesoscópicos, el acortamiento que experimentaron las unidades de la CTM.
- ✿ Determinar la madurez de la materia orgánica en unidades carbonosas jurásicas mediante análisis de $T_{\text{máx}}$.
- ✿ Correlacionar las variaciones de temperatura calculadas a partir de la T_{max} con la deformación del CPCM.

1.4 Hipótesis de trabajo

Para entender como se distribuye la deformación en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras se consideró el modelo de la cuña orogénica. De acuerdo con este modelo, se puede comparar la evolución de los prismas acrecionales y de los cinturones de pliegues y cabalgaduras con la formación de una cuña que acumula material acarreado por una pala mecánica-*bulldozer* (Davis *et al.*, 1983; Dahlen y Suppe, 1984, Figura 1.2). Las cuñas orogénicas están definidas por una superficie de despegue inclinada (un ángulo β) hacia la parte interna del orógeno y la superficie topográfica que se inclina (un ángulo α) en general al frente de propagación (Figura 1.2). El *décollement* o zona de despegue separa un bloque inferior no deformado de rocas considerablemente acortadas en el interior de la cuña; las unidades deformadas se distribuyen dentro de una cuña que se adelgaza hacia el antepaís.

El modelo de la cuna orogénica considera que la geometría de la cuña está definida por el ángulo $\alpha+\beta$, también conocido como "ángulo crítico", el cual está controlado por: la inclinación de la zona de despegue, la resistencia mecánica de las rocas en el interior de la cuña y a lo largo de la zona de despegue (la cual es afectada por la presión de poro de los fluidos) (Davis *et al.*, 1983; Selzer *et al.*, 2007, Figura 1.2). Para que una cuña se forme es necesario que las rocas a lo largo del despegue sean mecánicamente más débiles que las rocas en el interior de la cuña. Éste modelo predice que si las rocas a lo largo del despegue son significativamente débiles, se formará una cuña con un ángulo crítico muy bajo y elevados desplazamientos a lo largo del despegue, mientras que si éstas rocas tienen propiedades mecánicas muy cercanas a las de las rocas de la cuña, se formará una cuña más empinada, con mayor deformación interna y menor desplazamiento (Selzer *et al.*, 2007).

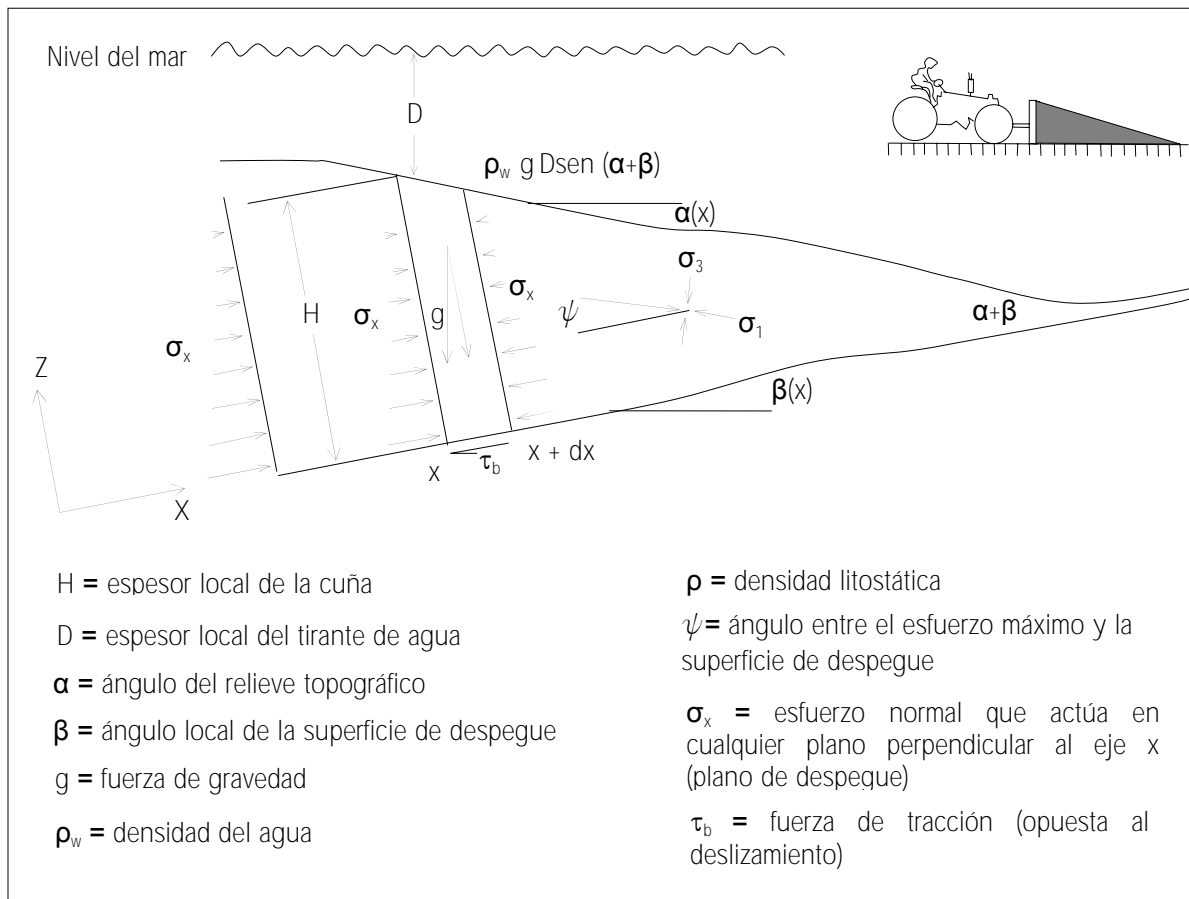
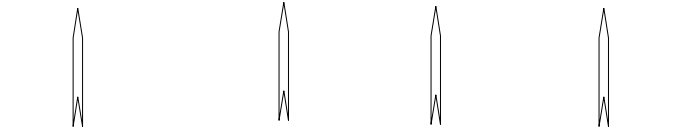


Figura 1.2 Diagrama esquemático de una cuña orogénica con material sujeto a compresión horizontal (Tomado de Davis *et al.*, 1983).

Por ejemplo, cuando se tiene una fricción basal baja, la deformación se propaga

rápidamente hacia el antepaís, desarrollándose una cuña de bajo ángulo; donde la deformación se acomoda por cabalgaduras y por retrocabalgaduras. Por otra parte, una fricción basal alta propicia que la propagación del frente de deformación sea más lenta, desarrollando una cuña de alto ángulo con mucho mayor deformación interna acomodada por pliegues y/o alta densidad de cabalgaduras. Si el ángulo crítico es rebasado, mecanismos como la erosión o fallamiento normal permiten la recuperación del ángulo crítico.

Éste modelo asume que las rocas afectadas se deforman de manera quebradiza, y que todo punto en el interior de la cuña se encuentra en todo momento en el punto de fractura, por lo cual se considera el criterio de Coulomb, cuya idea fundamental es que una falla ocurre cuando el esfuerzo de cizalla excede resistencia de la roca (coeficiente de fricción) a lo largo del despegue y el esfuerzo normal al plano de falla. Esto permite la propagación del frente de la deformación sobre la deformación en el interior de la cuña. La figura 1.2 sintetiza esquemáticamente los muchos factores que intervienen en la evolución mecánica de la cuña orogénica. Se consideran cuatro fuerzas principales que actúan en la deformación de la cuña y el balance de estas fuerzas se hace con respecto al eje x (zona de despegue) dado que en los cinturones orogénicos el esfuerzo compresivo máximo es subhorizontal.

$$\rho g H \sin \beta + \rho_w g D \sin (\alpha + \beta) + \tau_b + d/dx \int_0^H \sigma_x dz = 0$$


Fuerza gravitacional Presión del tirante de agua (sólo en condiciones submarinas) Fuerza de tracción Fuerza compresiva resultante

Tomando en cuenta lo anterior, se considera que, en conjunto, la PVSLP y la CTM conforman una cuña orogénica durante la deformación, en la cual la PVSLP actúa localmente como contrafuerte rígido (bulldozer) que empuja a las rocas menos resistentes de la CTM, lo cual permite el desarrollo de la cuña. De esta manera, la CTM acumularía una mayor cantidad de deformación hacia el borde de la PVSLP e iría disminuyendo hacia la zona externa. Las estructuras, por lo tanto, serían más jóvenes hacia el frente de la cuña y más antiguas hacia la plataforma y con un ángulo de inclinación más alto. Y, finalmente, debido a la naturaleza de las

unidades litológicas que conforman la cuña y a las rocas involucradas en la zona de despegue, se esperaría, en general, una gran cantidad de deformación interna en la CTM comparada con las rocas de la PVSLP y una gran cantidad de cizalla alojada a lo largo de la zona de despegue.

1.5 Metodología

El presente estudio se llevó a cabo combinando trabajos de gabinete y de campo. La primera etapa de gabinete consistió en la interpretación de fotografías aéreas a escala 1:75,000 con las cuales se elaboró un mapa fotogeológico previo que, posteriormente, sirvió como base en la cartografía.

La segunda etapa incluyó trabajos de campo y de laboratorio:

- **Cartografía.** Para la elaboración del mapa geológico y para el análisis estructural se midieron datos de estratificación, ejes de pliegue, planos axiales, foliación de plano axial, foliación asociada a zonas de cizalla, planos de falla, a la vez que se describieron las unidades litológicas, su posición estratigráfica y el grado de deformación que presentaban, así como la geometría de los pliegues y su relación con las fallas de cabalgadura mayores en el área.
- **Medición de pliegues.** En algunos afloramientos, donde fue posible, se hizo la medición directa de la longitud de los flancos de los pliegues y de la distancia entre dos charnelas sucesivas utilizando el método de la cuerda, esto con el fin de poder cuantificar el acortamiento a nivel de afloramiento.
- **Fotografías de pliegues.** Se tomaron varias fotografías de trenes de pliegues en los diferentes niveles estratigráficos y a través de toda la cuenca. Las fotografías se tomaron de tal manera que se obtuviera una vista lo más paralelo posible al eje del pliegue para su posterior restitución en algún software, en este caso, Autocad.
- **Colecta de muestras.** Paralelamente a la cartografía, se colectaron 29 muestras para hacer descripciones petrográficas y 11 muestras en las formaciones Santiago, Tamán,

Pimienta y Tamaulipas Inferior, en las cuales había presencia de materia orgánica, con el objetivo obtener la temperatura máxima de generación de hidrocarburos o algún otro parámetro que nos permitiera asociarla a la historia de la deformación de la cuenca.

- **Observación de láminas delgadas.** Se describieron muestras a nivel de microscopio para reconocer algún tipo de microestructuras y para tener una idea de la penetratividad de la deformación a escala de grano. Algunas muestras se analizaron (por composición mineral) también para delimitar contactos entre formaciones que fueron difíciles de reconocer en campo.
- **Análisis de muestras por el método de pirólisis Rock-Eval 6.** Las muestras colectadas para determinar la temperatura máxima de generación de hidrocarburos (T_{max}) fueron procesadas en el laboratorio de química orgánica del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) mediante el método de pirólisis Rock – Eval (Figura 1.3).

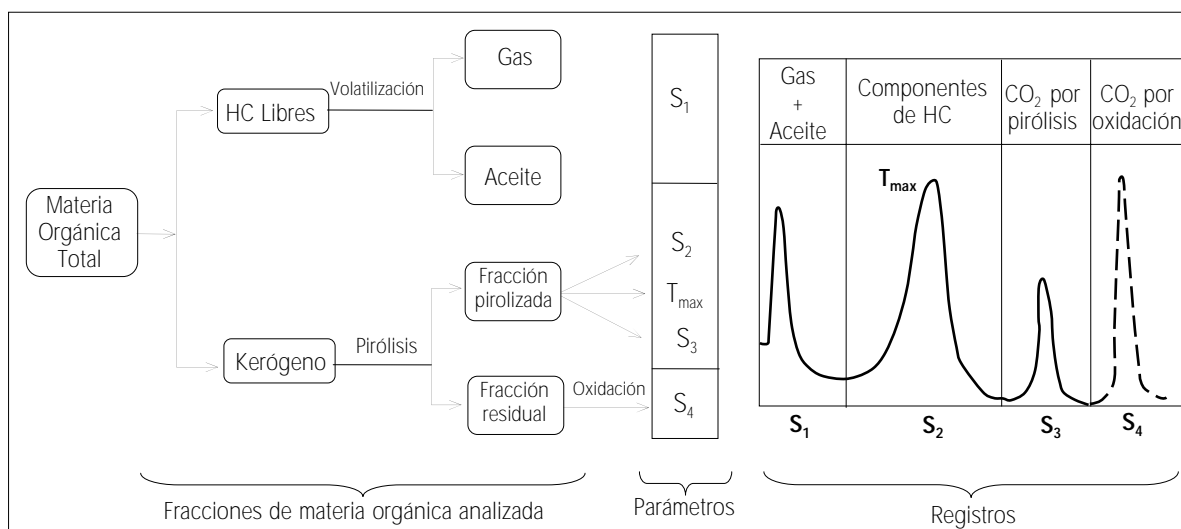


Figura 1.3. Diagrama donde se muestran las fracciones de materia orgánica total analizada por el método de pirólisis, sus parámetros y sus registros. Tomado de Lafargue *et al* (1998).

La pirólisis es un proceso que consiste en calentar una muestra de roca en un horno a diferentes temperaturas controladas (sin llegar a la combustión), hasta obtener los productos de la materia orgánica como aceite, gas, entre otros. El objetivo de esta técnica es simular el proceso de la evolución de la materia orgánica (Tissot y Welte, 1982).

Se calientan 100 mg de muestra en un horno con una atmósfera inerte de helio o hidrógeno (para evitar la combustión de la materia orgánica) durante 3 minutos a una temperatura de 300°C, con esto se liberan los hidrocarburos libres ya presentes en la roca y se obtiene el pico S_1 . Después, la muestra es pirolizada a 25°C/minuto hasta los 600°C, en esta fase los componentes más pesados de hidrocarburos y la fracción orgánica insoluble (kerógeno) son liberados y se obtiene el pico S_2 . La temperatura a la cual el pico S_2 alcanza el máximo se llama $T_{m\acute{a}x}$ y depende de la madurez del kerógeno. El CO_2 liberado en ambas etapas es vaciado dentro de un detector de conductividad térmica y se mide la cantidad de CO_2 orgánico producido térmicamente, obteniéndose el pico S_3 . Además de estos cuatro parámetros principales, también se obtienen TOC, HI, OI, PI y PC, los cuales a continuación se describen.

S_1 , Representa la cantidad de hidrocarburos libres (gas y aceite) presentes en la muestra y generalmente se incrementa con la profundidad; S_2 , es la cantidad de hidrocarburos generados a partir de la pirólisis del kerógeno. Decrece generalmente a profundidades mayores a 1 km; S_3 , es la cantidad de CO_2 producida durante la pirólisis del kerógeno. Indica la cantidad de oxígeno que se encuentra presente en el kerógeno; $T_{m\acute{a}x}$, representa la temperatura a la cual se produce la máxima cantidad de hidrocarburos a partir de la degradación del kerógeno durante la pirólisis e indica el grado de madurez de la materia orgánica; **TOC (Total Organic Carbon)**, cantidad de carbón orgánico contenido en la roca; **HI (Hydrogen Index)**, representa la cantidad de componentes orgánicos que son pirolisables de S_2 con relación al TOC de la muestra. Parámetro usado para determinar el origen de la materia orgánica. Un índice de hidrógeno alto representa mayor calidad; **OI (Oxygen Index)**, representa la cantidad de CO_2 del S_3 con relación al TOC; **PI (Production Index)**, indica la cantidad de hidrocarburo producido geológicamente en relación a la cantidad total de hidrocarburo que la muestra puede producir; **PC (Pyrolysed Carbon)**, representa la cantidad de hidrocarburos que pueden ser generados en la roca con relación a la cantidad de CO_2 orgánico liberado durante la temperatura programada.

La última etapa de gabinete consistió en el procesamiento de datos e interpretación de la información.

- **Mapa geológico.** A partir de la información fotogeológica y cartográfica, se editó un mapa geológico-estructural, orientado perpendicularmente al rumbo de las estructuras compresivas. El área que se consideró fue a partir del borde oriental de la PVSLP y un poco más allá del frente orogénico (Sierra Madre Oriental), incluyendo en este paralelogramo a la CTM.

- **Estimaciones de**

acortamiento. Para esta actividad se seleccionaron las fotografías de los pliegues documentados en campo y, una vez ubicadas con coordenadas en el mapa geológico, se procedió a separarlos por formaciones y por su distancia al borde de la PVSLP. El software utilizado para hacer las mediciones fue Autocad, en el cual se dibujaron los arcos internos de los pliegues hasta las charnelas de los pliegues *chevron*, se tomó la longitud de esta curva (l_0), posteriormente se dibujó

una línea recta que uniera los dos puntos de charnela y también se tomó la longitud (l_1). Teniendo estas dos longitudes para cada pliegue (Figura 1.4), se capturaron en una base de datos en Excel. Para obtener la relación de acortamiento se aplicó la fórmula de elongamiento.

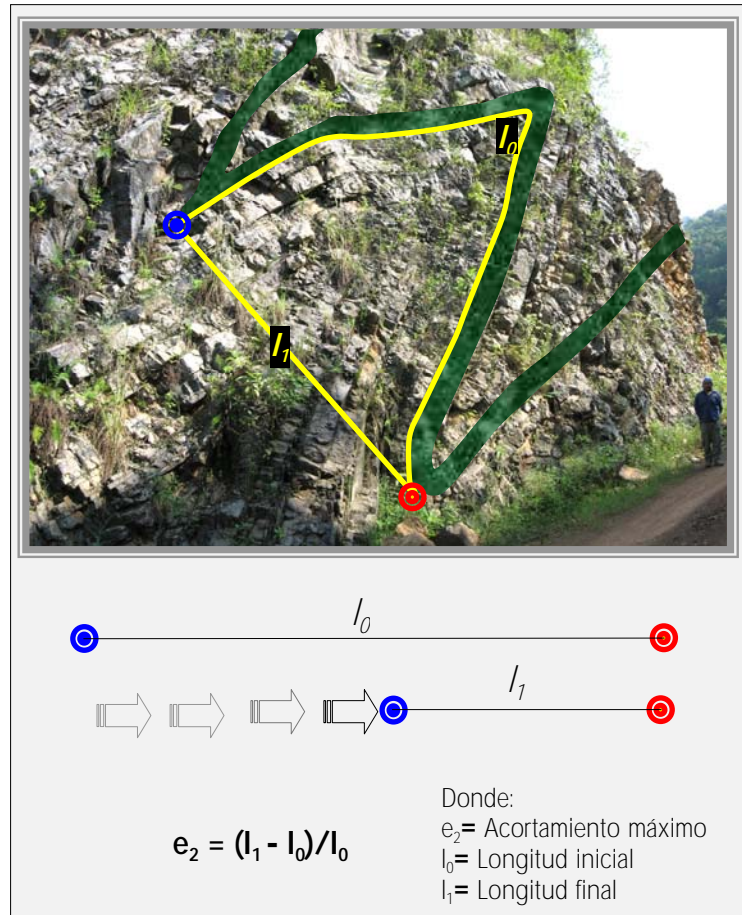


Figura 1.4 Fotografía de un pliegue en el cual se muestran los parámetros utilizados para hacer estimaciones de acortamiento.

- ***Secciones geológicas y análisis de datos estructurales.*** Con el análisis de los datos estructurales colectados en campo y con las estimaciones de acortamiento dentro de la CTM, se construyeron tres secciones geológicas de más de 58 km cada una. En ellas se trató de representar, lo más apegado a la realidad, la disposición y acomodo de la deformación interna de la cuenca y la relación que guarda ésta tanto con la zona de despegue como con el borde de la plataforma.
- ***Integración e interpretación de resultados.*** Se hizo el procesado y la interpretación de los datos obtenidos en cada etapa del desarrollo del trabajo y, posteriormente, se procedió a la integración de estos resultados.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Marco tectónico

El cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano (CPCM) es una prolongación hacia el sur del antepaís del cinturón cordillerano, el cual se extiende desde Alaska hasta la porción sureste de México. Presenta una longitud de más de 6000 km, su máxima amplitud la alcanza entre los límites de Canadá y Estados Unidos, con más de 1000 km, mientras que una de sus porciones más angostas se localizan en el noreste central de México (Figura 2.1). El cinturón cordillerano se ha interpretado como el resultado de múltiples fases de acreción en la margen oeste de la placa de Norteamérica, las cuales dieron origen a los cinturones de pliegues y cabalgaduras hacia el Este, así como a los grandes cuerpos ígneos que abarcan del Jurásico Tardío hasta principios del Paleógeno hacia el Oeste.

Durante el Mesozoico, se han interpretado dos episodios orogénicos mayores acompañados de actividad magmática en la cordillera: la orogenia Sevier y la orogenia Laramide, ambas interpretadas como resultado de la interacción entre la placa de Farallón y la placa de Norteamérica. La orogenia Laramide se ha asociado con la somerización de la placa en subducción, y ello es atribuido entre otros factores, a un aumento en la tasa de convergencia de estas placas tectónicas (DeCelles, 2004).

El cinturón de cabalgaduras Sevier ocurrió entre el Jurásico tardío y el Cretácico tardío, presenta un estilo tectónico de "*piel delgada*" (*thin-skinned*), es decir, la mayor parte de la deformación está confinada en la cubierta sedimentaria y no involucra al basamento. Sin embargo, estudios más recientes mencionan que existen fragmentos de basamento involucrados en la deformación (DeCelles, 2004). La evolución de este cinturón de pliegues y cabalgaduras es de norte a sur, por lo que en México está representado para el Aptiano-Albiano (Pindell y Kennan, 2001). Una de las características de esta orogenia es que la deformación se acomoda principalmente por fallas de cabalgadura de bajo ángulo y pliegues asociados con una dirección de transporte hacia el este.

La orogenia Laramide, por su parte, es un evento que tuvo lugar a finales del Cretácico y

principios del Paleógeno (80-55 Ma), en parte es sincrónica con las etapas tardías de la orogenia Sevier (DeCelles, 2004). La edad de esta orogenia aún no está bien constreñida; mientras algunos estudios indican que en México inició a partir del Turoniano, hace 93 Ma (Hernández-Jáuregi, 1997; Alzaga-Ruiz *et al.* 2009), otros más indican que se inició en el Campaniano, hace 80 Ma (English *et al.*, 2003; DeCelles, 2004; Padilla y Sánchez, 2007). El estilo tectónico de este cinturón es de "piel gruesa" (*thick-skinned*) en la porción SW de los Estados Unidos, donde se manifiesta a través de fallas inversas de ángulo moderado que afectan parte del basamento cristalino. De acuerdo con English y Johnston (2004) su desarrollo propició el levantamiento del bloque Laramide (al oriente de la Meseta de Colorado) en los Estados Unidos de Norteamérica (Figura 2.1), la formación del cinturón de pliegues y cabalgaduras de las Rocallosas en Canadá y los Estados Unidos y el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental al este de México.

La geometría del CPCM está asociada con la configuración del basamento existente durante su desarrollo y la distribución de las facies carbonatadas en la cubierta sedimentaria. Los pilares y fosas tectónicas que se originaron a raíz de la apertura del Golfo de México, simultáneamente con la expansión del Océano Atlántico, para el Jurásico temprano, influyeron claramente en el asentamiento de grandes plataformas o cuencas en el

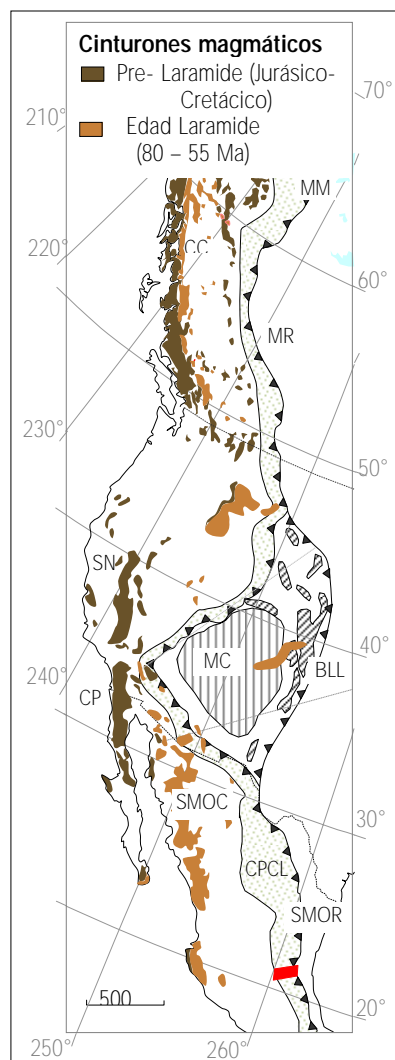


Figura 2.1 Mapa mostrando los cinturones magmáticos pre-laramídicos y laramídicos y el cinturón cordillerano (de piel gruesa y piel delgada) en el cual se ubica el área de estudio. MM; Montañas Mackenzie, MR; Montañas Rocallosas, MC; Meseta de Colorado, BLL; Bloques Laramídicos Levantados, SN; Sierra Nevada, CP; Cordilleras Peninsulares, CPCL; Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Laramídico, SMOC; Sierra Madre Occidental, SMOR; Sierra Madre Oriental (Tomado de English y Johnston, 2004).

período Cretácico que fueron colmatadas de sedimentos marinos.

El área de estudio, ubicada en la parte central-noreste del CPCM, incluye cuatro elementos paleogeográficos derivados de la apertura del Golfo de México: plataforma El Doctor (PED), cuenca de Zimapán (CZ), plataforma Valles–San Luis Potosí (PVSLP) y cuenca Tampico–Misantla (CTM), como se muestra en la figura 2.2. La distribución geográfica en que se encontraban estos paleoelementos, así como las diferentes unidades litológicas características de cada uno de ellos, contribuyeron de manera relevante sobre el estilo e intensidad de la deformación durante los procesos de acortamiento.

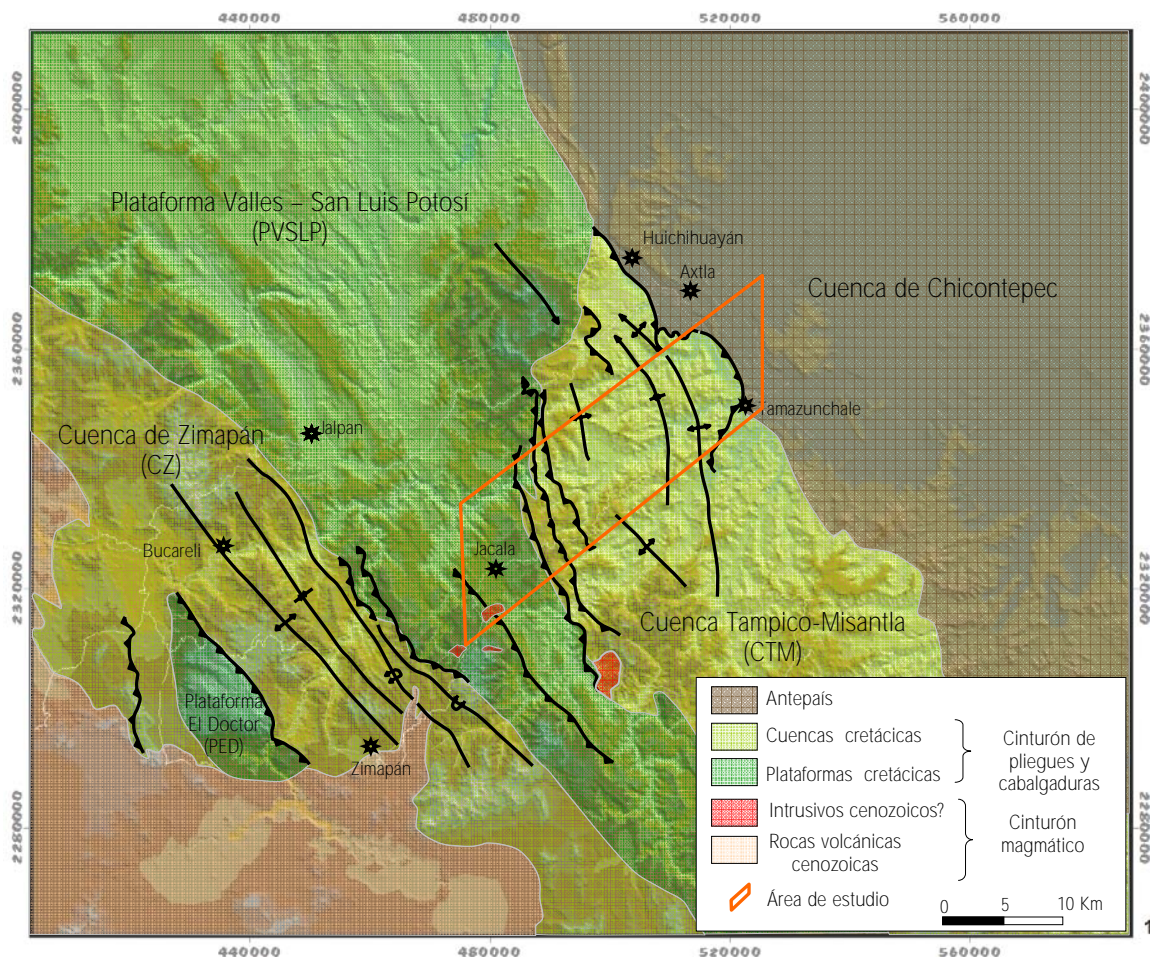


Figura 2.2. Ubicación de elementos paleogeográficos de la porción central-noreste del CPCM (Modificado de Suter, 1990).

Hacia la parte trasera (occidental) del orógeno, se encuentran las rocas más antiguas que consisten en filitas de bajo grado, las cuales cabalgan a rocas del Cretácico superior del

borde occidental de la PED. El borde oriental de este banco, a su vez, se sobrepone a las rocas del Cretácico superior del borde oriental de la CZ. La deformación en el interior de la cuenca se acomoda en anticlinales y sinclinales asimétricos con sus flancos frontales invertidos, buzando hacia el suroeste. El borde oriental de esta cuenca se encuentra cabalgando a la PVSLP, mientras ésta última presenta principalmente deformación de régimen frágil en su interior, su borde oriental igualmente cabalga a la CTM, en cuyos bordes occidental y oriental se desarrollan principalmente cabalgaduras, mientras que en su parte central predominan los pliegues con una dirección de transporte este-noreste.

Las grandes dimensiones de la PVSLP y la litología heterogénea que posee la CTM hacen que la parte externa del orógeno resulte interesante en su comportamiento durante el acortamiento regional.

2.2 Estratigrafía

La PVSLP contiene una estratigráfica esencialmente calcárea, mientras que la CTM está constituida por una estratigrafía heterogénea como se observa en las columnas estratigráficas de la Figura 2.3.

Las unidades más antiguas de la CTM son aquellas asociadas con la apertura del Golfo de México, por lo que la base de la columna consta de una unidad de carácter continental, seguida por una potente secuencia calcárea y finaliza con el depósito de sedimentos sinorogénicos (tipo *flysch*). Tanto las rocas de la plataforma como las de la cuenca han sido intrusionadas por diques de composición félsica y máfica.

La distribución espacial de las unidades que conforman ambos elementos paleogeográficos se muestra en el mapa geológico (ver Anexos, Plano 2.1).

2.2.1 Estratigrafía de la Plataforma Valles-San Luis Potosí

Formación Guaxcamá

Martínez (1965, en Carrillo, 1971) nombró como Formación Guaxcamá a una secuencia de evaporitas que se encuentran en la porción central de la PVSLP, teniendo como localidad

tipo los alrededores de la Mina Guaxcamá, al noreste de la Cd. de San Luis Potosí.

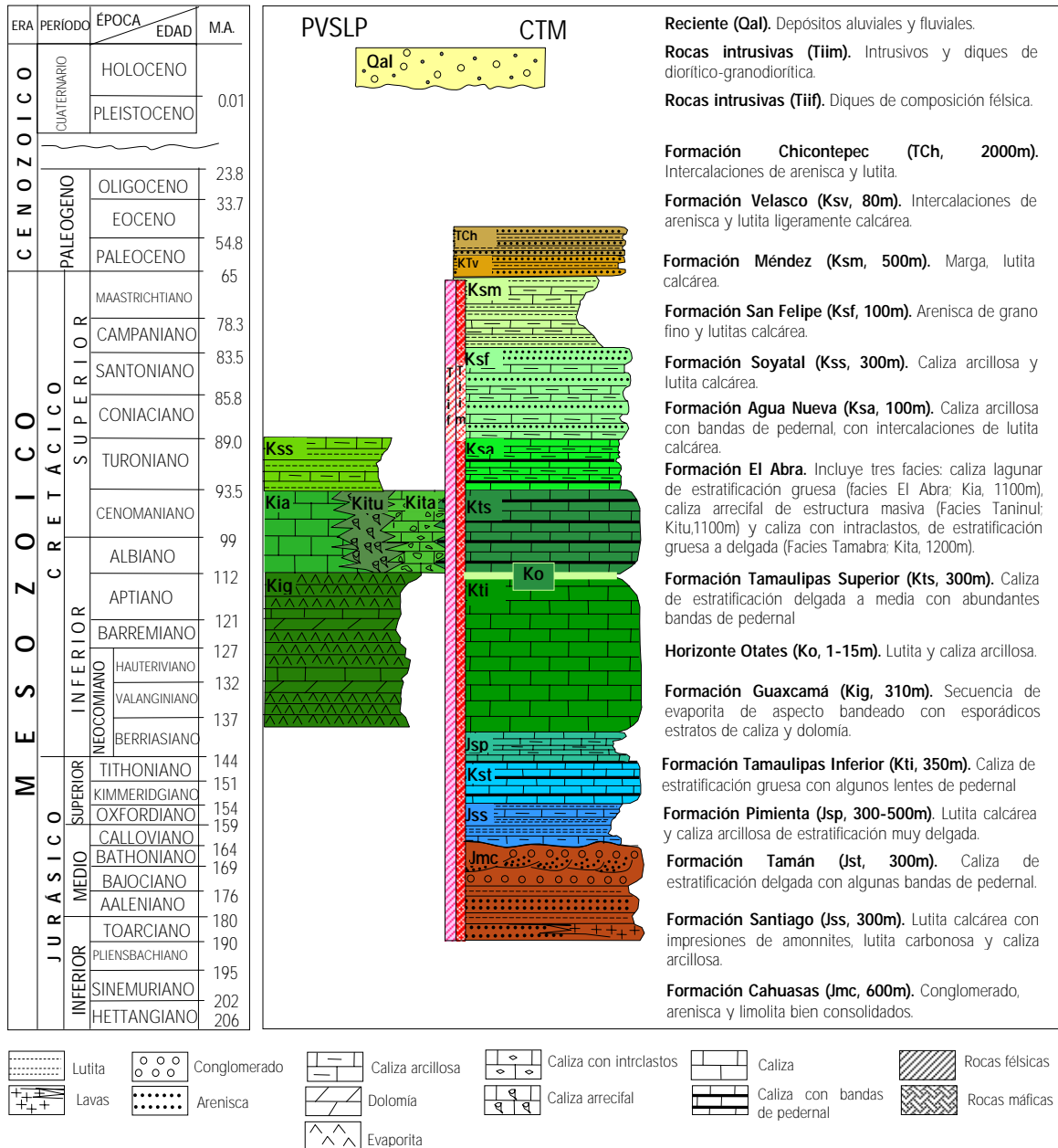


Figura 2.3 Columna estratigráfica de la plataforma Valles-San Luis Potosí y de la cuenca Tampico-Misantla.

Esta formación está expuesta únicamente al noroeste del poblado de San Nicolás, y tiene poca expresión topográfica. Consiste en una secuencia de yeso y anhídrita de estratificación delgada a masiva, de color blanco en superficie fresca, con delgadas bandas de color marrón claro debido a la presencia de material arcilloso (Figura 2.4a). Pueden presentarse,

esporádicamente, intercalaciones de caliza recristalizada y dolomía de olor fétido. Los intervalos de caliza se reportan como lente de caliza en la localidad tipo (Valencia, 1990 en Santamaría *et al.* 1990). Por su comportamiento dúctil se le observa también un plegamiento caótico.

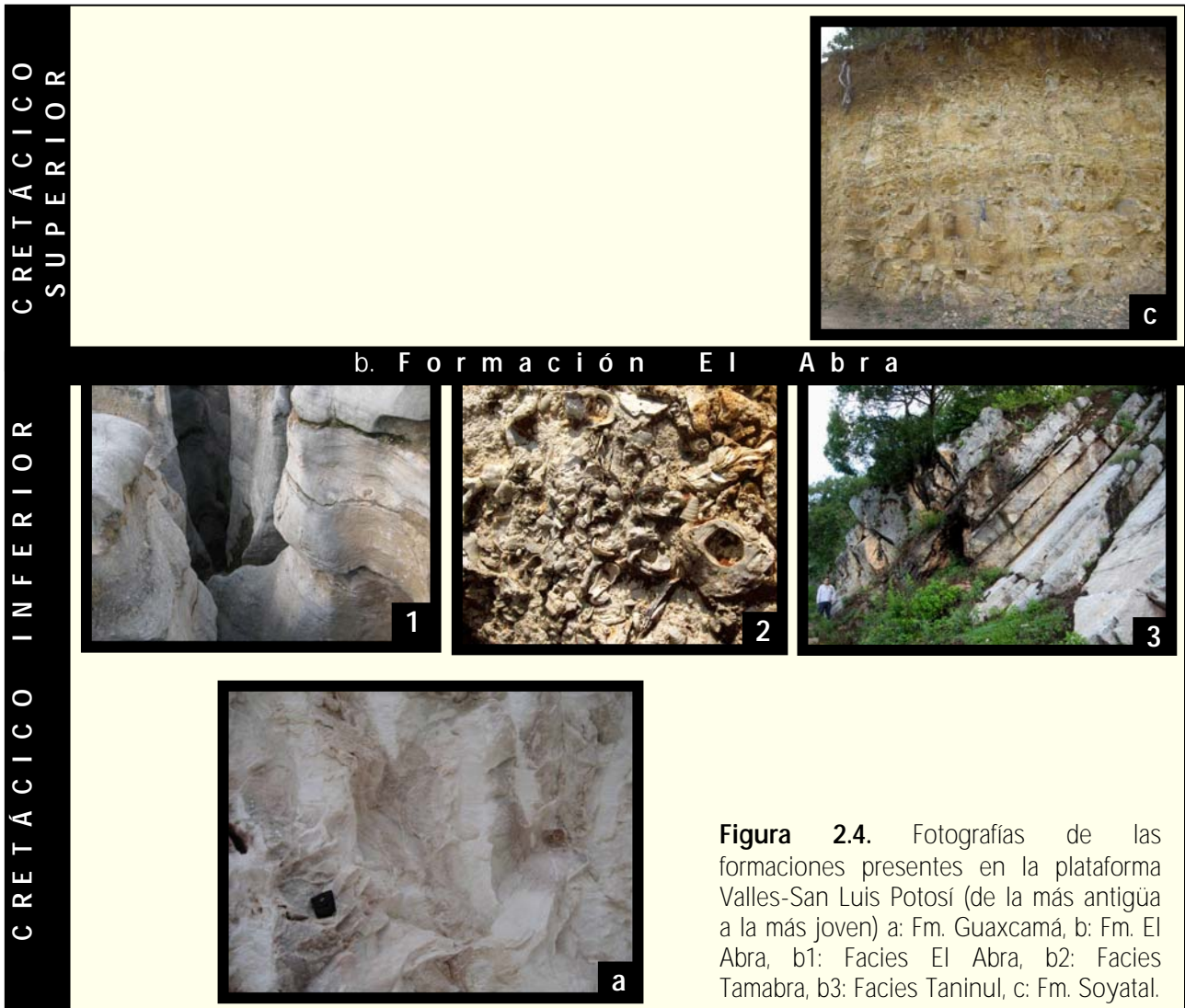


Figura 2.4. Fotografías de las formaciones presentes en la plataforma Valles-San Luis Potosí (de la más antigua a la más joven) a: Fm. Guaxcamá, b: Fm. El Abra, b1: Facies El Abra, b2: Facies Tamabra, b3: Facies Taninul, c: Fm. Soyatal.

Es difícil estimar el espesor de esta unidad ya que debido a su plegamiento el espesor real está exagerado. En su localidad tipo se midió una sección de la cima a la base y se obtuvo un espesor mínimo de 310 m, aunque pozos de Pemex (Valle de Guadalupe – 1 y Colmena -1) reportan hasta 3000 m en otras localidades de la PVSLP.

La Formación Guaxcamá se encuentra en contacto con un cuerpo intrusivo en las

inmediaciones del poblado San Nicolás. Su contacto superior no fue posible definirlo en campo al igual que su contacto inferior. Sin embargo, se ha reportado mediante pozos que descansa de manera discordante sobre la Formación Pimienta.

De acuerdo con su contenido fosilífero, Carrillo (1971) le asigna una edad del Aptiano, aunque su límite inferior en algunos lugares puede extenderse hasta el Berriasiano. Por otro lado, en Santamaría *et al.* (1990) mencionan que su edad podría estar acotada entre el Hauteriviano-Aptiano, mientras que las relaciones en el subsuelo indican que podría ser del Berriasiano al Aptiano. Se correlaciona, únicamente en tiempo, con las formaciones Tamaulipas Inferior y Otates de la Cuenca Tampico-Misantla.

Formación El Abra

El término El Abra fue utilizado inicialmente por Garfias (1915), posteriormente, Muir (1936) y Bonet (1952, en Santamaría *et al.* 1990) hicieron descripciones detalladas y la dividieron en dos facies; la facies arrecifal y la facies lagunar. Sin embargo, Carrillo (1971) considera que la Formación El Abra puede subdividirse en tres facies principales; las facies de interior de plataforma (facies El Abra), facies arrecifal (facies Taninul) y las facies de talud (facies Tamabra). La localidad tipo de la Formación El Abra se encuentra en la Sierra El Abra, ubicada en la estación El Abra, 9 km al este de Ciudad Valles, SLP (Aguayo, 1977; López, 2003).

Esta formación ocupa la parte occidental del área de estudio, conformando el límite oriental de la PVSLP. Su distribución sigue un rumbo NNW-SSE, dentro del área. En este trabajo, tomando en cuenta la estructura de una plataforma y sus cambios laterales de facies (Wilson, 1975), se tomará como Formación El Abra a las facies lagunar, arrecifal y de talud.

Facies lagunar o de plataforma interna (Facies El Abra): Es la facies con mayor distribución espacial en la PVSLP, configura una topografía de cerros y lomeríos suaves.

Está constituida por caliza de estratificación gruesa o en ocasiones de estructura masiva, de color gris claro al intemperismo (Figura 2.4b1). La caliza bien estratificada se ve en un tramo de la terracería Pacula-Jacala y en la carretera que comunica a San Nicolás con Jacala. Texturalmente, se presentan las siguientes microfacies (Wilson, 1975): wackestone-packstone de

miliólidos, grainstone de miliólidos, grainstone de pellets, wackestone de moluscos, caliza y dolomía con textura fenestral, dolomía sin textura fenestral y dolomía de textura mudstone. La dolomía se encuentra generalmente en la porción basal de la formación (Carrillo, 1971), mientras que la caliza dolomítica se observa en el borde de esta facies.

Según Suter (1990), el espesor de esta unidad varía entre 1000 y 1100 m. Su contacto inferior con la Fm. Guaxcamá no se observó, mientras que subyace de manera concordante a la Formación Soyatal.

Carrillo (1971), asigna una edad del Albiano para la facies El Abra del frente de la Sierra Madre Oriental. Por su parte, Santamaría *et al.* (1990) señalan que por su contenido orgánico la edad puede variar en distintas áreas, siendo ésta, de manera general, del Albiano-Cenomaniano.

Facies de borde de plataforma (Facies Taninul): Es un cinturón bien configurado, debido a que por su mayor disolución (alta porosidad), forma una ligera depresión entre las facies El Abra y Tamabra. La localidad tipo se encuentra en la estación Taninul, ubicada al oriente de Ciudad Valles. Está constituida principalmente por caliza masiva de color crema – amarillento, cuyos componentes principales son conchas de rudistas, corales en colonias y corales solitarios, estromatopóridos, gasterópodos y pelecípodos, como se observa en la fotografía de la figura 2.4b2. Estas conchas están cementadas en una matriz de packstone-grainstone bioclástica (Suter, 1990). La facies arrecifal se encuentra parcialmente dolomitizada.

El espesor para esta facies, de acuerdo con Suter (1990), es de 1100 m en la vertiente sur del Cerro Sapo, en el cañón del río Moctezuma. Sin embargo, este espesor es mínimo, dado que la parte superior está erosionada. El mismo autor señala que, en el Cerro Sapo, la facies Taninul está por debajo de la facies El Abra, por lo que interpreta que la plataforma tuvo un crecimiento en dirección a la cuenca. Así mismo, cambia lateral a facies El Abra, hacia el interior de plataforma y cambia a la facies Tamabra hacia el talud de ésta.

No se observaron sus contactos inferior y superior, aunque Santamaría *et al.* (1990) consideran que subyace de forma transicional y concordante a la Formación Agua Nueva y de la misma forma sobryace al Horizonte Otates y a la Formación Tamaulipas Inferior.

Carrillo (1971) le asigna una edad del Albiano a esta caliza arrecifal, pero al igual que las facies El Abra su edad podría ser Albiano-Cenomaniano como lo indican Santamaría *et al.* (1990).

Facies de talud (Facies Tamabra): La transición entre el margen de plataforma y la cuenca está representada por una secuencia de brecha sedimentaria calcárea con clastos alóctonos provenientes de aguas someras, intercalados con sedimentos propios de aguas más profundas. El término de Formación Tamabra fue introducido con base en estudios de subsuelo hechos en el campo petrolero de Poza Rica, en la Faja de Oro. Con este término se incluyó, en esta formación, a las facies de interior de plataforma, de borde y de cuenca. Sin embargo, posteriormente el término Tamabra fue usado exclusivamente para designar a los depósitos de talud.

En el área de estudio, la facies Tamabra consiste en caliza cuya estratificación varía entre 40 cm y más del 1m de espesor (Figura 2.4b3), muestra un color gris oscuro, con manchones rojizos al intemperismo y un color gris claro en superficie fresca. Se caracteriza por tener abundantes intraclastos angulosos con fósiles de aguas someras y fragmentos provenientes del borde arrecifal. En muestra de mano, se observaron conchas de moluscos y fragmentos de equinodermos soportados por una matriz que contiene foraminíferos bentónicos y planctónicos. En la localidad Mesa de las Pilas, se conservan las conchas con un color iridiscente en su interior, al parecer restos de nácar. En partes, estos fragmentos han sido completamente remplazados por dolomita, por lo que adquieren un color gris oscuro y la roca muestra un aspecto moteado.

El espesor varía de 300 a 1200 m, puesto que tiende a acunarse hacia la cuenca. Al sur de Jacala tiene 730 m (Santamaría *et al.*, 1990), mientras que Enos y Stephens (1993) consideraron un espesor de 1380 m sobre la carretera 120, cerca del poblado El Lobo.

Las facies de Tamabra se encuentran interdigitadas con las facies de El Abra al occidente y de la misma forma al oriente con la Formación Tamaulipas Superior. Sobreyace de manera concordante a la Formación Tamaulipas Inferior y subyace de manera concordante y transicional a la Formación Agua Nueva.

Formación Soyatal

La Formación Soyatal fue estudiada inicialmente por White (1949), quien le asignó un nombre formacional. Posteriormente, Wilson *et al.* (1955), propusieron el nombre de Formación Soyatal para nombrar a una secuencia de caliza de color gris oscuro, interestratificada con lutita calcárea de edad Turoniano, que se extienden desde el poniente de Zimapán hasta Jacala, Hgo. Sin embargo, no le asignaron una localidad tipo. Santamaría *et al.* (1990), proponen que su estratotipo puede estar representado en la mina de antimonio Soyatal, en Querétaro, tomando este patrón para reconocer y definir a la formación en otros lugares.

Los afloramientos de la Formación Soyatal están restringidos al occidente de la PVSLP. Dentro del área, se ve expuesta en las inmediaciones de la localidad Agua Fría Chica, al suroeste de Jacala. Consiste de caliza de estratificación delgada (5-30 cm), de textura mudstone, intercalada con caliza arenosa y con horizontes de lutita con intemperismo lajoso (Figura 2.4c). El color de intemperismo de esta secuencia es beige amarillento, con algunos manchones verde grisáceo, sobre todo en los intervalos arcillosos.

Debido al intenso plegamiento, el espesor aparente de esta formación es bastante considerable, pues sobrepasa los 1000 m. En el área de Xichú, Gto. se le estima un espesor de 1014 m (Collado, 1969, en Santamaría *et al.* 1990), mientras que en la región de Jacala han reportado un espesor de 300 m (Hernández, 1982, en Santamaría, *et al.* 1990).

La Formación Soyatal descansa concordantemente sobre la Formación El Abra, mientras que su contacto superior no fue posible observarlo.

Varios autores han asignado la edad a esta formación. De acuerdo con Suter (1990), la edad determinada en la región de Zimapán, con base a nanoplancton calcáreo, fue del Turoniano superior al Campaniano. Betanzos (1983 en Santamaría *et al.*, 1990), consideró una edad entre el Turoniano y el Santoniano. Hernández-Jáuregui (1997), realizó un estudio más detallado de la Formación Soyatal y con base en la microfauna le asigna una edad del Turoniano, la misma edad que le asigna Carillo (1971). Se correlaciona con la Formación Indidura

de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y con las facies mixtas La Muralla y la Formación Tamasopo de la PVSLP, así como con la Formación Agua Nueva de la CTM.

2.2.2 Estratigrafía de la Cuenca Tampico-Misantla

Formación Cahuwasas (Jmc).

Fue definida formalmente por Carrillo-Bravo (1965) como una secuencia de arenisca, conglomerado y limolita de color rojo. La localidad tipo se ubica en los poblados de Hacienda de Cahuwasas y Cahuwasas de Morelos, localizadas sobre el valle del río Amajac.

Los afloramientos de esta unidad se encuentran en el sector suroriental del área de estudio, a lo largo del río Amajac. En la parte basal de esta formación se tienen capas gruesas de conglomerado color gris parduzco, contituido predominantemente por clastos de cuarzo, aunque también se observan clastos líticos de coloración verdosa y otros de color gris oscuro de origen volcánico. El tamaño de estos clastos varía de 2 hasta 5 cm de diámetro, son subredondeados, soportados en una matriz de arena muy fina. Los miembros conglomeráticos están bien consolidados y se interdigitan con paquetes de arenisca gruesa.

Por encima de estos cuerpos de conglomerado se tiene una secuencia de arenisca de estratificación media a gruesa (25 - 40 cm), de color marrón (Figura 2.5a), con abundantes fragmentos (1-3 mm de diámetro) de feldespato y cuarzo, en menor proporción. Ocasionalmente, se observa estratificación cruzada en la arenisca de grano más fino. Los estratos de arenisca se intercalan, en forma rítmica, con horizontes de limolita de más de 1 m de espesor. En la cima de esta formación, en contacto con la Formación Tamán, se observaron fósiles muy intemperizados y difíciles de identificar.

En las inmediaciones de la ranchería de San Andrés y entre Cuatolol y Texcapa, al sur del río Amajac, se observaron sistemas de fallas normales con rumbo NE-SW, con desplazamiento de más de 80 cm que afectan a esta secuencia.

El espesor de esta unidad es variable, ya que lateralmente tiende a disminuir. Dentro del área de estudio se le estimó un espesor de hasta 600 m (Suter, 1990), y se considera que

disminuye hacia las partes más distales del alto de basamento (alto de Ixtla).

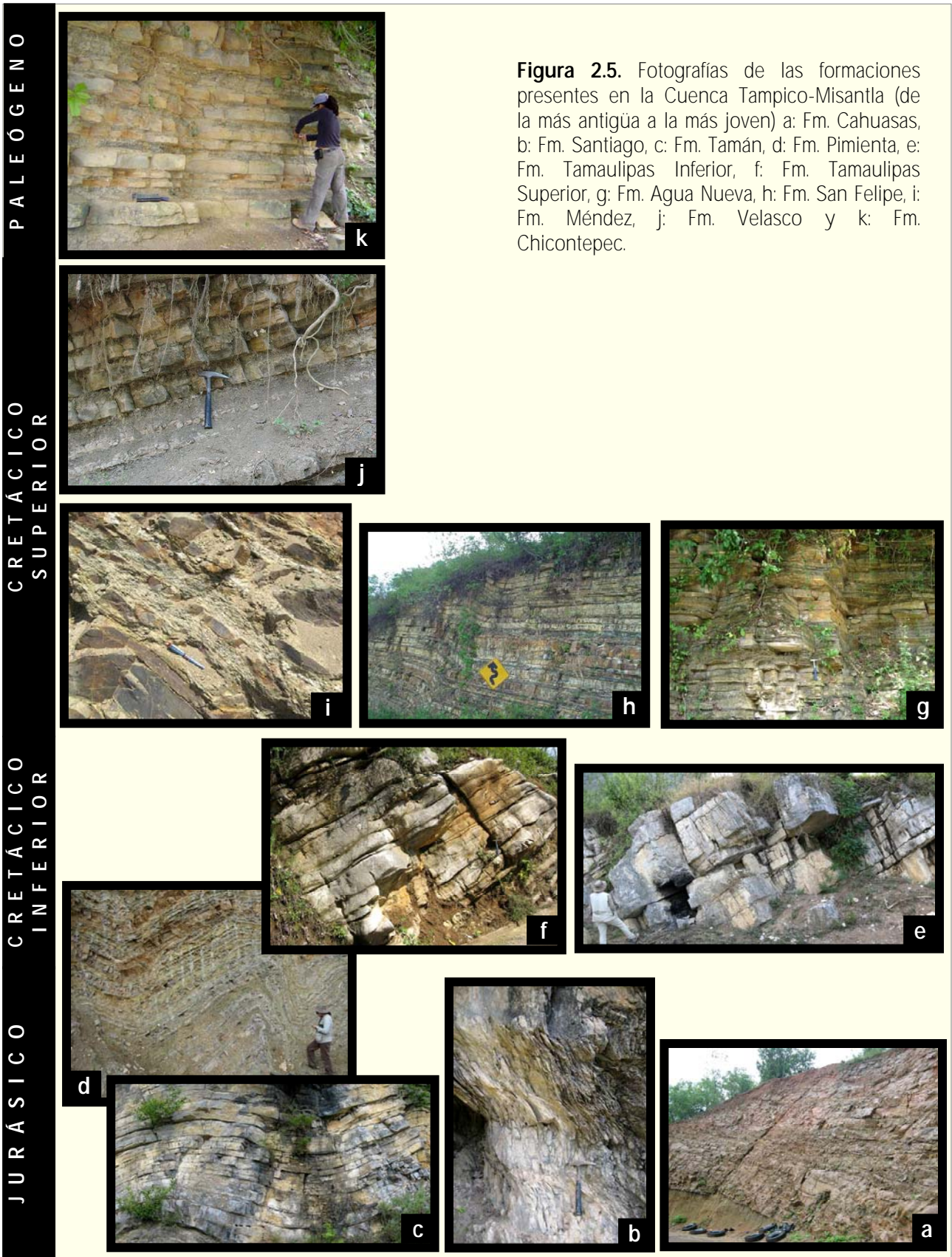


Figura 2.5. Fotografías de las formaciones presentes en la Cuenca Tampico-Misantla (de la más antigua a la más joven) a: Fm. Cahuassas, b: Fm. Santiago, c: Fm. Tamán, d: Fm. Pimienta, e: Fm. Tamaulipas Inferior, f: Fm. Tamaulipas Superior, g: Fm. Agua Nueva, h: Fm. San Felipe, i: Fm. Méndez, j: Fm. Velasco y k: Fm. Chicontepec.

La Formación Cahuassas descansa de forma discordante sobre la Formación Huayacocotla y subyace mediante una discordancia angular y con una litología abrupta a las formaciones Santiago y Tamán. Está también en contacto por falla con las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior cerca del poblado de Tlanepantla.

Debido a la ausencia de fósiles que pudieran constreñir la edad de esta formación, se le consideró de edad Toarciano-Batoniano (Jurásico Medio), tomando en cuenta la edad de las formaciones que le subyacen y sobreyacen, respectivamente (Ochoa, 1996). Se le correlaciona estratigráfica y litológicamente con la Formación La Joya, la cual aflora en el anticlinorio de Huizachal-Peregrina, en Cd. Victoria, Tamaulipas.

Formación Santiago (Jss)

La Formación Santiago fue definida formalmente por Cantú-Chapa (1971), considerando como su localidad tipo a los afloramientos del poblado Santiago, ubicado aproximadamente 7 km al noreste de Chapulhuacán, Hgo.

Esta unidad aflora en la parte oriental y norte-central del área de estudio, donde conforma los núcleos de los pliegues anticlinales. Se expone ampliamente en los poblados de Santiago Centro, Tlamaya Santiago e Ixtla Santiago. En esta zona, se observó una secuencia de caliza de estratificación delgada a media (15 – 50 cm), ligeramente aboudinada, de color beige grisáceo al intemperismo y de color gris oscuro en superficie fresca, intercalada con lutita carbonosa, calcárea de color negro de hasta 10 m de espesor, las cuales desarrollan un clivaje que es muy característico en esta formación (Figura 2.5b). En el miembro arcilloso, que es el predominante en esta formación, se observan frecuentes impresiones de ammonites de diversos tamaños del género *Reineckeia* (Cantú-Chapa, 1971). Así mismo, en el área de pisaflores, el paquete arcilloso muestra abundantes impresiones de amonites y bivalvos mal conservados debido al intemperismo.

El espesor de la Formación Santiago es variable. En el área de Pisaflores puede alcanzar los 300 m, mientras que hacia la localidad tipo disminuye gradualmente de 200 m hasta acuñarse en las inmediaciones de la ranchería Puerto del Amolar, ubicado a orillas del río Amajac.

La Formación Santiago sobreyace de forma discordante y abrupta a la Formación Cahuasas y subyace de manera concordante y transicional a la Formación Tamán.

De acuerdo con Cantú-Chapa (1971), la edad asignada para la Formación Santiago es del Calloviano medio hasta el Oxfordiano tardío (Jurásico Superior), considerando el contenido de este género de amonites que se encontraron en los afloramientos de esta unidad.

Formación Tamán

La Formación Tamán fue definida formalmente por Heim (1926a en Carrillo, 1971), como una unidad compuesta por caliza bien estratificada de color negro, de grano fino y microcristalino, con lutita negra. La localidad tipo de esta formación está en el poblado de Tamán, ubicado en las orillas del río Moctezuma.

Se distribuye hacia porción oriente y central del área de estudio. Consiste en una secuencia homogénea de caliza de estratificación delgada (15 – 25 cm), de color gris oscuro, casi negro, en ocasiones llega a presentar abundantes bandas de pedernal (Figura 2.5c). Puede también intercalarse con horizontes delgados (5 cm) de lutita calcárea, ligeramente carbonosos. En afloramiento presenta un aspecto bandeado o laminar, mismo que hace un tanto difícil su diferenciación de las formaciones Santiago y Pimienta.

En la base de esta formación, se llegan a encontrar impresiones de bivalvos de 2 cm de diámetro, aproximadamente, o bien el fósil completo, así como impresiones de amonitas. Aunque su exposición es amplia, el espesor de esta formación no es considerable, generalmente no sobrepasa los 300 m.

La Formación Tamán descansa de manera concordante y transicional sobre la Formación Santiago y subyace de la misma forma a la Formación Pimienta. Donde no se depositó la Formación Santiago, la Formación Tamán está en contacto por discordancia angular y por cambio litológico abrupto con la Formación Cahuasas, a la cual sobreyace.

La edad asignada para esta unidad, de acuerdo con Cantú-Chapa (1971), es del

Kimmeridgiano-Titoniano temprano. Esta edad fue determinada con base en el contenido de amonitas en la formación.

Formación Pimienta

La Formación Pimienta fue definida por Heim (1926 en Santamaría *et al.*, 1990), como una secuencia de caliza de estratificación delgada de color negro, con capas de pedernal negro. Su localidad tipo se encuentra a un kilómetro al norte del poblado La Pimienta (Lomas de Aguayo), ubicado sobre el río Moctezuma.

Esta formación está expuesta desde la parte central hasta el extremo oriental del área. Consiste en caliza arcillosa dispuesta en estratos muy delgados (5-10 cm), de color negro, con abundantes bandas de pedernal, intercaladas con lutita carbonosa e intervalos bentoníticos de color verdoso (Figura 2.5d).

En los cortes del camino Iglesia Vieja – San Rafael- Neblinas, la cima de esta formación está constituida por estratos delgados de caliza con bandas de pedernal, así mismo se puede ver que hay frecuentes horizontes bentoníticos de color verde, intercalados con estratos arenosos de color gris verdoso. El color de intemperismo de estos intervalos bentoníticos es marrón-amarillento, muy similar a la Formación San Felipe del Cretácico Superior. La arenisca tiene abundantes fragmentos de feldespatos, muy alterados, con minerales verdes (bentonita) que le dan un aspecto moteado a la muestra. Hacia el oriente del área, en el poblado de Tezapotla, se puede ver también este miembro de areniscas calcáreas de color beige, amarillento, dispuesto en estratos delgados de 10 a 20 cm de espesor, contiene vetas que son perpendiculares a la estratificación.

En la parte sur – central del área, cerca de los poblados de Nuevo Linares y El Algodón, la base de la formación presenta una lutita de estratificación muy delgada (5 cm), negra, carbonosa, con esporádicos estratos de caliza arcillosa de color negro con superficies aboudinadas. En la fracción de lutitas calcáreas de esta formación, es posible encontrar nódulos de entre 15-70 cm de diámetro. Esta formación ha sido afectada por intrusión de diques máficos que aportan mineralización, por lo que en ocasiones se le puede ver pirita diseminada entre los estratos.

El espesor de esta unidad se ha considerado de 300 m (Suter, 1990), sin embargo se incrementa hacia la PVSLP, donde puede llegar a desarrollar hasta 500 m. Sobreyace por contacto concordante y transicional a la Formación Tamán y de forma similar subyace a las formaciones cretácicas Tamaulipas Inferior y El Abra. Estudios realizados por Cantú-Chapa (1971), basándose en el contenido de amonitas; y por Bonet (1956, en López, 2003), que identificó la presencia de *Calpionella elliptica* y *Tintinnopsella carpathica*, revelan que la formación Pimienta se ubica estratigráficamente en el Tithoniano-Berriasiano o incluso hasta el Valanginiano (Jurásico Superior-Cretácico Inferior).

Formación Tamaulipas Inferior

El paquete calcáreo que se encuentra inmediatamente arriba de la Formación Pimienta, fue descrito por Suter (1990) como Formación Chapulhuacán. De acuerdo a la descripción litológica y a la posición estratigráfica la Formación Chapulhuacán es correlacionable con la Formación Tamaulipas Inferior en diversos estudios de PEMEX.

El término Tamaulipas fue introducido por Stephenson en 1921 (en Muir, 1936), cuando realizó un informe privado a la Mexican Gulf Oil Company, designando con este nombre a calizas de aguas profundas y que asignó una edad Albiano-Cenomaniano, sin mencionar una localidad tipo. Posteriormente Muir (1936), estudiando la parte inferior de ese paquete de caliza, encontró que correspondía al Cretácico Inferior y propuso entonces la división en tres partes; la parte de edad Neocomiano-Aptiano la llamó Tamaulipas Inferior, el horizonte medio de edad Aptiano Superior, lo nombró como Horizonte Otates y las calizas de edad Albiano-Cenomaniano como Tamaulipas Superior. También describió su localidad tipo en la Sierra de Tamaulipas, ubicada al noroeste de Tampico, Tamaulipas.

Esta unidad aflora desde la margen oriental de la PVSLP, donde mantiene una disposición a manera de listones con rumbo NNW-SSE, configurando los bloques de techo del sistema de cabalgaduras desarrollado en este borde de la plataforma. Hacia la parte central y oriente del área de estudio, se encuentra aflorando en los flancos y/o núcleos de los pliegues sinclinales.

Consiste en caliza de estratificación media a gruesa (40-90 cm), de color gris claro y de aspecto aporcelanado. El desarrollo de estilolitas y microestilolitas (Figura 2.5e), paralelo a la estratificación y dentro de sus capas, son frecuentes y características de esta formación, así como nódulos de pedernal negro y en ocasiones pardo grisáceo por intemperismo. Esta caliza muestra una textura de mudstone a wackestone de microfósiles planctónicos, algunos bioclastos, radiolarios (Santamaría *et al.*, 1990) y calciesferas.

El espesor de la Formación Tamaulipas Inferior, según Suter (1990), es de unos 350 metros en el valle del río Moctezuma y disminuye a 250 m en el valle del río Tancuilín, fuera del área de estudio. Por otra parte, hacia el sur de Xilitla, en la región del río Tancuilín, Santamaría *et al.* (1990) reportan un espesor de 470 m.

La Formación Tamaulipas Inferior sobreyace de manera concordante y transicional a la Formación Pimienta y subyace de la misma manera al horizonte Otates. Se encuentra en contacto tectónico por cabalgadura con las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez; al occidente del área, y en contacto por falla lateral con las formaciones Cahuasas, Tamán y Pimienta; al oriente del área de interés.

De acuerdo con el estudio de Carrillo (1971), la edad para esta formación es del Berriasiano-Valanginiano, mientras que Longoria (en Suter, 1990) reporta una edad Berriasiano-Aptiano. Por su parte, Santamaría *et al.* (1990) asignan una edad Berriasiano-Hauteriviano para la Formación Tamaulipas Inferior de la CTM. Esta formación se correlaciona con las formaciones Cupido y Fresnillo de la parte occidental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y con la parte basal de la Formación Guaxcamá, de la PVSLP. La parte basal de la Formación Tamaulipas Inferior se correlaciona con la Formación Taraises, del noreste de México.

Horizonte Otates

Muir (1936), propuso la separación en tres partes de la Caliza Tamaulipas designando para el intervalo arcilloso el nombre de Horizonte Otates.

Aunque no se cartografió este horizonte debido a la dificultad para encontrarlo, se

considera que está presente en el área con un espesor muy reducido. De acuerdo con estudios de PEMEX, este horizonte ha sido reportado en el río Tancuilín y al noreste de Jacala, Hgo. y dentro del área, ha sido cortada por varios pozos de PEMEX con espesor variable de 1 a 15 m.

Sobreyace de manera concordante y abrupta a la Formación Tamaulipas Inferior y de la misma forma subyace a la Formación Tamaulipas Superior. Por su contenido de microfósiles planctónicos y amonites se le ha asignado una edad del Aptiano superior. Este horizonte se correlaciona con la Formación La Peña, al norte y noroeste del área y con la porción basal de las facies el Abra y Tamabra.

Formación Tamaulipas Superior

Al igual que la Formación Tamaulipas Inferior, esta formación fue definida de forma más completa por Muir (1936), aunque según este mismo autor, fue Stephenson (1921) quien introdujo el término en un informe para la Mexican Gulf Oil Company. En el informe de Suter (1990), la Formación Tamaulipas Superior es sinónimo de la Formación Ahuacatlán. Su localidad tipo se encuentra en el Cañón de la Borrega, en la Sierra de Tamaulipas.

Hacia el occidente del área, su distribución mantiene un paralelismo con el borde oriental de la PVSLP. Puede conformar parte de los bloques de techo del sistema de cabalgaduras, cuando la Formación Tamaulipas Inferior se acuña. Los afloramientos en la parte central y oriente del área de estudio se encuentran en los núcleos de las estructuras sinclinales y anticlinales, respectivamente.

Esta formación consiste en caliza de estratificación delgada (20 – 30 cm), de color gris oscuro, con frecuentes bandas de pedernal negro (Figura 2.5f). En ocasiones se presentan laminaciones de color negro dentro de los estratos, lo que le da un aspecto bandeado a la roca. A esta secuencia de caliza se le pueden observar intercalaciones de delgados horizontes bentoníticos de color verde, de aspecto lajoso. Muestra una textura de mudstone a wackestone de calciesferas y foraminíferos planctónicos. Esporádicamente, se pueden encontrar fósiles macroscópicos como amonitas y gasterópodos.

Los espesores reportados para esta formación son variables; Suter (1990), señala que hacia la margen oriental de la PVSLP tiene 200 metros y puede alcanzar 400 m al sureste, donde subyace a la Formación Agua Nueva. Santamaría *et al.* (1990), reportan un espesor de 200 m en el anticlinorio Huizachal-Peregrina y de 350 m para la región de Molango, en el estado de Hidalgo. En las secciones geológicas se les consideró un espesor promedio de 300 m.

Sobreyace concordantemente y de forma transicional al Horizonte Otates y subyace de esta misma forma a la Formación Agua Nueva. Está en contacto lateral y transicional con la Facies Tamabra. Puede estar en contacto tectónico por cabalgadura con las formaciones San Felipe o Agua Nueva y con la Formación Pimienta al este del área.

Se le asigna una edad del Albiano inferior-medio al Cenomaniano, con base a foraminíferos planctónicos. Se correlaciona en tiempo con la Formación El Abra (incluidas sus diferentes facies) de la PVSLP, y con la Formación Cuesta del Cura de la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

Formación Agua Nueva

Fue Stephenson (1921, en Carrillo, 1971) quien propuso el término de Agua Nueva para una sección de caliza con pedernal, intercalada con lutita negra carbonosa que afloran en el Cañón de la Borrega, en el rancho Agua Nueva, Tamaulipas. Posteriormente, Muir (1936) estudió con más detalle esta unidad, indicando que su localidad tipo se encuentra en la ranchería de Agua Nueva. Esta formación es sinónimo de la parte basal del Grupo Xilitla, descrito por Carrillo-Bravo (1965).

La Formación Agua Nueva está expuesta al oriente de la margen de la PVSLP. Su disposición, sigue el mismo rumbo que el sistema de cabalgaduras; es decir, NNW-SSE. Aflora también en la parte central norte del área, en los flancos de un pliegue sinclinal, y de la misma forma se le puede ver al sur y suroeste de Tamazunchale. Está constituida por caliza arcillosa de estratificación delgada (15-20 cm), de color gris oscuro, con bandas de pedernal negro (Figura 2.5g). Presenta intercalaciones de lutita calcárea de estructura lajosa o laminar, de color negro y ocasionalmente se intercalan horizontes de bentonita de color verdoso. Intemperiza en tono gris

amarillento.

El espesor de la Formación Agua Nueva es muy variable; en el área de Xilitla, ésta puede tener de 150 a 175 m de espesor (Carrillo, 1971). Sin embargo, Suter (1990) señala que el espesor de esta unidad, en la Hoja Tamazunchale, es de 100 m y se mantiene constante. Por otro lado, Santamaría *et al.* (1990) reportan un espesor de 70 m al sur del poblado de Xilitla.

La Formación Agua Nueva descansa de manera concordante y transicional sobre las formaciones Tamaulipas Superior y Tamabra y subyace de la misma forma a la Formación San Felipe. Subyace en contacto tectónico por cabalgadura a las formaciones Pimienta, Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior.

De acuerdo a su contenido faunístico y por su posición estratigráfica se le asigna una edad del Turoniano (Carrillo, 1971; López, 2003; Santamaría *et al.* 1990). Soto (1981), le asignó una edad del Cenomaniano al Turoniano, por su contenido de foraminíferos planctónicos.

Se correlaciona con la Formación Soyatal, que aflora al suroeste de la PVSLP, con el miembro inferior de la Formación Tamasopo del centro de la PVSLP, con el miembro mixto de la Formación Agua Nueva (Facies mixtas La Muralla) y con la Formación Indidura de la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

Formación San Felipe

Esta unidad fue estudiada por Jeffreys (1910 en Santamaría, *et al.*, 1990), usando el término de "Formación San Felipe" para un informe de la American Gulf Oil Company. La describió en su localidad tipo, en el Rancho San Felipe, S. L. P. como un cuerpo de caliza de grano fino a medio con intercalaciones de lutita de color gris olivo y bentonita de color verde esmeralda, de edad Senoniano. Posteriormente, Muir (1936) propuso formalmente a esta unidad separando el miembro inferior de la Formación Agua Nueva. Su localidad tipo se encuentra al poniente del poblado de San Felipe, entre Ciudad Valles y Tamuín, S. L. P.

Los afloramientos de esta formación se encuentran en el borde oriental de la PVSLP, en

forma de estrechas franjas con un rumbo NNW-SSE. Los afloramientos más al oriente se pueden ver al sur y suroeste de Tamazunchale, donde conforma los flancos de los pliegues sinclinales. También se le puede ver en el núcleo de los sinclinales ubicados en la porción norte-central del área de estudio, cerca de los poblados El Chalahuite y El Coyol de San Francisco.

Litológicamente, está constituida por caliza acillosa de estratificación delgada (15-25 cm), arenisca de grano fino con cementante calcáreo, de estratificación delgada, con laminación paralela y cruzada, de coloración verde grisácea. Esta caliza se alterna con lutita verde de aspecto lajoso u horizontes bentoníticos que son muy comunes en la formación (Figura 2.5h). Los miembros más calcáreos tienen una textura mudstone-wackestone de foraminíferos planctónicos y son de color gris verdoso en superficie fresca.

En el área de Xilitla, Carrillo (1971) reporta un espesor cercano a los 100 m para esta formación. Suter (1990), por su parte, midió un espesor de 146 m en el tramo de la carretera El Lobo-Agua Zarca y éste disminuye casi a 80 m en el área de Tamazunchale. Santamaría *et al.* (1990), reportan un espesor de 109 m en la sierra La Culebra, ubicada al noreste de Jacala, Hgo.

La Formación San Felipe sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación Agua Nueva y subyace de manera similar a la Formación Méndez. En algunos casos sobreyace discordantemente a la Formación El Abra. Subyace en contacto tectónico por cabalgadura a las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior, al occidente del área de estudio, y con la Formación Pimienta, al oriente del área.

Por su posición estratigráfica y contenido de microfauna (*Globotruncana arca*, *Glotruncana sp.*, *Globotruncana lapparenti*, *Heterohelix sp.* y *Calcisphaerula innominata*), se le asigna una edad Senoniana (Carrillo, 1971). Sin embargo, Pessagno (1969) y Soto (1981) le asignan una edad del Campaniano temprano y Coniaciano-Campaniano medio, respectivamente. Por su parte, Santamaría *et al.* (1990) reportan una edad, de acuerdo a su contenido faunístico, del Coniaciano-Santoniano.

Esta formación puede correlacionarse en tiempo con la Formación Caracol, de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, con la Formación Tamasopo, de la región Tampico-Tuxpan, y

con la parte basal de las formaciones Cárdenas y Méndez.

Formación Méndez

El término Lutita Méndez fue utilizado por Jeffrey (1910 en Santamaría *et al.*, 1990) en un trabajo para la American Gulf Oil Company para indicar a una secuencia de lutita que sobreyace transicionalmente a la Formación San Felipe, pero fue Muir (1936) el que le dio una mayor difusión. La localidad tipo de esta formación se encuentra 300 metros al este de la estación Méndez, Veracruz, sobre el ferrocarril Tampico-San Luis Potosí.

La Formación Méndez aflora en la margen oriental de la PVSLP, a manera de delgados listones discontinuos con un rumbo general NNW-SSE. Sus mejores afloramientos se encuentran en las inmediaciones de Tamazunchale y al sur de ésta localidad, donde conforma el núcleo de los pliegues sinclinales.

Consiste, hacia la base, de caliza arcillosa y areno-arcillosa, de estratificación delgada a media (15-30 cm) de color gris y gris verdoso (Figura 2.5i). Hacia la cima, predomina una marga de color verdoso amarillento intercalada con lutita calcárea de color gris verdoso dispuesta en estratos delgados. Ocasionalmente, se pueden encontrar horizontes bentoníticos intercalados. El clivaje es una estructura secundaria bien desarrollada en esta formación y, comúnmente, enmascara los planos de estratificación.

El espesor de esta formación es variable y también difícil de estimar debido al plegamiento interno. Suter (1990), consideró 300 a 400 m al poniente de Ahuatitla y 500 m en Tamazunchale. En la región de Xilitla se le han medido hasta 656 m (Santamaría *et al.*, 1990).

La Formación Méndez sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación San Felipe y es cubierta de la misma manera por la Formación Velasco. Subyace en contacto tectónico por cabalgadura a la Formación Tamaulipas Inferior en la margen oriental de la PVSLP y al occidente de Tamazunchale.

Según Passagno (1969), la fauna de esta formación abarca desde el Campaniano

Temprano hasta el Maestrichtiano Superior en la región de Ciudad Valles. Similarmente, Carrillo (1971) y Santamaría *et al.* (1990), la posicionan en esa edad, de acuerdo a la microfauna: *Globotruncana cónica*, *Globotruncana contusa*, *Globotruncana sp.*, *Globotruncana ventricosa*, *Gumbelina globosa*, *Planulina dayi*, *Steinsionia pomerana* y *Clavulinoides trilaterata*. La Formación Méndez es equivalente en edad a la Formación Cárdenas que es de aguas someras de la PVSLP (Oviedo, 2005). También se correlaciona con la Formación Mezcala, del centro de México y con la Formación Caracol, de la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

Formación Velasco

La Formación Velasco está expuesta en la porción noreste del área en cuestión, al oriente de Tamazunchale. Su distribución sigue el margen este de la Sierra Madre Oriental, algunos cortes se pueden ver sobre la carretera 85 con dirección a Ciudad Valles.

Litológicamente, consiste en una secuencia rítmica de arenisca y lutita de estratificación delgada (10-15 cm), como se muestra en la figura 2.5j. Intemperizan en colores marrón y pardo amarillento. El miembro arcilloso, muestra un persistente intemperismo nodular. Así mismo, se observó en la base de estos estratos algunas marcas de arrastre. De acuerdo con Suter (1990), el espesor de esta formación es de 80 m.

Sobreyace de manera concordante a la Formación Méndez (Alzaga-Ruiz, 2009) y subyace de manera concordante y transicional a la Formación Chicontepec, de la cual es difícil distinguirla debido a que presenta una litología similar. Suter (1990), le asigna una edad del Maestrichtiano más tardío al Paleoceno inferior, sin embargo Alzaga-Ruiz (2009) menciona que, de acuerdo con su contenido fosilífero, es del Paleoceno Inferior.

Grupo Chicontepec

Heim (1940), dividió en tres partes al Grupo Chicontepec, la Formación Tanlajas corresponde con Chicontepec Inferior, la Lutita Chalma con Chicontepec Medio y la Arenisca Jaco con Chicontepec Superior. En la actualidad se sabe que Chicontepec Inferior y Medio son del Paleoceno y Chicontepec Superior es del Eoceno Inferior. El nombre de este grupo se tomó

del pueblo de Chicontepec, Veracruz.

La arenisca del Grupo Chicontepec aflora en la porción nororiental del área, donde está ampliamente expuesta. Está constituida por una secuencia de arenisca de color marrón claro o marrón amarillento, de estratificación delgada (5-30 cm), que se intercalan rítmicamente con lutitas de color gris verdoso (Figura 2.5k), de intemperismo nodular. Toda la secuencia muestra un componente calcáreo. En los estratos arcillosos se observaron algunas estructuras primarias perpendiculares o ligeramente oblicuas a la estratificación, probablemente galerías de organismos.

El espesor del Grupo Chicontepec es bastante considerable, puede variar desde 600 m hasta más de 2000 m (Aguayo *et al.*, 2006). Las rocas del Grupo Chicontepec cubren transicional y concordantemente a la Formación Velasco, mientras que su contacto superior no se definió. La edad asignada para este Grupo es del Paleoceno al Eoceno Temprano, con base en foraminíferos bentónicos.

Terciario Igneo Intrusivo

Se reconocieron dos cuerpos intrusivos dentro de la PVSLP, así como varios diques de poco espesor (0.3 – 6 m) distribuidos en la cuenca. El intrusivo de mayores dimensiones aflora en la localidad de San Nicolás, al suroeste del área, cubriendo una superficie de más de 10 km² y otro más de menor tamaño aflora sobre la carretera 85, entre Jacala y El Pinalito. De acuerdo con el Servicio Geológico Mexicano (2004a, hoja San Nicolás) se trata de intrusivos dioríticos-granodioríticos. Intemperizan en tonos *beige*, en superficie fresca muestran textura fanerítica con cristales de anfíboles, plagioclasas y abundante biotita. Intrusionan a las rocas de la Formación El Abra y Guaxcamá y generalmente están asociados a mineralización.

Los diques emplazados en la CTM son predominantemente de composición máfica (Figura 2.6). Su emplazamiento ha sido algunas veces aprovechando los planos de estratificación y de cabalgaduras, pero principalmente se han visto que cortan a los estratos de las formaciones jurásicas y cretácicas que afectan. Muchos de estos diques se encuentran asociados a mineralización de sulfuros. La edad relativa de estos cuerpos intrusivos, de acuerdo

a las relaciones de corte que tienen con las formaciones ya que no se ven deformados (por plegamiento o fallamiento), es post-cretácica.



Figura 2.6. Cuerpos intrusivos. a: Sill diorítico intrusionando a la Fm. Tamán. b: Dique máfico emplazado entre una superficie de cabalgadura (El Nogalito-La Ciénega) entre la Fm. Tamaulipas Inferior y la Fm. Méndez, c: Acercamiento del dique anterior, d: Dique granodiorítico afectando a la Fm. Tamaulipas Inferior y d: Dique félsico afectando a la Fm. Santiago.

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las estructuras documentadas dentro del área de estudio muestran evidencias de dos fases de acortamiento. Las dos fases de deformación están registradas entre el Cretácico Superior y el Paleógeno que corresponden con el rango de edad de la orogenia Laramide y parte más tardía de la orogenia Sevier.

El primer pulso orogénico queda registrado desde las unidades jurásicas (Fm. Santiago) hasta las unidades del Cretácico tardío (Fm Méndez). Esta primera fase acomoda la mayor parte del acortamiento a través de pliegues, cabalgaduras y otras estructuras menores. Considerando que la Fm. Soyatal, al occidente del área, es una unidad sintectónica (de acuerdo con Hernández-Jáuregui, 1997) y que su depósito se inicia en el Turoniano (93.5 ma), es posible establecer que el intervalo de tiempo Turoniano medio – Maastrichtiano tardío fue el estadio máximo de la deformación. Las estructuras generadas en este intervalo de tiempo son referidas como D1 (Figura 3.1).

En la PVSLP, la fase D1, desarrolla rampas y “*flats*” y pliegues amplios por flexura de falla, mientras que en la CTM se generan cabalgaduras cuyo desplazamiento, en la componente vertical es de cientos de metros. Estas cabalgaduras representan imbricaciones desarrolladas a partir de una zona de despegue. Por su parte, los pliegues de esta cuenca son en su mayoría tipo *chevron*, asimétricos, con vergencia al NE.

La segunda fase de compresión (D2) que, de acuerdo con observaciones de campo, inicia en el Maastrichtiano más tardío (Formaciones Velasco y Chicontepec) y continua hasta inicios del Eoceno temprano (de acuerdo con el Grupo Chicontepec que abarca hasta el Eoceno Temprano), dentro de la CTM propicia el desarrollo de estructuras espaciadas y de menor magnitud que las de la fase D1 (Figura 3.1). Las unidades involucradas en este episodio desarrollan pliegues muy abiertos y fallas inversas de centímetros a escasos metros de desplazamiento tanto en la componente horizontal como en la vertical. En la PVSLP solo se observaron fallas inversas que acomodan desplazamientos de decenas de centímetros.

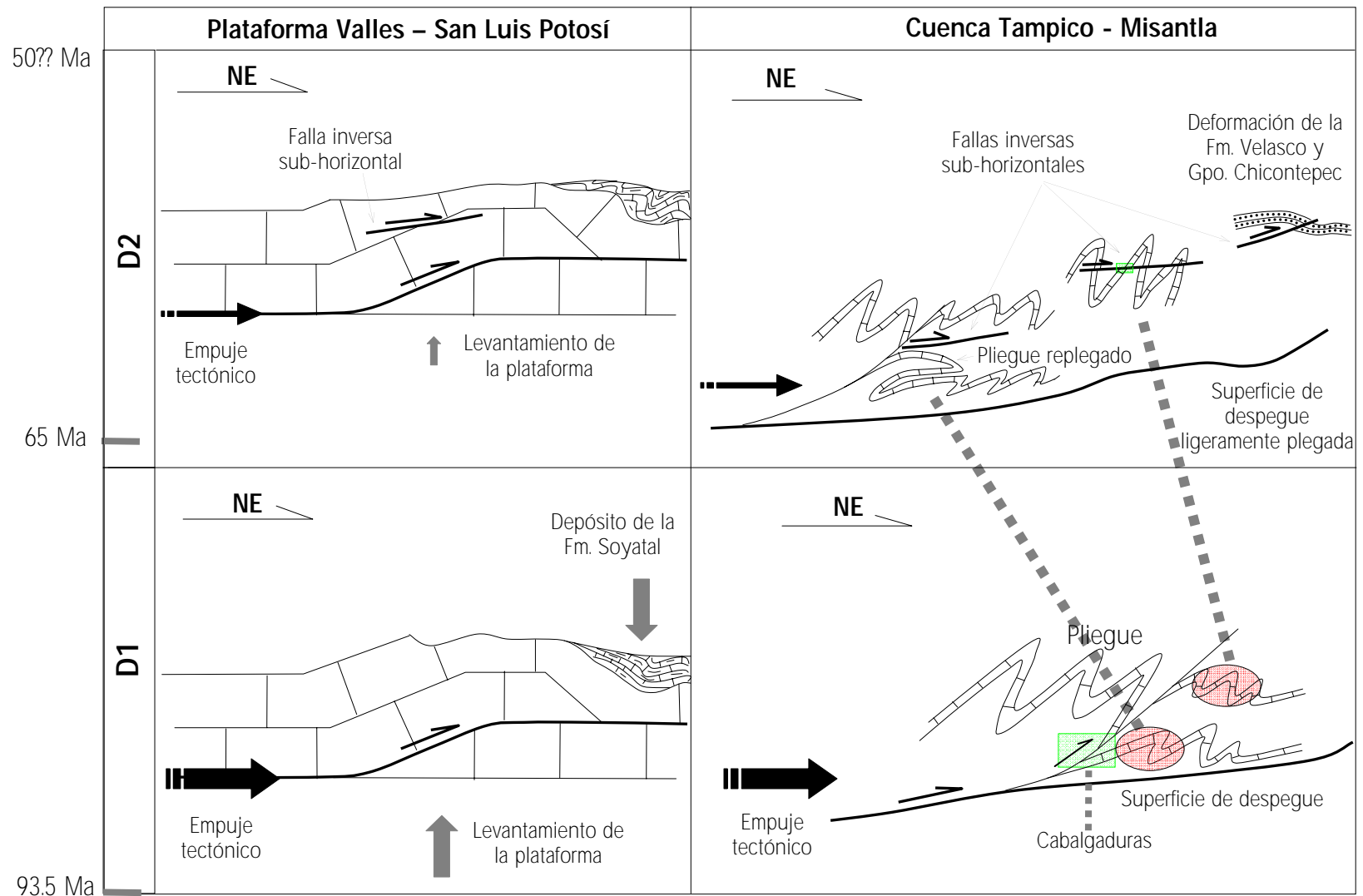


Figura 3.1. Estructuras de las dos fases de deformación (D1y D2) para la Plataforma Valles-San Luis Potosí y para la Cuenca Tampico-Misantla. Los intervalos para cada evento se constriñe a partir de las formaciones afectadas.

Es importante mencionar que la dirección de la cinemática de las estructuras de D2 es muy similar a la de D1, sin embargo es claro que las estructuras de D2 cortan a las de D1. Dado que la sobreposición de las estructuras de D2 prácticamente no interfiere en la geometría y disposición de las estructuras de la primera generación (D1), por lo que es posible describir su geometría, mecanismos de deformación y estimar su acortamiento. En las estructuras de la primera generación (D1) se centran los siguiente capítulos.

3.1 Mecanismos de plegamiento

Los pliegues son algunas de las estructuras más eficientes para acomodar acortamiento, pero su formación depende de varios factores, siendo algunos de ellos la dirección de los esfuerzos aplicados y las propiedades mecánicas de la roca. Para producir flexión o pliegues en un paquete de estratos existen tres mecanismos, que dependen del tipo de esfuerzo que se aplique y la dirección en relación a la orientación de las capas en las que actúa.

Pliegues por "*Buckling*". Se forman por la inestabilidad elástica que se genera en un estrato o un paquete de estratos cuando son sometidos a esfuerzos compresivos que actúan en dirección paralela o casi paralela a la superficie de las capas (Figura 3.2). Para que este mecanismo de plegamiento tenga lugar, es necesario que haya un contraste mecánico entre los estratos. El acomodo de la deformación interna en los estratos competentes en este tipo de pliegues puede ser de dos maneras (Figura 3.2); por deformación tangencial longitudinal y por flujo flexural o deslizamiento flexural.

La **deformación tangencial longitudinal** consiste en que toda la deformación interna se concentra en la charnela debido a que, en esa zona, los principales ejes del *strain* actúan de forma sub-paralela y sub-perpendicular a la superficie de las capas competentes (Ramsay y Hubert, 1987); la deformación es paralela a la capa arqueada, ya sea por estiramiento o alargamiento en esa dirección. Para cada charnela, la parte externa acomoda estiramiento mientras que la parte interna acomoda acortamiento, y tanto el estiramiento como el acortamiento son mayores en los límites de la capa y decrecen hacia el centro, por lo que esa zona se denomina superficie neutra (Figura 3.2a). Las estructuras asociadas a esta deformación

pueden ser dúctiles (clivaje) o frágiles (vetas y fallas).

La **deformación por flujo flexural** y por **deslizamiento flexural** concentra la deformación en los flancos (Figura 3.2b). Ocurre en rocas que están bien estratificadas o que presentan laminación planar en donde, el *strain*, durante los procesos de plegamiento está controlado por cizalla simple, paralelo a las superficies planares. Si los desplazamientos por cizalla simple se distribuyen de una manera continua a través de la estructura del pliegue se le llama **flujo flexural**. Este tipo de deformación interna se desarrolla en rocas con fábrica planar uniforme (rocas arcillosas). Por otro lado, cuando el desplazamiento por cizalla simple, a través del pliegue, es discontinuo se le llama **deslizamiento flexural**, ocurre en pilas de estratos con distinta litología, separados por intervalos de rocas competentes, con estratificación bien desarrollada. Las estructuras asociadas pueden ser vetas o esquistosidad.

Los pliegues tipo *chevron* son de los más comunes desarrollados en secuencias interestratificadas o secuencias laminadas con alta anisotropía mecánica, su desarrollo implica deslizamiento flexural (Twiss y Moores, 1992). Los pliegues formados inicialmente tienen forma sinusoidal pero, con la deformación progresiva, rápidamente evolucionan a pliegues tipo *chevron* (Figura 3.2).

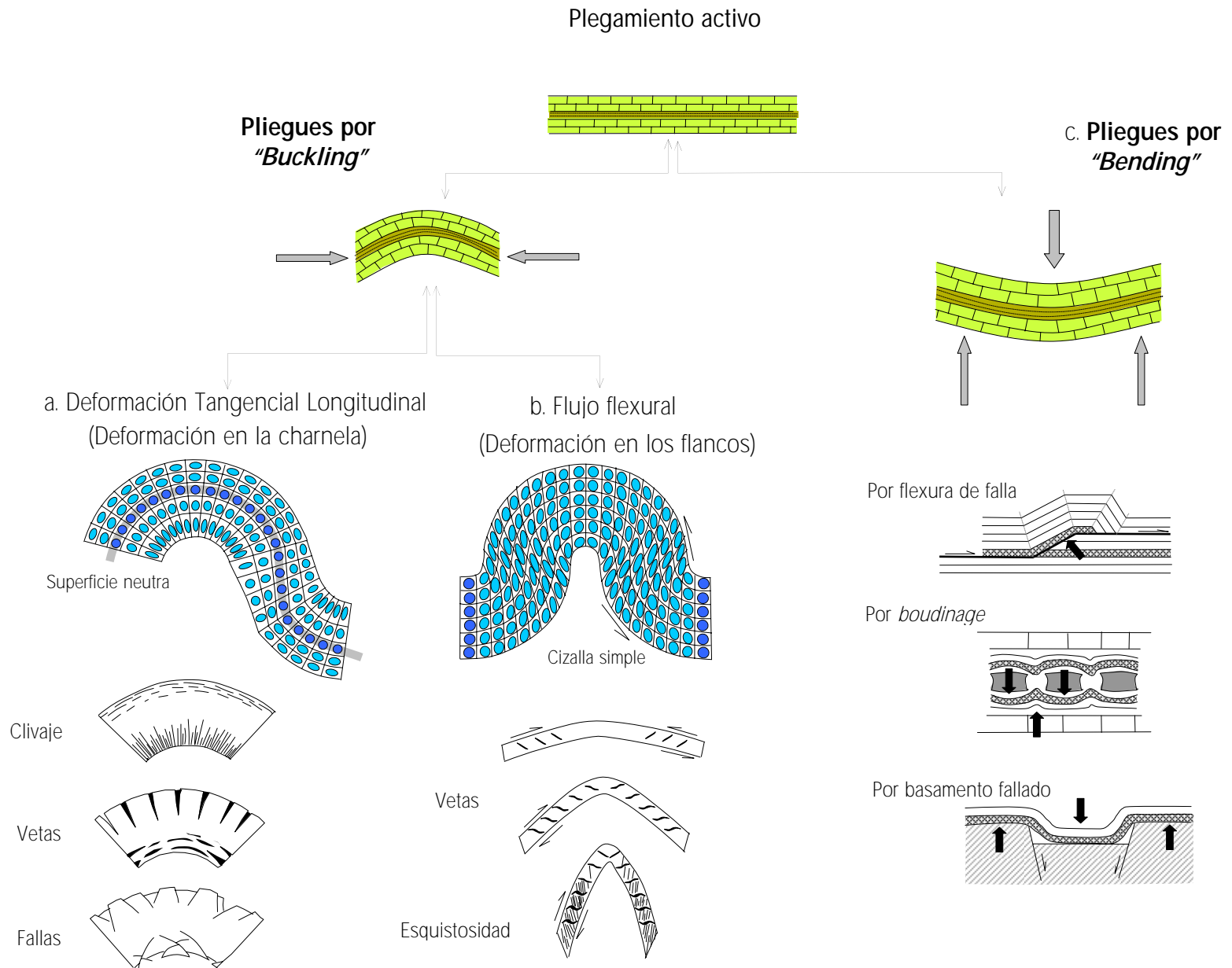


Figura 3.2. Representación esquemática de los mecanismos de plegamiento activo, la distribución de las elipses de distorsión (en pliegues por *buckling*) y las estructuras asociadas para cada mecanismo.

El desarrollo de pliegues *chevron* se produce cuando en un conjunto de capas, la alternancia de estratos competentes e incompetentes es regular, y además el espesor de los estratos incompetentes es pequeño en relación con el espesor de los estratos competentes (Ramsay y Hubert, 1987). Al producirse el plegamiento en los estratos competentes, los estratos incompetentes intercalados entre ellos son forzados a tomar la forma de los estratos competentes. Inicialmente, los estratos competentes transmiten esfuerzos más o menos perpendiculares a las superficies de estratificación por lo que los estratos incompetentes se deforman por "*bending*". Sin embargo, cuando los pliegues se amplifican, se produce un desplazamiento relativo general entre los estratos competentes contiguos, lo que induce cizalla paralela a los límites de las capas en los estratos incompetentes. Una gran parte de ese material incompetente tiende a fluir de los flancos hacia la zona de charnela para rellenar el espacio que queda entre los estratos competentes en esa zona. Cuando no hay suficiente material incompetente, las charnelas de los estratos competentes simplemente se colapsan.

El acortamiento total por "buckling" resulta de la combinación de la deformación tangencial longitudinal y la deformación por cizalla paralela a la capa (Ghosh, 1993). La razón entre estas dos posibles deformaciones depende del contraste en la competencia y en la amplitud del pliegue. Si el contraste en la competencia mecánica es muy grande, el *strain* homogéneo paralelo a la capa será imperceptible y la mayor parte del acortamiento se llevará a cabo por rotación externa. Si el contraste en la competencia mecánica es moderado, habrá un significativo *strain* homogéneo, por lo que el pliegue tendrá poco echado en sus flancos.

Pliegues por "*Bending*". Estos pliegues se desarrollan cuando se aplican esfuerzos no uniformes que actúan perpendicularmente o muy oblicuos a la estratificación (Figura 3.2c). Para que se lleve a cabo el desarrollo de pliegues por este mecanismo puede haber o no contraste mecánico. Los pliegues más comunes desarrollados a partir de este mecanismo son los que se forman por flexura de falla, los que se forman por arriba de un domo de sal y los pliegues causados por boudinage.

Pliegues por cizalla simple heterogénea (plegamiento pasivo). Los pliegues pasivos son generalmente producidos por una acentuación de curvaturas previas o bien se pueden

desarrollar por zonas de cizalla heterogénea, poco espaciadas y paralelas entre sí. Los pliegues formados por este mecanismo no requieren de una alta anisotropía o fuerte competencia mecánica en la estratificación; las capas se comportan como marcadores pasivos. La cizalla puede ser sin cambios de sentido (Figura 3.3a) o con cambios de sentido (Figura 3.3b). Cuando se da este último caso, los flancos de los pliegues son estirados y adelgazados sin que haya acortamiento a través del plano axial, el sentido de la cizalla debe ser diferente para cada flanco del pliegue. Contrariamente a lo que se ve en los modelos de cizalla simple, en los pliegues naturales se muestra una orientación preferida de granos deformados plásticamente en dirección paralela al plano axial, además la mayoría de estos pliegues no muestran una geometría de pliegues similares, como lo predice el modelo de cizalla.

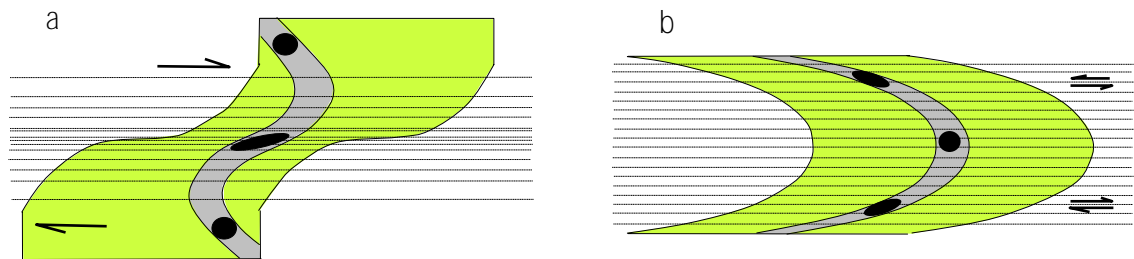


Figura 3.3. Pliegues por cizalla simple heterogénea. (a), cizalla en un mismo sentido y (b), cizalla con cambios de sentido.

3.2 Clasificación de pliegues basada en el cambio de los espesores de los estratos

Considerando el perfil de la capa plegada, esta clasificación se basa en la definición de los tipos de espesores relativos medidos a lo largo de la capa y el trazado de unas líneas que se llaman isógonas (Ramsay y Hubert, 1987). La situación más simple, es considerar una superficie plegada cuyo plano axial es vertical (Figura 3.4), las tangentes en cada charnela de la superficie plegada son paralelas entre sí y perpendiculares al plano axial, por lo que tienen una inclinación (α) de cero grados, una línea que une esos dos puntos de igual inclinación se le denomina isógona de buzamiento y será vertical. Para obtener las demás isógonas de determinado buzamiento (α), se trazan las dos tangentes paralelas entre sí y se unen los dos puntos de tangencia de ambas superficies de la capa plegada. La distancia que hay entre dos

tangentes paralelas medida perpendicularmente entre ellas es llamada espesor ortogonal ($t\alpha$), mientras que a la distancia entre las dos tangentes medida paralela al plano axial se le llama espesor paralelo al plano axial ($T\alpha$). En la charnela, el valor de ($t\alpha$) es igual a ($T\alpha$) y las tangentes tienen un valor de cero, entonces los espesores (ortogonal y paralelo al plano axial) están dados por t_0 y T_0 , respectivamente.

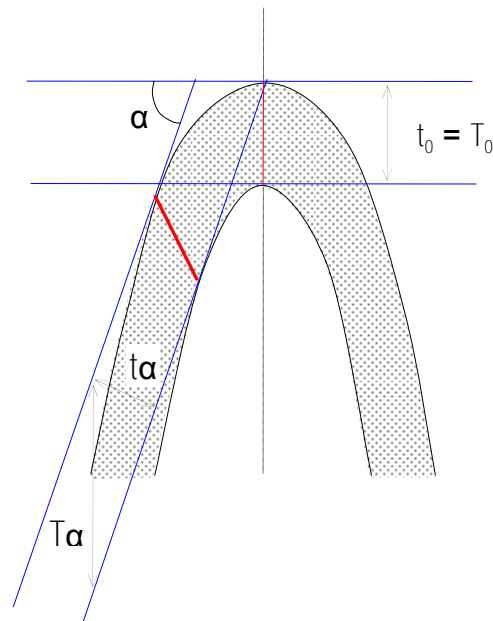


Figura 3. 4. Espesores ortogonales $t\alpha$ y espesores de plano axial $T\alpha$ en un pliegue. En la charnela $\alpha = 0$ y $t_0 = T_0$. (Modificado de Ghosh, 1993).

Los valores de ($T\alpha$) y ($t\alpha$) se han considerado absolutos. Sin embargo, será necesario tomar los valores de los espesores relativos ($T'\alpha$) y ($t'\alpha$), debido a que, de esta manera, se pueden comparar la forma de varios pliegues independientemente de su tamaño.

De acuerdo con Ramsay y Hubert (1987), la disposición de las isógonas varía de unos tipos de pliegues a otros, por lo que se pueden diferenciar en tres clases principales (Figura 3.5).

Pliegues de Clase 1. Son aquellos en los cuales las isógonas convergen hacia el arco interno. La curvatura del arco externo es menor que la del arco interno. Los pliegues de clase 1 se pueden subdividir en tres subclases.

1A. Los espesores ortogonales son mayores en los flancos y disminuyen hacia charnela ($t'\alpha >$

1). Esta geometría implica que las isógonas sean fuertemente convergentes.

1B. El espesor ortogonal es constante a lo largo del pliegue ($t'\alpha = 1$), por lo que los pliegues son paralelos.

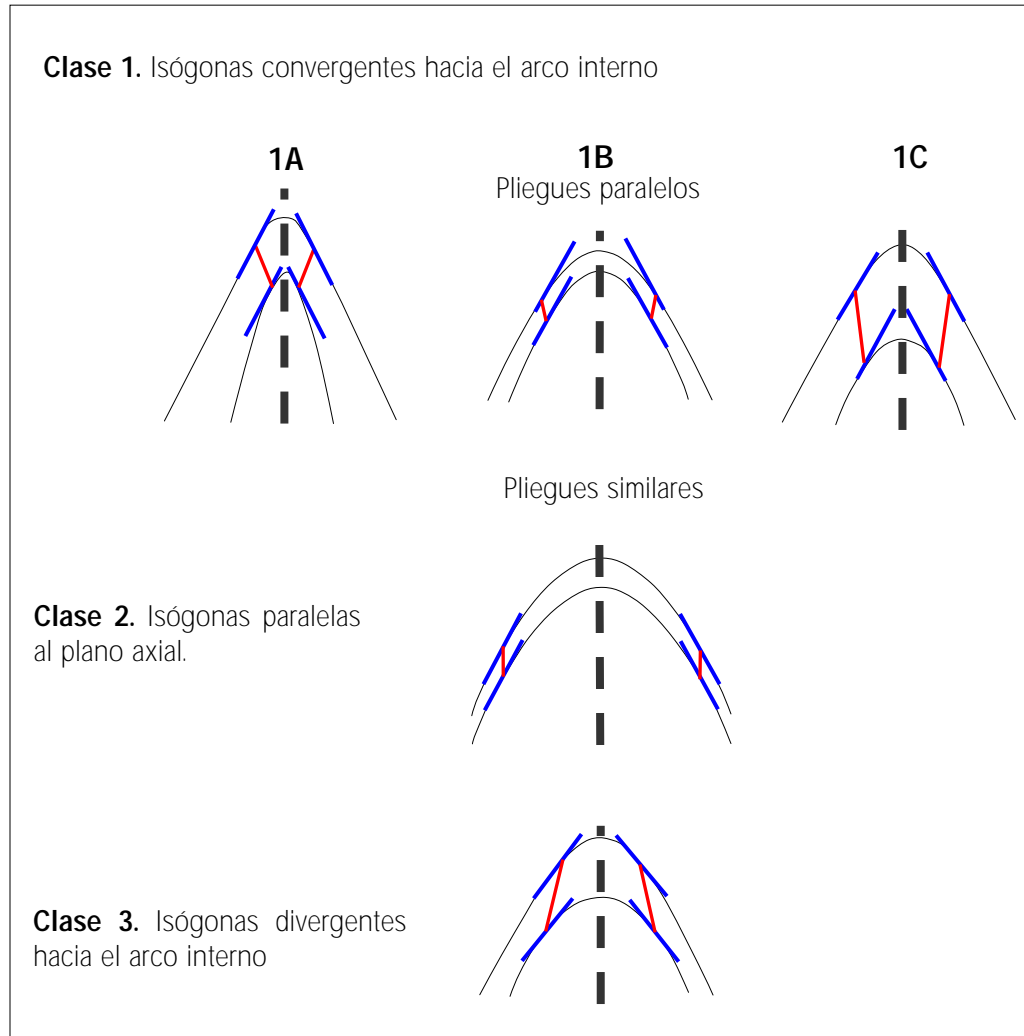


Figura 3.5. Principales clases de pliegues (de acuerdo con Ramsay y Hubert, 1987) basadas en el echado de las isógonas.

1C. El espesor ortogonal máximo está en la charnela y disminuyen hacia los flancos del pliegue ($\cos\alpha < t'\alpha < 1$).

Pliegues de Clase 2. En estos pliegues los arcos interno y exteno tienen exactamente la misma forma y por ello se les denomina pliegues similares. Las isógonas son paralelas entre sí y

paralelas al plano axial. El espesor paralelo al plano axial es constante $T\alpha = 1$ y $t\alpha = \cos\alpha$.

Pliegues de Clase 3. El arco externo tiene mayor curvatura que el arco interno por lo que las isógonas convergen hacia el arco externo. El espesor paralelo al plano axial es siempre mayor en la charnela y menor en los flancos, $t\alpha < \cos\alpha$.

La clasificación de pliegues de Ramsay no es arbitraria, ésta mas bien implica varios factores que influyen en distintas formas de pliegues y los mecanismos de plegamiento involucrados. De acuerdo con Ghosh (1993), durante el plegamiento por "*buckling*" de un conjunto de estratos en el cual se alternan estratos competentes e incompetentes, los estratos incompetentes mostrarán invariablemente pliegues de clase 3, mientras que los estratos competentes muestran pliegues de subclase 1C. Los pliegues de subclase 1B ocurrirán en los estratos competentes únicamente cuando el contraste de competencias sea extremadamente grande.

3.3 Descripción de las estructuras

De manera general, las estructuras regionales que se desarrollaron en la plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y la cuenca Tampico Misantla (CTM) durante el proceso orogénico fueron controladas por la estructura interna de cada elemento paleogeográfico, de su geometría y de la naturaleza de las unidades litológicas características. En este contexto, la PVSLP, al estar constituida por una potente secuencia de rocas calcáreas de estratificación gruesa a masiva, propició el desarrollo de cabalgaduras subhorizontales, vetilleo y pliegues muy amplios, mientras que la CTM desarrolló un sistema de cabalgaduras asociadas con pliegues apretados en las inmediaciones con el borde de la plataforma, vetas y clivaje en las unidades menos competentes.

Las principales estructuras correspondientes a pliegues y fallas localizadas tanto en la plataforma como en la cuenca se describen en párrafos subsecuentes. Su distribución a detalle se muestra en el mapa geológico (ver Anexo, Plano 2.1) y en la figura 3.6 se hace referencia a las estructuras de carácter regional.

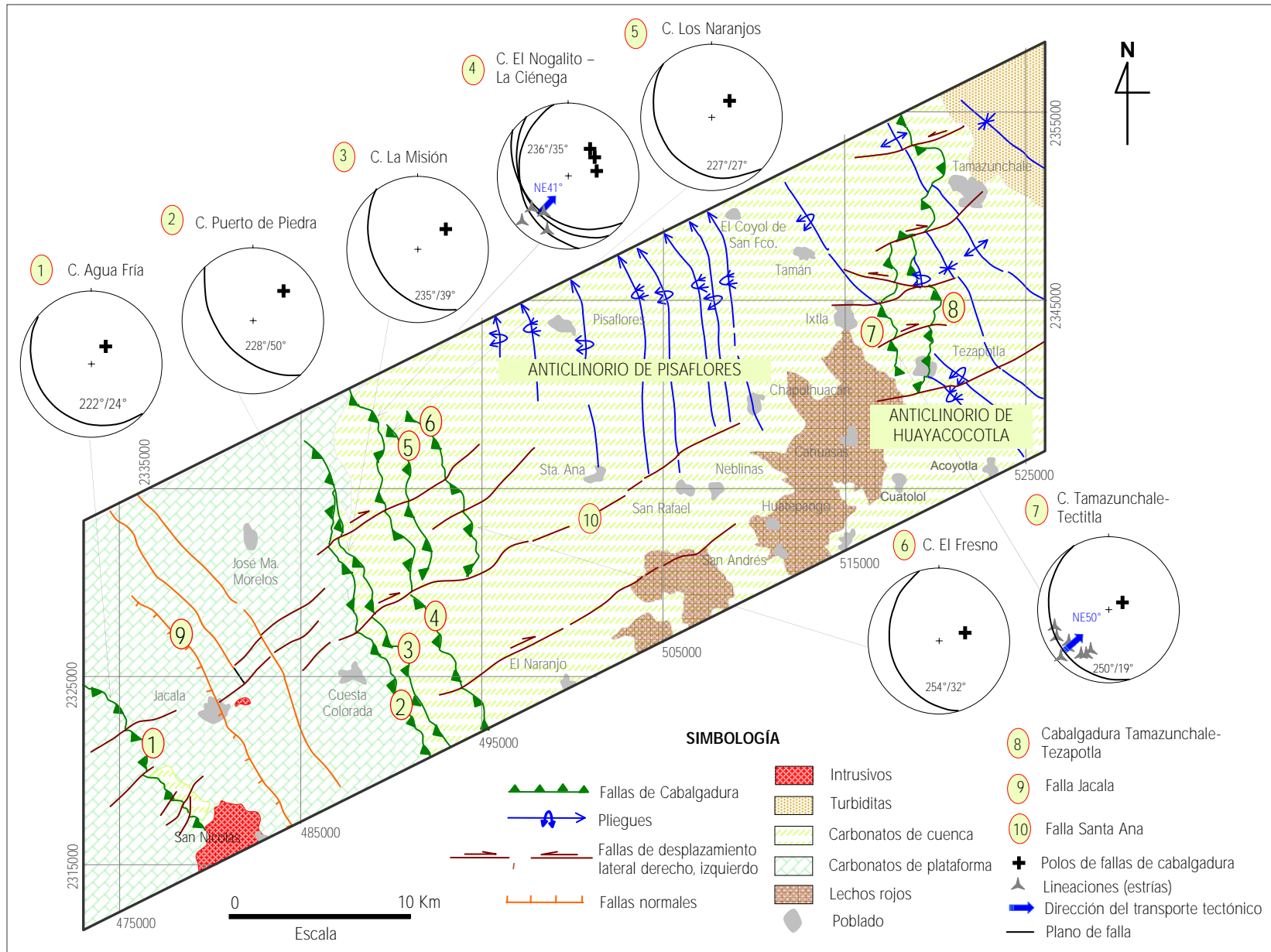


Figura 3.6. Mapa de localización de las estructuras mayores del área de estudio. Se muestran los planos medidos de las cabalgaduras principales con algunas lineaciones.

3.3.1 Plataforma Valles – San Luis Potosí (PVSLP)

Cabalgadura Agua Fría

Esta falla tiene poca expresión topográfica se puede seguir a lo largo de una línea de lomeríos con dirección NW-SE, constituidos por rocas de la Formación El Abra. La traza de la falla se observa en la parte central de la plataforma, con una longitud de 13 km dentro del área. Su extremo sureste, hacia San Nicolás, es cortado por un cuerpo intrusivo máfico. Tiene una orientación general NW 45° SE y un buzamiento hacia el SW con menos de 24°. El bloque del alto está constuido por caliza gruesa de la Formación El Abra, mientras que el bloque cabalgado puede ser de caliza de la misma formación o de lutita calcárea de la Formación Soyatal (Figura 3.6), como se observó en la Localidad de Agua Fría. Cuando la falla pone en contacto a la misma roca, es difícil distinguirla, pero cuando cabalga a la Formación Soyatal el contacto es visible por el contraste litológico.

3.3.2 Cuenca Tampico - Misantla

Cabalgadura Puerto de Piedra

Esta estructura se desarrolla en los límites plataforma-cuenca y comprende la porción topográficamente más elevada del área de estudio (Anexos, Plano 2.1). Regionalmente, tiene una longitud de 20 km dentro del área, la orientación de esta cabalgadura oscila entre NW30-40°SE en el extremo sureste y parte central, a N-S en su parte norte, con un plano inclinado hacia el SW con 50°. Su traza es afectada por un sistema de fallas de desplazamiento derecho, que se asume son contemporáneas a la deformación contraccional (Figura 3.6). El bloque de techo está contituido por las rocas de las Facies Tamabra y el bloque de piso por las rocas de la Formación Tamaulipas Superior o bien por las mismas facies Tamabra. En la zona de contacto entre estas formaciones se genera una brecha tectónica de 1- 1.5 m de espesor (Figura 3.8a).

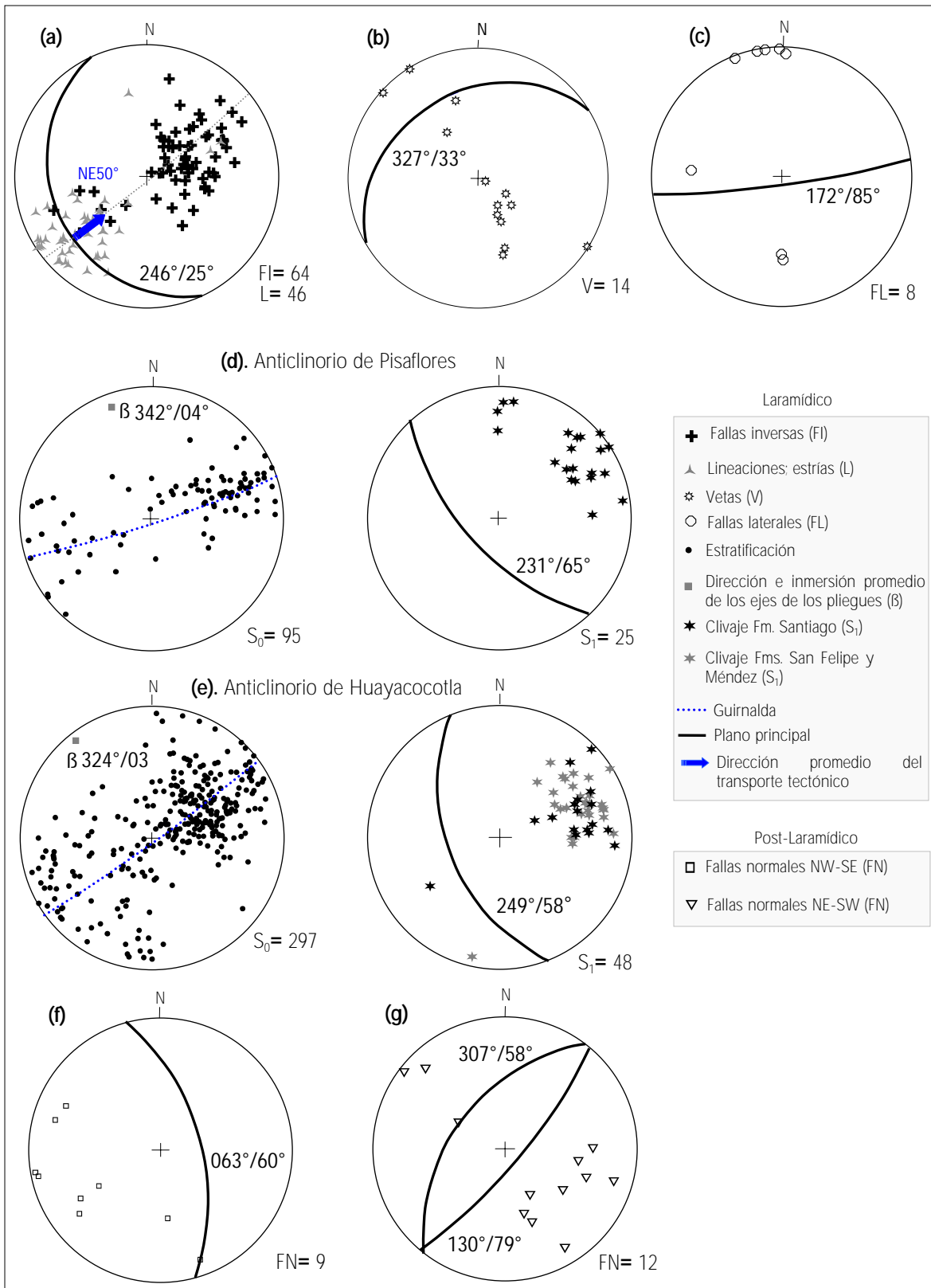
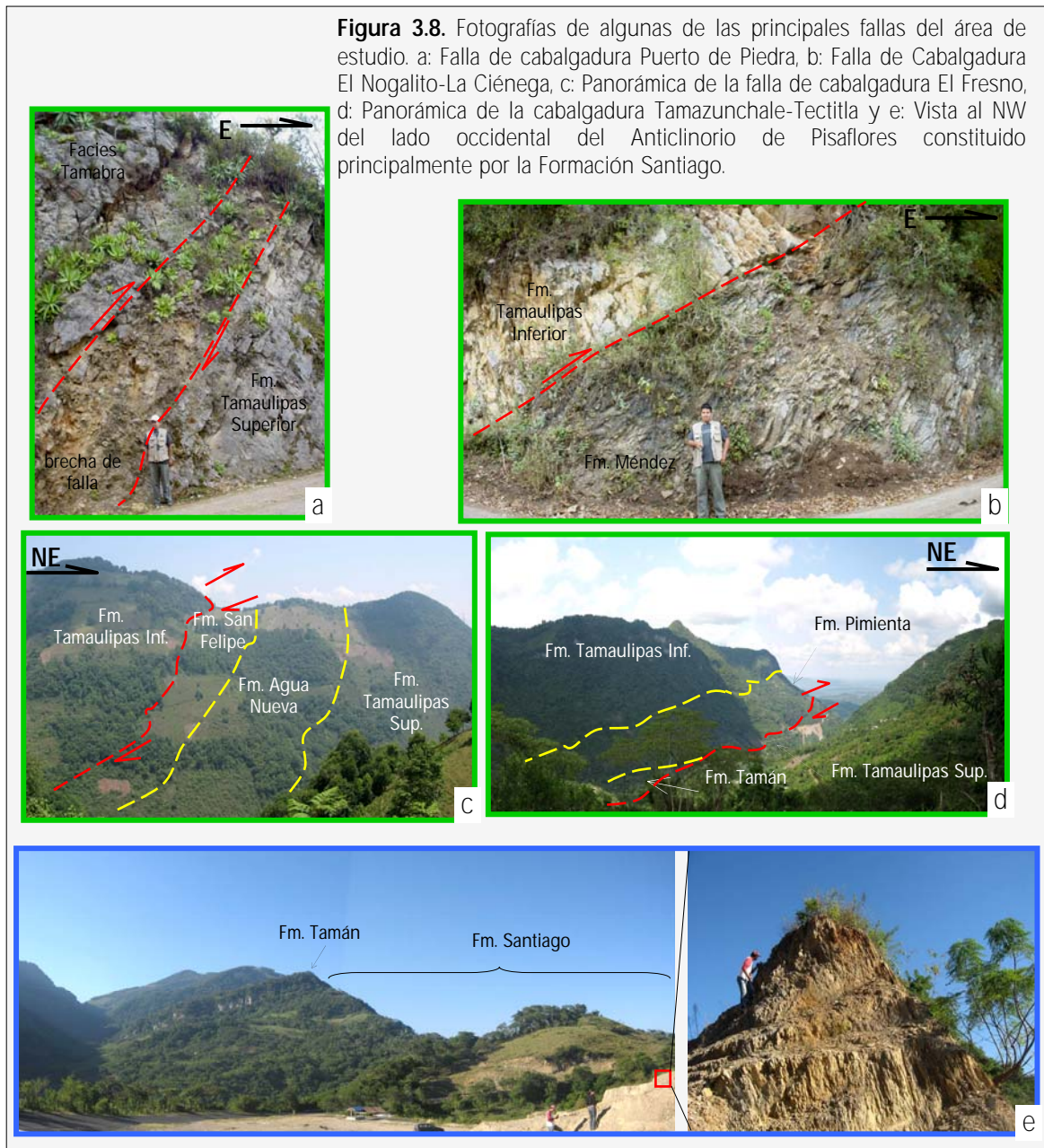


Figura 3.7. Redes equiareales de fallas de menor orden y pliegues que conforman estructuras mayores dentro del área de estudio.



Cabalgadura La Misión

La traza de esta cabalgadura corresponde con un escarpe alineado casi paralelamente a la falla descrita anteriormente. Su longitud es de 16 km y tiene un rumbo general NW 20-30°SE, con un plano que buza 40° al SW. Esta estructura también es cortada, a lo largo de su traza, por un sistema de fallas laterales de desplazamiento derecho (Figura 3.6). El bloque de techo está constituido por las calizas de las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior, mientras que el bloque de piso lo conforman las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez, así como la facies de talud de la plataforma (ver Anexos Plano 2.1). La zona de falla se verificó en las

inmediaciones del poblado de Macanguí y en el poblado de Zipatla, en estas localidades las formaciones San Felipe y Méndez, respectivamente, forman un puerto y están cubiertas por sedimentos recientes por lo que es difícil medir el plano de falla en el bloque cabalgado. La edad absoluta mínima de esta cabalgadura de acuerdo con Suter (1984) es de 62 ± 0.9 Ma, fue determinada por el método K/Ar en hornblendas de un intrusivo que la afecta.

Cabalgadura El Nogalito-La Ciénega

El comportamiento geométrico de esta estructura es muy similar a las anteriores. Mantiene prominencias topográficas alineadas al borde de la plataforma. La longitud de esta cabalgadura es de 32 km, dentro del área, considerando los ligeros cambios de su traza, sigue un rumbo general NW 20°-30° SE (ver Anexos, Plano 2.1). El plano de esta falla está bien expuesto en tres sitios; en la terracería que comunica a la ranchería Puerto de Piedra con El Fresno, donde se midió un plano de 32° buzando al SW (Figura 3.6), aquí la Formación Tamaulipas Inferior se sobrepone a la Formación Méndez causando en ésta última desarrollo de clivaje, estructuras aboudinadas y zonas de cillaza con un arreglo anastomosado (Figura 3.8b). Es posible observar el plano de falla sobre la Carretera Federal 85, a la altura del poblado El Chamal, donde la Formación Tamulipas Inferior cabalga a la Formación San Felipe con un plano de falla que buza al SW con 36°, en tanto que en la localidad Naranjitas la Formación Tamulipas Inferior cabalga a la Formación Méndez con un plano de 39° que se inclina al SW, sin embargo, el plano de falla está intrusionado por un dique máfico de 6 m de espesor (Fig. 2.6b), lo cual propicia una deformación aún mayor en el bloque cabalgado. Las lineaciones medidas en los planos de falla indican una dirección de transporte tectónico al NE41°.

Cabalgadura Los Naranjos

Es una cabalgadura de poca extensión y bien podría ser una ramificación de la cabalgadura El Nogalito – La Ciénega (Figura 3.6). Tiene una longitud de 9 km y una orientación que cambia entre NW10°-20°SE a lo largo de su traza. Se trata de una estructura de poco desplazamiento vertical que pone en contacto tectónico a la Formación Agua Nueva con la Formación San Felipe y, en partes, a la misma Formación Agua Nueva (ver Anexos, Plano 2.1). El plano de esta cabalgadura no se observó directamente en campo, sin embargo, en la localidad Loma Los Naranjos la Formación Agua Nueva se encuentra buzando al SW y topográficamente arriba de la Formación San Felipe.

Cabalgadura El Fresno

Es la última estructura de todo el sistema de cabalgaduras cercano al borde oriental de la PVSLP (Figura 3.6). La longitud de esta falla es de un poco más de 10 km y sigue un rumbo NW20°-40°SE. Se puede seguir por los escarpes que conforman el cerro del Fresno, entre el río Moctezuma y el Arroyo Blanco (ver Anexos, Plano 2.1). El bloque de techo está conformado por la Formación Tamulipas Inferior, la cual se encuentra sobrepuesta tanto a las formaciones San Felipe, Agua Nueva y Tamaulipas Superior. La zona de contacto no fue posible verificarla; sin embargo, en la localidad Mesa del Fresno se pudieron ver pliegues cerrados, con planos axiales cercanos a la vertical, en la Formación Agua Nueva. Mientras tanto, en las localidades La Joya y El Fresno, al norte de Mesa del Fresno, la Formación Tamaulipas Inferior está sobre La Formación San Felipe (Figura 3.8c), pero sobre ésta última se forma un puerto y está parcialmente cubierta por suelo por lo que no se pudo medir el plano de falla.

Cabalgadura Tamazunchale-Tectitla

La cabalgadura Tamazunchale-Tectitla se localiza en una de las partes más externas del orógeno y a diferencia de las otras, ésta presenta un mayor salto vertical. Su longitud es de 27 km, de los cuales 18 km se encuentran en el área de estudio (ver Anexos, Plano 2.1), su orientación varía de NW20-25°SE en su extremo sur y cambia a NE80°SW al ser desplazada por una falla de lateral derecha de rumbo WSW-ENE, entre las localidades de Tamacol y Tetlama, después continua con un rumbo NE40°SW y cambia finalmente a NW20°SE en su extremo norte. Esta estructura involucra a varias unidades. En su extremo sur, el bloque de techo está constituido por rocas jurásicas como las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta, cabalgando a la Formación Tamaulipas Superior (Figura 3.8d), lo cual se verificó en las localidades El Pemucho y Tectitla, aunque no se pudo ver directamente el plano de esta cabalgadura, se midieron algunas estructuras tipo duplexes con echado al SW con 50-55°, limitados por una falla de piso con un plano que buza al SW con 04°, las lineaciones medidas en planos secundarios, indican una dirección de transporte tectónico al NE50° (Figura 3.6). El bloque de techo del extremo norte está conformado por las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior, las cuales se sobrepone a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Estas relaciones de contacto se pueden ver al NW del poblado de Tamazunchale donde la Formación Tamaulipas Inferior descansa sobre formaciones del Cretácico Superior.

Cabalgadura Tamazunchale-Tezapotla

Es la estructura que limita al cinturón de pliegues y cabalgaduras con la zona de antepaís. Presenta una longitud de 11.5 km, su rumbo varía de NE25°SW a NW10°SE en su extremo norte (ver Anexos, Plano 2.1). Es muy probable que se trate de una ramificación de la Cabalgadura Tamazunchale-Tectitla, teniendo su punto de bifurcación a la altura del poblado de Tamacol. El bloque de techo está formado casi en su totalidad por la Formación Pimienta, la cual cabalga a las formaciones Tamaulipas Superior, Agua Nueva y San Felipe. La relación de contacto no fue posible verificarla debido a la espesa vegetación y a que está cubierta por depósitos recientes; sin embargo, en el poblado de Tezapotla se puede ver que la estratigrafía se interrumpe y pasa directamente de Tamaulipas Superior a Pimienta. Esta cabalgadura, al igual que la de Tamazunchale-Tectitla, está afectada por un sistema de fallas de desplazamiento lateral derecho de rumbo E-W y WSW-ENE (Figura 3.6).

Cabalgaduras menores

Otras cabalgaduras de menor magnitud acomodan desplazamientos a escala mesoscópica en las diferentes unidades de la CTM. La gran mayoría de estas estructuras se comportan similarmente a las cabalgaduras mayores, con rumbo NW-SE y con planos que buzcan al SW (Figura 3.7a), con cima al noreste. De igual manera pueden desarrollarse, aunque muy raras veces, cabalgaduras locales con sentido opuesto a la dirección de transporte regional, estas retrocabalgaduras no afectan de manera significativa a la secuencia estratigráfica. Apartir de las lineaciones medidas en los planos de estas fallas y con la dirección de la vergencia de los pliegues se obtiene una dirección de transporte tectónico promedio al N50°E. Por otro lado, la dirección de máxima extensión en la cual se desarrollan vetas (Figura 3.7b) es NW-SE. Las escasas vetas que se pudieron ver en los flancos traseros de los pliegues preferentemente tienen rumbo NE-SW, con planos inclinados al NW.

La edad de las fallas de cabalgadura está comprendida en el rango Maastrichtiano Tardío, dado que todas estas estructuras afectan a la Formación Méndez salvo la cabalgadura mas frontal que involucra a las rocas de las formaciones Velasco y Chicontepec que son Paleógenas por lo que se consideran del Eoceno Temprano.

Anticlinorio de Pisaflores

De manera general, este anticlinorio tiene una longitud de onda de 15 km y amplitud de 1.5 km, aproximadamente, el plano axial promedio, como lo indica el desarrollo de clivaje (Figura 3.7d), está orientado al NW40°SE, buzando al SW con 65°, la inmersión promedio de su eje es de 04° al NW. En su estructura, lo constituyen un conjunto de pliegues ubicado en la porción centro-norte del mapa, cuyos ejes tienen un rumbo que varía de norte-sur, en su extremo sur, y se curvan ligeramente en dirección NNW-SSE, en su extremo norte (Figura 3.6). El núcleo de las estructuras anticlinales e imbricaciones que involucran a las formaciones Santiago y Tamán, mientras que los sinclinales, en su extremo norte, están conformados por las formaciones Agua Nueva y San Felipe (ver Anexos, Plano 2.1).

Los pliegues más cercanos a la localidad de Pisaflores muestran ser más complejos debido a que se encuentran inmediatamente arriba de la zona de despegue. Las zonas de cizalla y el clivaje asociado son estructuras muy comunes en la Formación Santiago dado el comportamiento plástico de esta unidad (Figura 3.8d), el clivaje presenta un ángulo mayor con respecto a la estratificación cuando se encuentra en capas más rígidas o calcáreas y disminuye este ángulo en los intervalos lutíticos.

Anticlinorio de Huayacocotla

Dentro del área de estudio (Figura 3.6), este anticlinorio tiene 10 km de longitud de onda y 0.7 km de amplitud, el plano axial promedio buza al SW con 58° y está orientado NW20°SE, el eje promedio de los pliegues tiene un buzamiento al NW con 03° (Figura 3.7e). Está conformado por una serie de pliegues asimétricos con ejes que mantienen un rumbo NW-SE e inmersión de 20°-22° al NW, en algunos de los casos. Los pliegues sinclinales tienen en su núcleo a las formaciones San Felipe y Méndez, así como a las areniscas y lutitas del Grupo Chicontepec que forman a los pliegues más abiertos, los núcleos de los pliegues anticlinales están constituidos principalmente por las Formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior (ver Anexos, Plano 2.1). Varias fallas de desplazamiento lateral interrumpen la continuidad de los ejes de los pliegues, desplazándolos, en muchos de los casos, en sentido dextral.

Fallas de rumbo

Éstas estructuras del régimen frágil se manifiestan a escala kilométrica tanto en la PVSLP como en la CTM (Figura 3.6). El rumbo de la traza de estas fallas es perpendicular al rumbo de los ejes de los pliegues y de las cabalgaduras, y paralelo o ligeramente oblicuo a la dirección de transporte tectónico, la mayoría muestra un desplazamiento dextral, aunque también las hay de desplazamiento izquierdo. Éstas estructuras acomodan deformación a escala mesoscópica y se consideran como zonas de transferencia de las hojas de cabalgaduras, además algunas cabalgaduras (ej. Los Naranjos y El Fresno) culminan en estos límites. Las fallas de transferencia o rampas laterales pueden ser el resultado de variaciones en el espesor sedimentario, la resistencia del horizonte que haya en la superficie de despegue y de obstáculos donde esté implicado el basamento (Seppehr y Cosgrove, 2007). Se documentaron escasas estructuras de este tipo a escala de afloramiento, la Figura 3.7c muestra que algunas de estas fallas tienen un rumbo E-W y generalmente tienen planos de alto ángulo.

Estructuras post-Orogénicas

Falla Jacala

Se localiza en el sector central de la plataforma (Anexos, Plano 2.1). Es una falla normal de más de 17 km de longitud con una orientación NW25°SE y un plano que buza hacia el SW. Su traza está definida, en gran parte, por el cauce del arroyo San Nicolás y por los escarpes que se forman en el bloque del alto. Afecta solo a las rocas de la Formación El Abra y a lo largo de su traza genera una zona de brecha de más de 100 m de espesor, además de abundantes vetillas de calcita de menos de 1 mm de espesor. Así mismo, se han emplazado pequeños intrusivos (no cartografiados) en el extremo sureste de esta estructura.

Existen otros lineamientos definidos a partir de la fotointerpretación y con el Modelo de Elevación del Terreno, que tienen una orientación paralela a la Falla Jacala, lo cual permite suponer que se trata del mismo sistema. Es probable que este sistema de fallas esté asociado al evento extensivo post-laramídico al que Ochoa(1996) y Ochoa-Camarillo *et al.* (1998) hacen referencia en el área de Molango. De acuerdo con este autor, este evento es post-pliocénico y son fallas normales que tienen un rumbo NW-SE. (Figuras 3.6 y 3.7f).

Otro sistema de fallas normales documentado en el área de estudio muestran un rumbo NE-SW (Figura 3.7g) y forman pequeños "*horts*" y *grábenes* con desplazamientos verticales de varios metros, son frecuentemente visibles en la Formación Cahuasas, aunque también se documentaron en formaciones calcáreas afectando a los pliegues. Por relaciones de corte, este sistema de fallas normales se considera también post-Laramídico.

3.4 Distribución de la deformación

Plataforma Valles – San Luis Potosí

La posición geográfica de la PVSLP con respecto a la CTM jugó un papel importante en el acomodo de la deformación. Las estructuras reflejan el comportamiento de las unidades litológicas de ambos elementos paleogeográficos durante los procesos de compresión. De esta manera, la constitución litológica y la geometría de la PVSLP propició el desarrollo de pliegues de decenas de kilómetros de amplitud, controlados por rampas internas en la parte central de la plataforma y cabalgaduras en ambos bordes de ésta (Figura 3.9).

Cabalgaduras mayores localizan deformación principalmente hacia los bordes de la PVSLP. En su límite occidental por ejemplo, una escama de la cuenca de Zimapán se sobrepone a la PVSLP a través de la cabalgadura El Volantín. (Figura 3.9a).

Un proceso de deformación que acomodó deformación en el interior de la PVSLP fue disolución por presión y transferencia de solución aunque de manera escasa. La disolución por presión se refleja en la formación de estilolitas dispuestas con ángulo oblicuo o perpendicular a los estratos y rellenas de material insoluble de color marrón o gris oscuro. La transferencia del material disuelto a zonas de baja presión es evidenciado por la presencia vetas confinadas de calcita de hábito fibroso (Figura 3.9b). Dichas vetas se observan en zonas afectadas por fallas y principalmente localizadas hacia los límites de la plataforma, o bien en los flancos traseros de los pliegues.

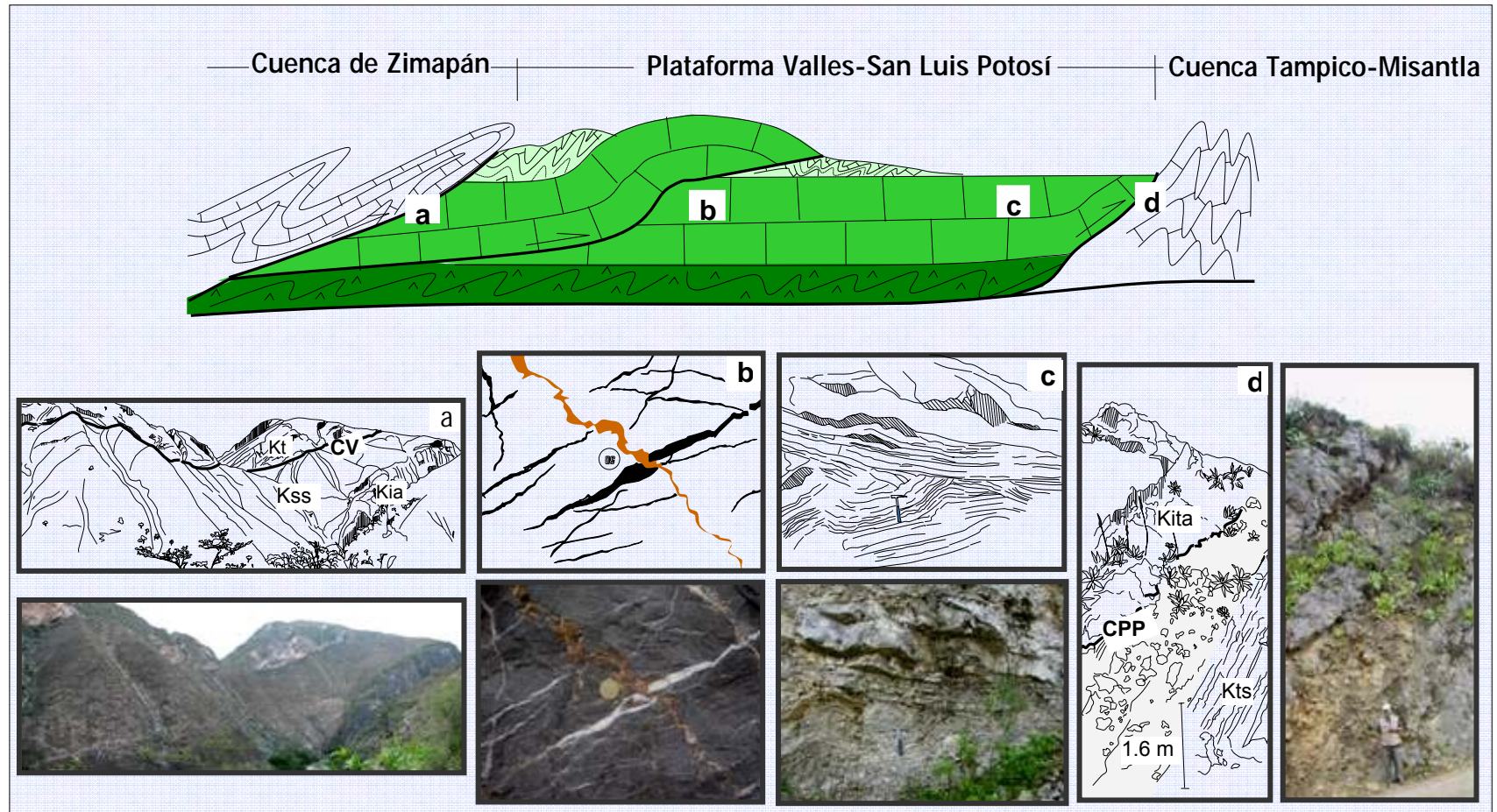


Figura 3.9. Diagrama esquemático en el cual se muestran las principales estructuras que acomodan deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí. a: cabalgadura en su borde occidental (Kt; Fm. Tamaulipas, Kia; Fm. El Abra, Kss; Fm. Soyatal, CV; cabalgadura El Volantín), b: estilolitas (en color anaranjado) y vetas de calcita (en color negro), c: rampas internas y d: cabalgadura en su borde oriental (Kita; Facies Tamabra, Kts; Fm. Tamaulipas Superior, CPP; cabalgadura Puerto de Piedra).

A escala mesoscópica, la cizalla entre los estratos es uno de los rasgos con mayor presencia en la deformación interna de la plataforma. Este proceso está asociado a las zonas de rampa, como se observa en la figura 3.9c, así como a los flancos de los pliegues.

La Plataforma Valles-SLP se sobrepone a la CTM a través de una falla de cabalgadura que genera una brecha tectónica a lo largo de su traza (Figura 3.9d). Debido a que las facies de talud no tienen una estratificación bien definida y a que se encuentra parcialmente dolomitizada, las rocas de la PVSLP se comportan de manera rígida, se deforman de manera frágil, y transfieren la deformación a las facies de cuenca, caracterizadas por la Fm. Tamaulipas Superior.

Cuenca Tampico – Misantla

Hacia la parte externa del orógeno, en la CTM, se acomodó la mayor cantidad de deformación interna por acortamiento por arriba de una superficie de despegue basal entre rocas clásticas y calcáreas (ver Anexos, plano 3.1). Dentro de la CTM se documentaron dos fases de deformación (Figura 3.10a), siendo el primero el más significativo y de mayor magnitud. Las estructuras resultantes de esta primera fase son las que predominan y las que comprenden la parte esencial de la estructura interna de la cuenca. Las estructuras en las que se distribuye esta deformación son cabalgaduras, pliegues, pequeños duplexes, vetas y clivaje.

En la zona de transición entre la plataforma y la cuenca, la deformación se localizó a lo largo de fallas orientadas con el borde de la PVSLP asociadas con pliegues. Esta serie o sistema de fallas, se desarrolló en secuencia durante la deformación regional y facilitaron la deformación por arriba del *decollement*. Todas estas fallas tienen una dirección de transporte hacia el NE y la inclinación de sus planos respectivos se va incrementando hacia el borde de la plataforma, pasando de los 27° a los 50° (Figura 3.10). Los desplazamientos verticales que acomodan estas fallas son del orden de 400-800 metros considerando como puntos de referencia el contacto entre las formaciones cretácicas.

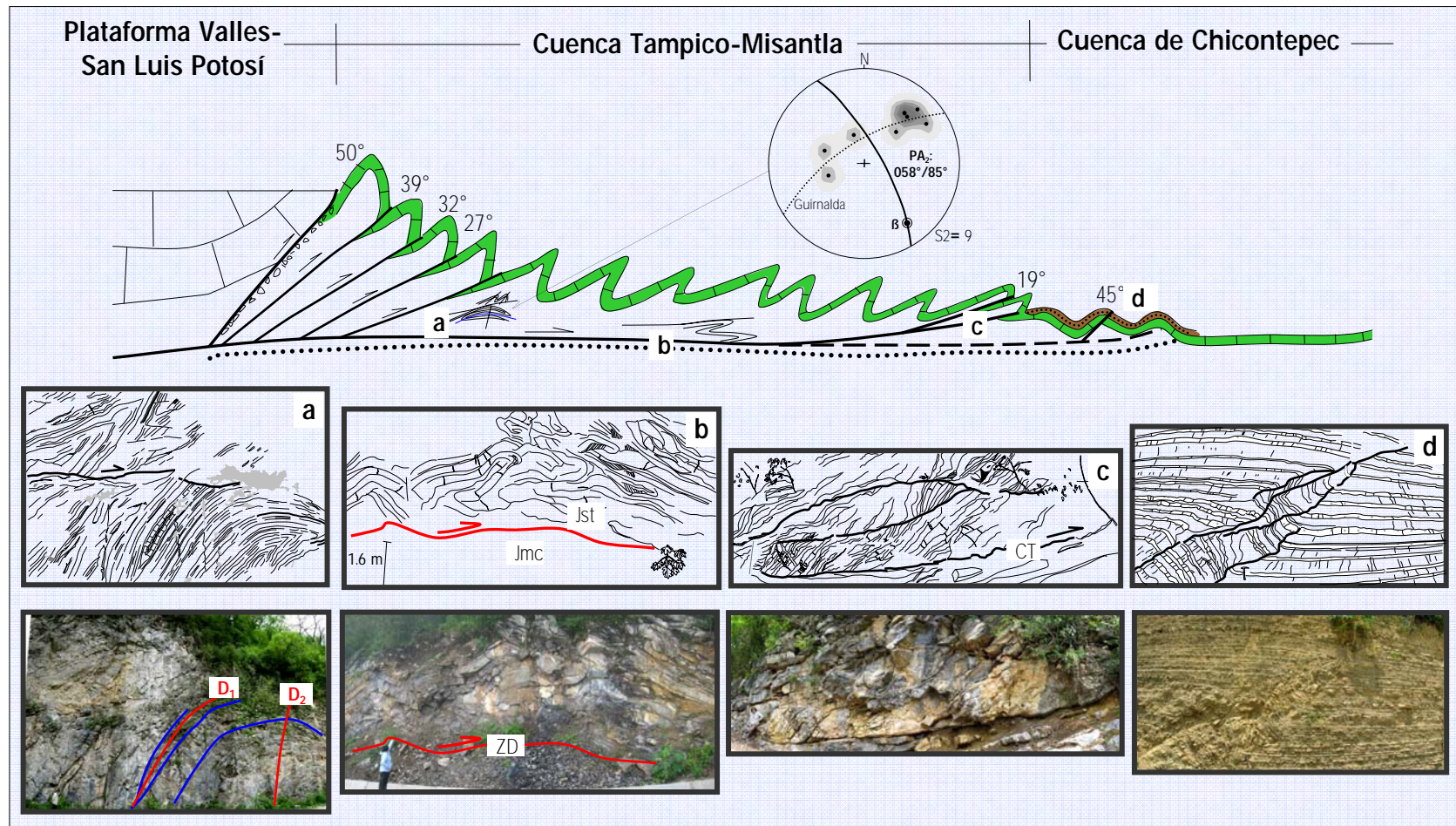


Figura 3.10. Diagrama esquemático en el cual se muestran las principales estructuras que acomodan deformación por acortamiento en la Cuenca Tampico-Misantla. a: pliegue replegado (D1, deformación 1; D2, deformación 2), b: Zona de despegue (Jmc; Fm. Cahuwasas, Jst; Fm. Tamán), c: Desarrollo de duplexes en zona de cabalgadura (CT; cabalgadura Tectitla), d: Falla inversa en el Grupo Chicontepec.

Una de las características más importantes en esta cuenca es la naturaleza de la zona de despegue por arriba de la cual se concentra la deformación. De acuerdo con las observaciones de campo, el desplazamiento de la cubierta sedimentaria se generó entre el contacto de las formaciones Cahuastas y Santiago o bien entre Cahuastas y Tamán (Figura 3.10b), dadas las diferencias en competencia mecánica. Esta superficie se ve expuesta hacia el sureste del mapa (ver Anexos, Plano 2.1), en las localidades de La Soledad del Coyol, Cuatolol y Tlanepantla. La Formación Cahuastas exhibe un clivaje penetrativo, a escala de centímetros, en sus intervalos limosos y arcillosos; sin embargo, los estratos de arenisca y conglomerado desarrollaron apenas ligeras ondulaciones a escala kilométrica.

En las zonas aledañas a la superficie de despegue, la Formación Santiago se comportó como un horizonte plástico, de manera que desarrolló pliegues isoclinales, con planos axiales subparalelos a la superficie de despegue, clivaje penetrativo a escala de centímetros, asociado a zonas de cizalla y a disolución por presión, mientras que hacia las zonas un tanto alejadas de la superficie de despegue se tienen pliegues cerrados, con ángulo interflanco de menos de 45° , charnelas redondeadas y con vergencia al NE. Debido a que esta formación tiene un componente más arcilloso, la mayoría de los pliegues son de Clase 3 (Figura 3.12b), aunque las capas que son más calcáreas muestran pliegues de Clase 1C. (Figura 3.12a). Por su parte, la Formación Tamán acomodó esta deformación a manera de pliegues (Figura 3.12c, d y e) que generalmente mantienen el espesor de las capas (Clase 1B) o con la charnela ligeramente engrosada en pliegues de Clase 1C. En algunos pliegues se desarrollan vetas además de acuñamiento, mientras que los intervalos arcillosos desarrollan clivaje oblicuo a la estratificación.

El área restante ubicada encima de la zona de corrimiento concentra la deformación principalmente a través de pliegues y sus estructuras asociadas. De manera que hacia el límite occidental de la CTM, dentro de las escamas de cabalgadura, los pliegues se caracterizan por tener planos axiales subverticales, un ángulo interflanco de $30-45^\circ$ (Figuras 3.11a y b) y en algunos casos, como sucede con la Formación Pimienta, son pliegues con charnelas engrosadas, redondeadas y flancos atenuados o aboudinados que, de acuerdo a la clasificación de Ramsay (1987), son de Clase 2 (Figura 3.12f, g y h). Las capas más calcáreas o de mayor competencia se caracterizan por tener pliegues tipo *chevron* o pliegues de Clase 1C (Figura 3.12i) y las capas menos competentes se deforman como pliegues de Clase 3 (Figura 3.12j).

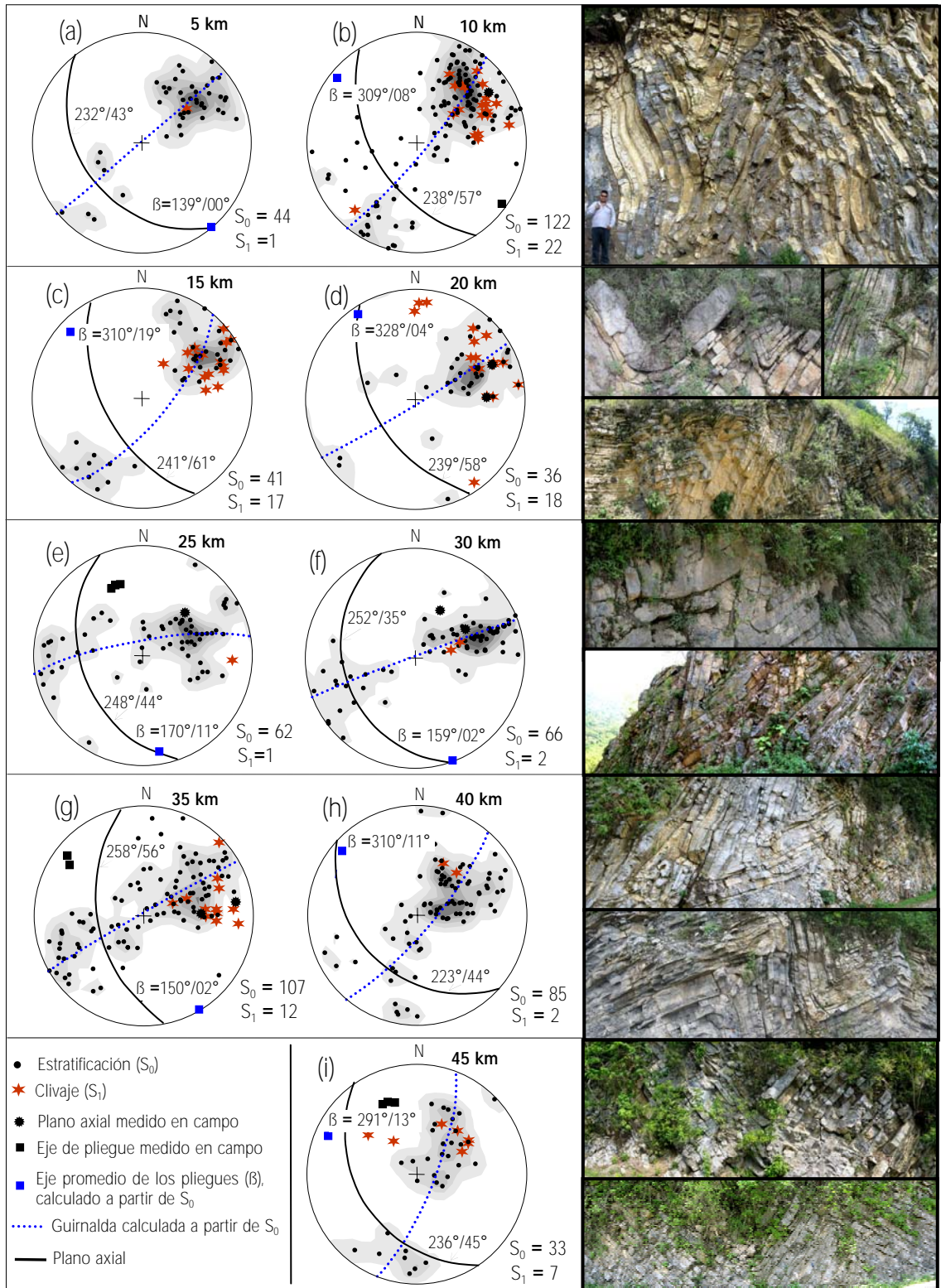
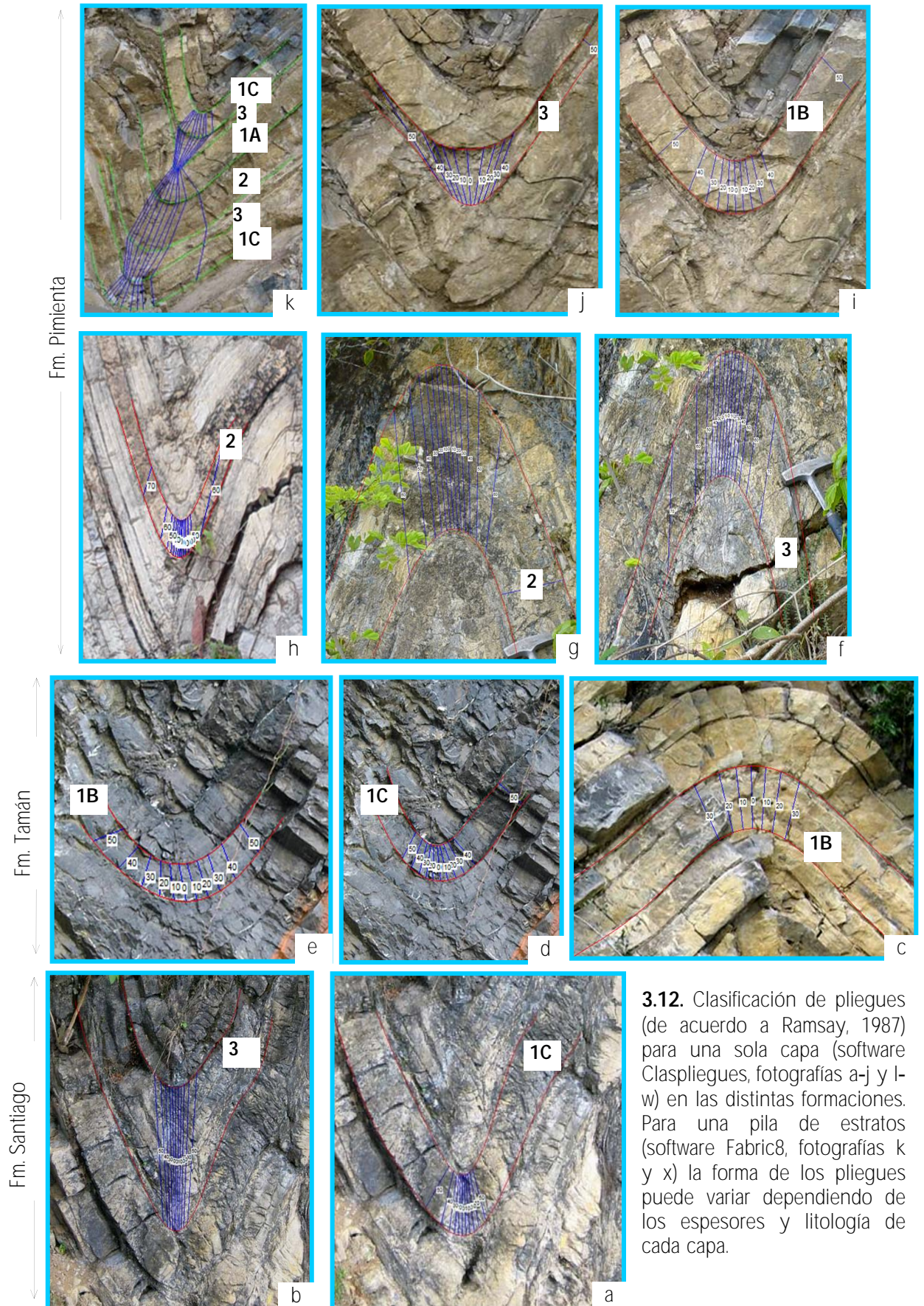


Figura 3.11. Redes equiareales con polos de estratificación y clivaje de la CTM, en las cuales se muestra la tendencia de los ejes de los pliegues (β), así como el comportamiento de los flancos de éstos. Arriba, en cada red, se pone la distancia que hay con el límite oriental de la PVSLP, las fotografías son representativas de cada zona en cuestión. (a, b), pliegues subverticales, cerrados, con buzamiento al NW, asociados a zonas de cabalgadura; (c, d), pliegues subverticales, con buzamiento al NW; (e,f,g), pliegues recumbentes con ejes buzando al SSE entre $2-11^\circ$; (h, i), pliegues recumbentes, asociados a zonas de cabalgadura.



3.12. Clasificación de pliegues (de acuerdo a Ramsay, 1987) para una sola capa (software Claspliegues, fotografías a-j y l-w) en las distintas formaciones. Para una pila de estratos (software Fabric8, fotografías k y x) la forma de los pliegues puede variar dependiendo de los espesores y litología de cada capa.

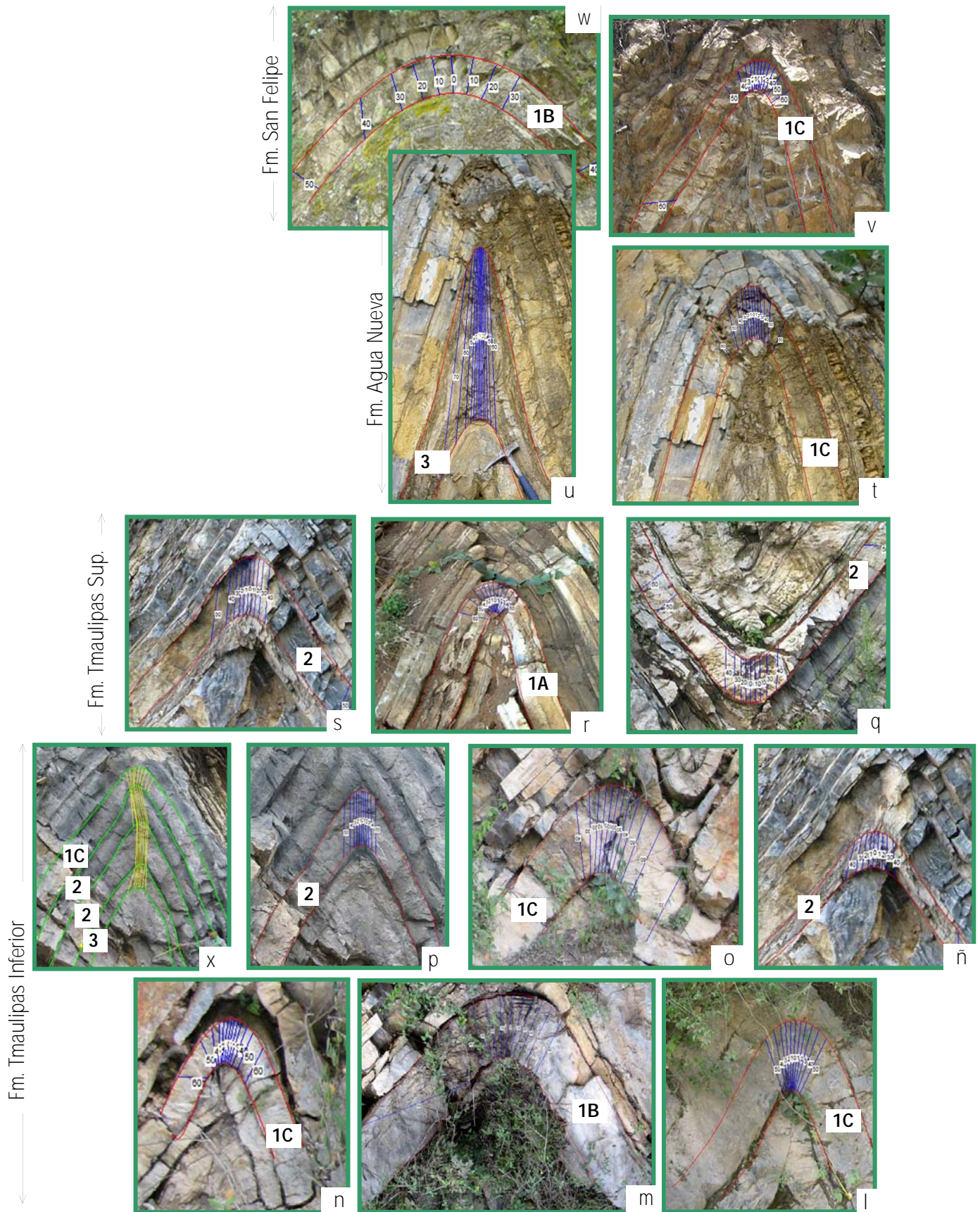


Figura 3.12 ...continuación

Los pliegues en las unidades estratigráficas superiores, como en las areniscas calcáreas de la Formación San Felipe, tienen charnelas redondeadas y mantienen el espesor de la capa (Figura 3.12w) o se incrementa ligeramente en la charnela (Figura 3.12v). Los intervalos más dúctiles desarrollan clivaje de plano axial. Es común encontrar charnelas colapsadas, sobre todo en las formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva, ya que cuando no hay material suficiente para rellenar el espacio que queda entre un estrato y otro, los estratos externos se colapsan. Otros pliegues acomodan la deformación en la charnela de los arcos interiores de los pliegues a través de pequeñas fallas inversas, resultando en pliegues acofrados. Algunas estructuras asociadas a estos pliegues son vetas, aunque no son abundantes. Estas vetas de calcita se pueden encontrar en los flancos traseros de los pliegues y se desarrollan de forma perpendicular a la estratificación.

Aunque la gran mayoría de los pliegues son asimétricos, con los flancos frontales invertidos (inclinados hacia el SW), algunos tienen el flanco frontal inclinado al NE. Los escasos pliegues que muestran estas características hacia la zona occidental de la CTM son los que se formaron en las unidades estratigráficas superiores como las formaciones San Felipe y Méndez.

En la porción central de la CTM la dirección de los ejes de los pliegues rota ligeramente su orientación al NNW-SSE. En el sector norte, limitado por la falla Santa Ana, los ejes de estos pliegues buzan hacia el norte (Figuras 3.11 c y d). Sin embargo, hacia el sur de esta falla, la mayoría de estas estructuras buzan al sur en un rango entre 2 y 11° (Figura 3.11e, f y g). Los pliegues de las formaciones Tamaulipas Inferior, Tamaulipas Superior y Agua Nueva, mantienen una geometría tipo *chevron* cuando el espesor de las capas competentes se mantiene constante y son separados por delgados intervalos de lutita calcárea, con planos axiales de 45° inclinados hacia el WSW y ángulo interflanco de 50-75°. Sin embargo, también hay escasos pliegues en las unidades más competentes y estratigráficamente superiores, con flancos que se inclinan al ENE (Figura 3.11e, f y g).

Al igual que en la parte occidental de la cuenca, los pliegues formados en intervalos menos competentes tienen charnelas apretadas y engrosadas (Pliegues de Clase 2 y 3, Figura 3.12ñ, p, q, s y u), mientras que en las capas más competentes y de mayor espesor

generalmente se mantiene el espesor en toda la superficie del pliegue o bien se incrementa ligeramente en la charnela (Pliegues de Clase 1B y 1C, Figura 3.12l, m n, o y t).

Debido a que en las rocas jurásicas no hay una anisotropía mecánica tan alta como en las unidades superiores del Cretácico Temprano, el desarrollo de pliegues por deformación tangencial longitudinal (evidenciados por vetas extensionales en parte externa de la charnela), es frecuente al occidente de la cuenca. Las vetas comúnmente se encuentran alojadas tanto en los flancos traseros como en las charnelas de los pliegues y son perpendiculares a los planos de estratificación. En las charnelas, estas vetas inician entre los límites externos de los estratos y se cierran antes de llegar al límite interno del mismo estrato, las vetas de los flancos generalmente están confinadas dentro de los estratos.

A pesar de que dominan los pliegues en la parte central de la cuenca, también el acortamiento se acomoda a través de otras estructuras localizadas como pequeños duplexes, las cuales se observaron dentro de las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior. Las estructuras duplexes, en muchos de los casos, se limitan a un simple estrato, por arriba y por abajo del cual no se observa deformación aparente.

En el extremo más externo del orógeno, la deformación se manifiesta en pliegues y escasas cabalgaduras de bajo ángulo y esto se debe a la proximidad con la zona de despegue. Las cabalgaduras del frente del orógeno, en su extremo sur, se exponen a nivel de las formaciones Tamán y Pimienta mientras que en su extremo norte es a nivel de Tamaulipas Inferior. Las abundantes superficies de falla a lo largo de la zona de despegue forman escamas u hojas de cabalgadura imbricadas o duplexes (Figura 3.10c). Las cabalgaduras principales tienen inclinaciones menores a los 20° con buzamiento al SW. La presencia de vetas dentro de los caballos es abundante y la disposición de estas estructuras es consistente con la cinemática regional, con dirección de transporte hacia el NE.

Los pliegues cercanos a las zonas de estas cabalgaduras (Figura 3.11h) son asimétricos, recumbentes, cerrados, tienen un ángulo interflanco entre 50-70°, sus planos axiales buzanan aproximadamente entre 35-45° al SW, son pliegues tipo *chevron* mantienen su geometría y no muestran variación de espesor de los estratos.

Los pliegues en la escama tectónica más oriental del área son generalmente más abiertos. Aquellos generados en formaciones más viejas como la Formación Tamaulipas Inferior son aún recumbentes, asimétricos y cerrados, con ángulo interflanco de 60-70° y charnelas sub-redondeadas, mientras que aquellos que se desarrollan en las unidades más jóvenes como Tamaulipas Superior y Agua Nueva (Figura 3.11i) son pliegues abiertos, de charnelas agudas, con planos axiales de subverticales a verticales, con escasa asimetría, ángulo interflanco de 80 a 110° y otros más con ángulo interflanco mayor a los 120°. Esporádicamente, se pueden ver vetas de calcita alojadas en los flancos traseros de los pliegues y en la charnela de éstos, sobre todo en las unidades más calcáreas.

En los sectores más alejados, al oriente del frente del CPCM, las rocas que constituyen la Fosa de Chicontepec registran la deformación D2 a través de fallas inversas espaciadas (Figura 3.10d), a las cuales se asocian pliegues por propagación de falla, son muy abiertos, de escala de decena de metros. Además de estructuras de acortamiento, éstas rocas y estructuras están afectadas por fallas normales de rumbo NNW-SSE, las cuales provocaron un basculamiento general hacia el este.

4. LA MATERIA ORGÁNICA Y SU ALTERACIÓN TÉRMICA DURANTE LA DEFORMACIÓN

Para analizar la historia térmica en un cinturón de pliegues y cabalgaduras existen varias técnicas como la reflectancia de vitrinita, temperaturas máximas de generación de hidrocarburos, estimaciones de un índice de alteración térmica, índice de cristalinidad de illita y microtermometría de inclusiones fluidas. Éstas técnicas permiten constreñir las condiciones térmicas y con ello inferir la profundidad máxima de sepultamiento de las rocas durante la deformación o diagénesis (Valencia, 1996; Uysal *et al*, 2000; Deville y Sassi, 2006; McCormack *et al*, 2007). El estudio de la madurez de la materia orgánica a través de el método de pirólisis es uno de los más aplicados para conocer el pico térmico alcanzado por rocas que contienen materia orgánica. Éste método ha sido aplicado para analizar dichas condiciones antes, durante o después del desarrollo de estructuras compresionales en diferentes porciones de los cinturones de pliegues y cabalgaduras (Deville y Sassi, 2006).

Hay varios factores que controlan la temperatura en las rocas sedimentarias de las cuencas y los dos principales son el gradiente geotérmico y la profundidad de sepultamiento, el cual, a su vez, es controlado por apilamiento sedimentario y/o tectónico, así como emplazamientos de cuerpos ígneos que localmente contribuyen a las variaciones de temperatura. Sin embargo, también es importante el tiempo en que actúa cualquiera de estos factores, lo cual permite que se acentúen las transformaciones de la materia orgánica.

4.1 Evolución de la materia orgánica en las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias, por su origen, además de su contenido mineral, tienen una componente orgánica que se integra durante el depósito de los sedimentos en la cuenca. Esta materia orgánica, en rocas de grano fino, se encuentra hasta en un 5% (Nuñez-Betelu y Baceta, 1994), mientras que en las rocas carbonatadas constituye apenas el 0.3% de su composición. La presencia de materia orgánica en éstos sedimentos, al igual que los minerales, experimenta varios cambios durante su sepultamiento.

Una vez que la materia orgánica ha sido agregada a los sedimentos que formarán la

roca, si el ambiente de depósito es de condiciones reductoras para preservarla, comenzará a transformarse pasando por diferentes etapas hasta convertirse en hidrocarburo. Inicialmente, los cambios composicionales se deberán a agentes microbianos y en fases posteriores los factores más importantes que intervienen son la temperatura y la presión, mismas que se van incrementando en la roca al ser sepultada por más sedimentos.

Cuando la temperatura y la presión se elevan por largos períodos de tiempo, mucha del agua contenida en la roca es expulsada mientras que la materia orgánica se consolida para transformarse en kerógeno. Es importante mencionar que el tipo de materia orgánica (de procedencia marina o continental) influye mucho en la estructura y composición del kerógeno y sobre todo en la generación de petróleo y gas. De esta manera, la materia orgánica puede dar lugar a cuatro tipos principales de kerógeno.

Kerógeno Tipo I. Se forma a partir de detritos derivados de algas. Tiene una relación H/C alta y O/C baja, lo que le confiere un alto potencial para generar petróleo.

Kerógeno Tipo II. Es derivado de sedimentos orgánicos marinos como fitoplancton, zooplancton y microorganismos marinos. Es el kerógeno más común, por lo que es considerado el típico generador de aceite. La relación H/C es relativamente alta y O/C baja.

Kerógeno Tipo III. Se forma a partir de restos orgánicos de plantas superiores terrestres, es muy rico en lignito y celulosa. La relación H/C es relativamente baja, mientras que la de O/C es alta. Este tipo de kerógeno produce principalmente gas.

Kerógeno Tipo IV. Es derivado de material leñoso altamente alterado por oxidación. Es el kerógeno que tiene la relación H/C más baja. No es una fuente potencial para aceite y lo es muy poco para producir gas.

Cualquiera que sea el tipo de kerógeno, los cambios que se producen durante su sepultamiento se han separado en tres etapas principales que reflejan su madurez térmica (Figura 4.1).

Etapa de diagénesis. Desde el inicio hasta antes de que la materia orgánica se transforme en petróleo, ocurren varios procesos en los cuales se forma kerógeno y gas biógeno (metano), la relación O/C disminuyen y se libera CO₂ y H₂O (Durand, 1985). El rango de temperatura que se le asigna a esta etapa varía de acuerdo con diferentes autores, hay quienes proponen que la temperatura máxima que se alcanza es de 60°C, con una profundidad de sepultamiento de 1000 m y presión de 300 bar, otros más estiman que el kerógeno puede alcanzar la temperatura máxima de 90°C (Llorente, 1999-2000) antes de generar petróleo. Cuando la materia orgánica se encuentra en esta etapa se dice que está sub-madura.

Etapa de catagénesis. En esta etapa el kerógeno comienza a perder hidrógeno como hidrocarburos livianos (la relación H/C disminuye), se forman hidrocarburos líquidos, parte de los cuales se degrada térmicamente y genera gas húmedo. Las condiciones termodinámicas en las que tienen lugar estos procesos se alcanzan en un rango de temperatura de 60°- 160°C o 50-120°C para los hidrocarburos líquidos (Lijó y Sotomayor, 2006) y hasta los 225°C para el gas húmedo. Las profundidades varían entre 1000 y 4000 m, por lo que estas temperaturas son derivadas del sepultamiento y del gradiente geotérmico. Esta es la etapa más importante para la generación de hidrocarburos y es llamada la "ventana del petróleo". La materia orgánica que haya alcanzado esta etapa se dice que alcanzó su madurez térmica.

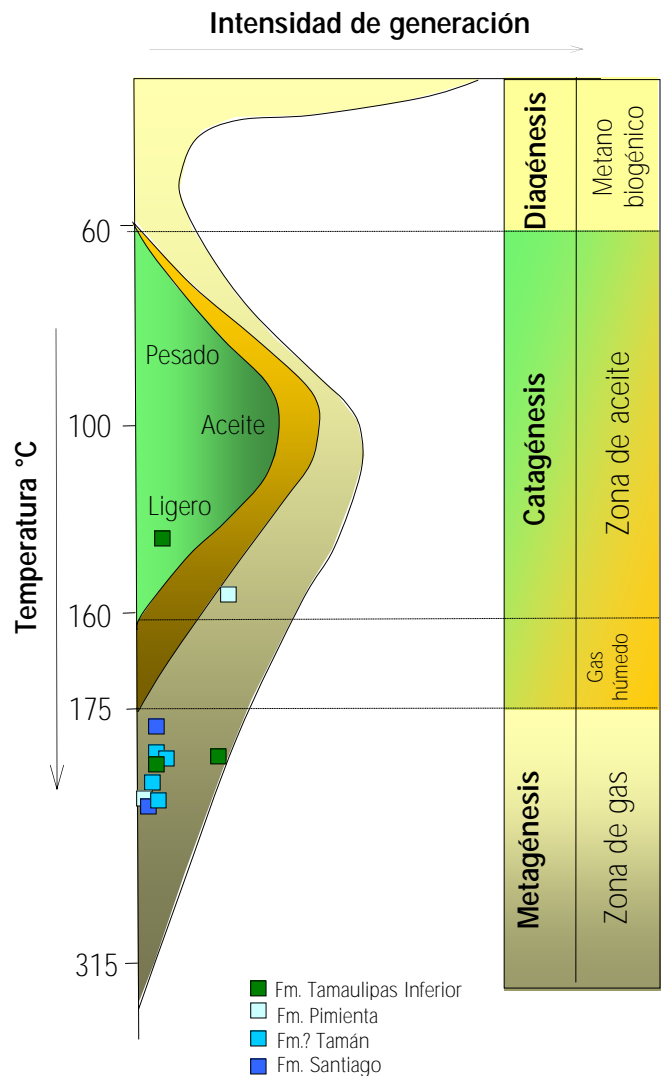


Figura 4.1. Diagrama que muestra la evolución de la materia orgánica y los hidrocarburos producidos en cada etapa. Se han graficado las muestras del área de estudio en posiciones relativas. (Modificado de Llorente, 1999-2000).

Etapa de metagénesis. En esta última etapa, el único hidrocarburo liberado del kerógeno es el metano o gas seco, también se lleva a cabo una reestructuración del kerógeno residual que se transforma a residuos carbonosos, pobres en hidrógeno. El rango de temperatura para esta fase de generación de hidrocarburos se encuentra entre 225°C-315°C, la presión puede alcanzar hasta 1500 bar y la profundidad puede superar los 6000 m. En esta etapa se dice que la materia orgánica está sobre-madura.

4.2 Caracterización de la materia orgánica en la Cuenca Tampico-Misantla

Para conocer la madurez de la materia orgánica de la Cuenca Tampico-Misantla se empleó la técnica de pirólisis Rock-Eval 6. Con este método se generan hidrocarburos de una manera artificial, en corto tiempo, pero elevando considerablemente los valores de temperatura. Mediante este método, además de conocer la etapa de madurez de la materia orgánica, se pueden conocer también los tipos de kerógeno presentes en la muestra.

En la CTM existen formaciones geológicas que poseen una gran cantidad de materia orgánica, principalmente las unidades sedimentarias jurásicas, que son de grano más fino. Las muestras tomadas en estas formaciones, con frecuencia revelan información sobre la posibilidad de que pudieron haber generado hidrocarburos y con ello obtener un acercamiento a su historia térmica o asociarla a su posterior deformación.

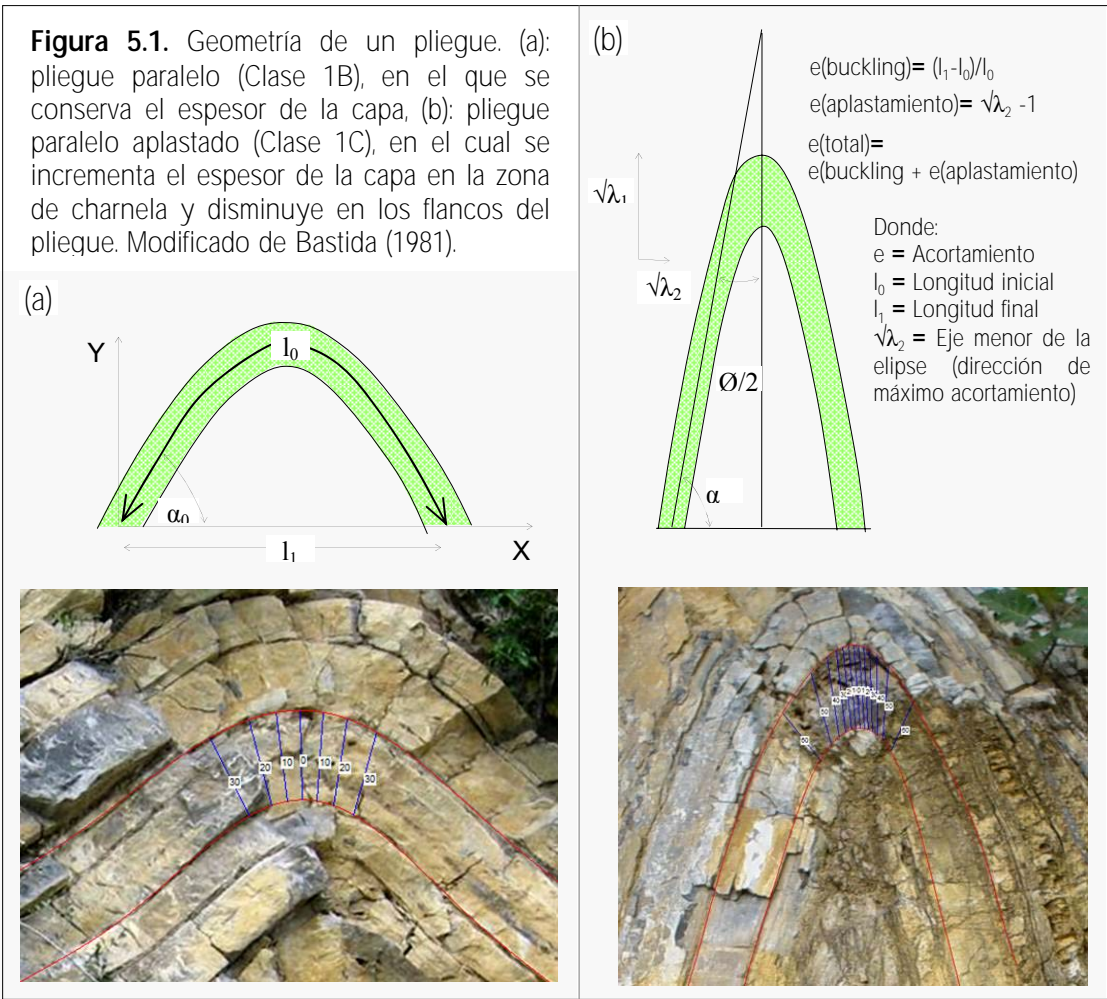
Rocas del Jurásico Superior. Las rocas del Jurásico, especialmente, las de la Fm. Pimienta, son consideradas como rocas generadoras de hidrocarburos (Valencia, 1996). Los valores de carbón orgánico total (COT) en la Formación Pimienta son del orden de 0.43 a 2.5%, para la Formación Tamán de 1.08-3.96% y para la Formación Santiago 1.54-2.55%. Toda la materia orgánica contenida en estas formaciones es formada de Kerógeno Tipo III.

Rocas del Cretácico Inferior. El contenido de carbón orgánico total para las rocas de la Formación Tamaulipas Inferior varía entre 0.85-3.13%. Dos muestras de estas rocas indican que la materia orgánica está constituida por kerógeno Tipo III, mientras que una muestra indica que la materia orgánica es derivada de kerógeno Tipo II.

5. RESULTADOS

5.1 Datos de acortamiento

Los pliegues presentes en la CTM acomodan la deformación interna mediante dos mecanismos: por *buckling*, a través de plegamiento tangencial longitudinal y por flujo flexural o cizalla paralela a las capas. Ambos mecanismos de plegamiento pueden estar presentes en un mismo paquete de estratos, dado que durante el *buckling*, distintas litologías se comportan de diferente manera. Durante el plegamiento progresivo (Figura 5.1), muchos pliegues desarrollados en capas competentes, una vez que excedieron el ángulo de bloqueo (de alrededor de 60° Ramsay, 1967; Ramsay y Huber, 1987) experimentan, además de “*buckling*”, un aplastamiento en la zona de charnela (Bastida, 1981; Srivastava, 2003), que hace que concentre ahí el mayor espesor y que los flancos se adelgacen (plegamiento pasivo), pasando de pliegues que originalmente fueron de Clase 1B (paralelos) a pliegues de Clase 1C (pliegues paralelos aplastados, Ramsay, 1967).



Aunque la mayoría de los pliegues desarrollados en la CTM son pliegues tipo *chevron*, un número considerable de ellos experimentó un poco de plegamiento pasivo, pues las zonas de charnela están ligeramente engrosadas. El aplastamiento en las zonas de charnela representa apenas el 10-15% del acortamiento en las zonas aledañas a la PVSLP y disminuye a menos de 5% hacia el frente del orógeno (Vázquez-Serrano, 2010). En éste trabajo se consideró únicamente la deformación por acortamiento a partir del ángulo interflanco de los pliegues *chevron* o bien se tomaron en cuenta los horizontes de pedernal, los cuales mantienen el espesor a lo largo del pliegue para las estimaciones de acortamiento. Los resultados del porcentaje de acortamiento se presentan en la Tabla 5.1 (ver Anexos).

El promedio de acortamiento en el límite plataforma-cuenca y la parte occidental de la cuenca (sector occidental) es 50-55%, y la mayor parte de las formaciones registran este acortamiento. El acortamiento que acomodan estos pliegues está acentuado en las zonas de cabalgadura (Figura 5.2). Las formaciones de estratos más delgados y con mayor cantidad de

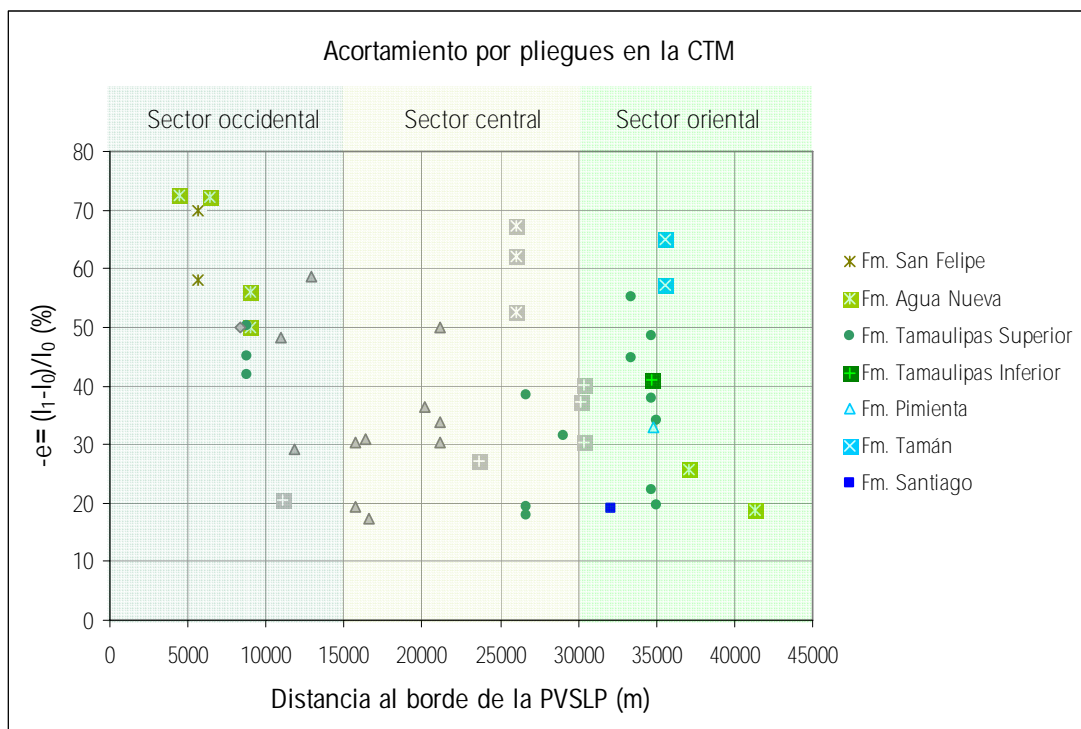


Figura 5.2. Gráfica en la que se muestran los porcentajes de acortamiento para algunas formaciones de la CTM y su relación con el límite oriental de la PVSLP. La cuenca ha sido dividida en tres sectores para facilitar su referencia en la descripción. La simbología a color corresponde con los pliegues asociados a las zonas de cabalgaduras y los símbolos en gris corresponden con pliegues no asociados a zonas de cabalgaduras.

intervalos incompetentes como lo son Santiago y Pimienta, acomodan porcentajes altos, cercanos al 60%. Debido a la naturaleza litológica, los pliegues de estas formaciones generalmente muestran mayores engrosamientos en las charnelas y atenuación en los flancos. Sin embargo, los estratos más competentes, de caliza o pedernal, mantienen el espesor constante y en estos se realizaron las mediciones.

En algunos intervalos de la Formación Agua Nueva se concentran pliegues cerrados que indican un acortamiento de más del 70%. Mientras que los valores más bajos se estimaron en la Formación Tamaulipas Inferior, dado que presenta estratificación gruesa, los pliegues derivados son amplios y acomodan apenas 20% de acortamiento.

Una estimación aproximada del acortamiento acomodado por las cabalgaduras, en ésta misma zona, basado en el método de longitud de línea (Dahlstrom, 1969; Woodward *et al*, 1989) indica acortamientos que varían entre 35 y 60% y se sobrepone a las rocas plegadas. El horizonte guía que se utilizó para éste propósito fue la Formación Tamaulipas Inferior, debido a que es la más competente dentro de la CTM, por lo que mantiene relativamente el espesor constante. Para estas estimaciones se comparó la distancia horizontal entre dos puntos de referencia antes y después de la deformación en la sección deformada y retrodeformada, como se explica en la Figura 5.3.

El acortamiento que se genera del corrimiento de la carpeta sedimentaria sobre la superficie de despegue no fue posible estimarlo dado que, dentro del área de estudio, no se tiene puntos de referencia entre la zona de despegue con las unidades deformadas.

En el sector central de la CTM el porcentaje de acortamiento disminuye ligeramente a un promedio de 35-40% y la mayor parte de estos pliegues no están asociados a zonas de cabalgaduras (Figura 5.2). Las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior acomodan acortamiento por pliegues entre 30-40%, mientras que los valores más altos se registran otra vez en la Formación Agua Nueva, con más del 60%. En ésta parte más externa del orógeno, los pliegues son más cerrados en el bloque de techo de las caalgaduras y acomodan acortamientos entre el 30-70%. Sin embargo, los pliegues desarrollados al oriente de la última cabalgadura, son suaves, de menor amplitud, por lo que el acortamiento que indican es de

alrededor de 20% o menos. En general, si comparamos la margen oriental de la CTM con el resto de ésta, vemos una disminución en el acortamiento de las unidades en un promedio de 33%.

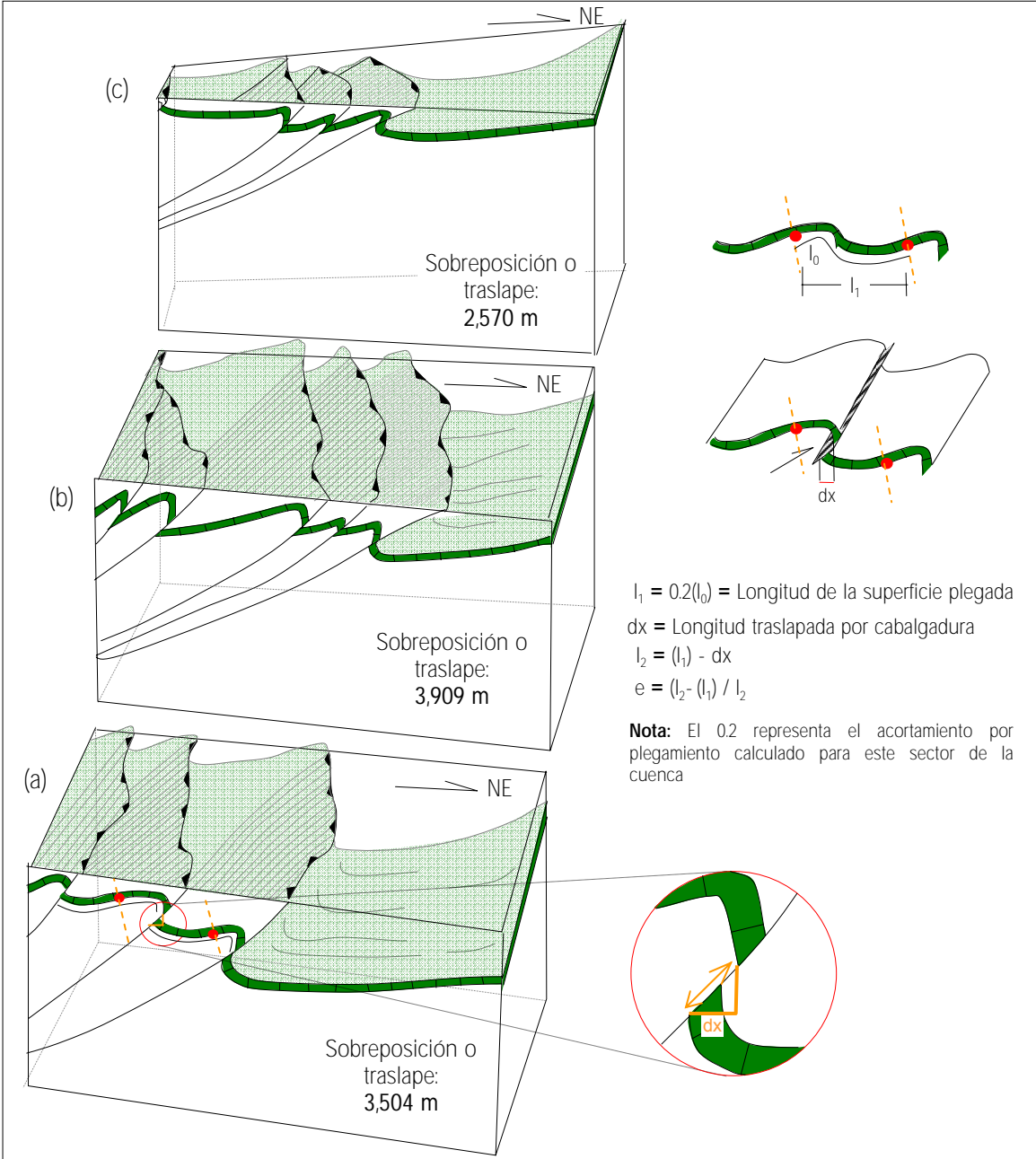


Figura 5.3. Representación esquemática de las cabalgaduras que afectan al límite occidental de la CTM. a: bloque del extremo sur con tres escamas de cabalgadura que en conjunto traslapan una distancia de 3504 m (aprox. 35%), aunque solo son tres estructuras los desplazamientos horizontales son de mayor magnitud. En este mismo bloque se señalan los parámetros que se mencionan en el texto; b: bloque de la porción centro del sistema de cabalgaduras en el cual se tienen cinco estructuras que acomodan un traslape mayor (3909 m, aprox. 60%) que en el bloque a, los desplazamientos horizontales disminuyen ligeramente; c: bloque del extremo norte con cuatro cabalgaduras que traslapan una distancia de 2570 m (aprox. 40%), los desplazamientos horizontales son menores que en los bloques anteriores.

Si consideramos únicamente a las formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva, en toda la CTM, vemos que la deformación disminuye hacia el frente del orógeno, como se esperaría en el modelo de una cuña orogénica. El promedio de todas las estimaciones nos indica que las unidades de la CTM no rebasan el 50% de acortamiento por plegamiento, y sólo se incrementa este porcentaje en las zonas asociadas a cabalgaduras y en las cercanías del borde de la plataforma.

5.2 Datos de temperatura máxima (Tmax)

Los resultados obtenidos por el método de pirólisis Rock-Eval 6 (ver Anexos, Tabla 5.2), fueron procesados para determinar el tipo de materia orgánica y su maduración dentro de la CTM. Para caracterizar el tipo de materia orgánica se usa el diagrama de van Krevelen. Este diagrama inicialmente fue utilizado por el autor en 1961 (Hantschel y Kauerauf, 2009) para caracterizar los macerales del carbón y que resultó en la clasificación de tres tipos de kerógeno. De acuerdo con el diagrama de Van Krevelen (Figura 5.4), en el cual se consideran el índice de hidrógeno y el índice de oxígeno para clasificar el tipo o

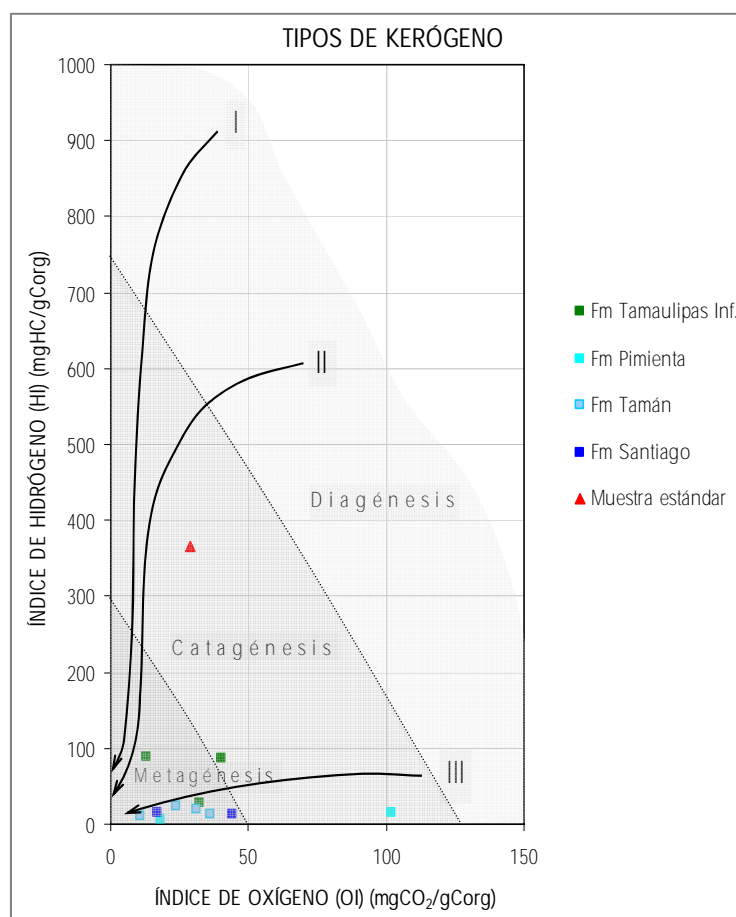


Figura 5.4. Diagrama tipo Van Krevelen del índice de hidrógeno vs. índice de oxígeno, en el cual se muestran los tipos de kerógeno y el grado de madurez de la materia orgánica para las muestras de la CTM.

la fuente de la materia orgánica, las muestras tomadas en las formaciones jurásicas indican que la materia orgánica es derivada de plantas continentales (kerógeno tipo III), mientras que las correspondientes a la Formación Tamaulipas Inferior, salvo una muestra, son de origen marino,

derivada del plancton y otros microorganismos marinos (kerógeno Tipo II).

Con respecto a la etapa de maduración de esta materia orgánica, la mayor parte de las muestras presentan sobremaduración, o bien la fase de metagénesis, lo cual nos indica que la temperatura durante la deformación superó los 170°C o bien del tiempo transcurrido desde su depósito.

Otro parámetro obtenido con la pirólisis es la temperatura máxima de generación. La temperatura máxima ($T_{m\acute{a}x}$) no representa la temperatura de sepultamiento sino un valor relativo del nivel de madurez térmica y representa la temperatura a la cual se genera la cantidad máxima de hidrocarburos degradados a partir del kerógeno.

Los datos de $T_{m\acute{a}x}$ obtenidos por el método de pirólisis aplicado a las 11 muestras, se graficaron con el índice de hidrógeno (Figura 5.5) para conocer en que grado de madurez se encontraba la materia orgánica contenida en las formaciones de la CTM.

Dos muestras tomadas en la Formación Pimienta (JC-133 y VT-1185) y una más de la Formación Tamán (JC-135), comienzan a generar hidrocarburos entre los 300 y 325°C. Dos muestras de la Formación Tamaulipas Inferior se encuentran en el límite de generación de hidrocarburos (JC-150 y JC-152) con

una $T_{m\acute{a}x}$ de 473°C, mientras que las seis muestras restantes requieren de una mayor temperatura de pirólisis para generar hidrocarburos y presentan una $T_{m\acute{a}x}$ superior a los 500°C.

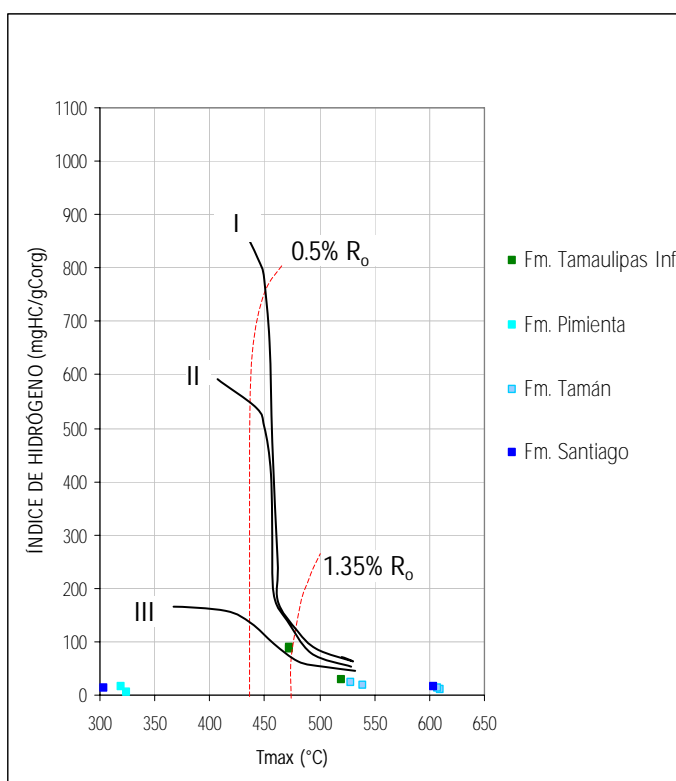


Figura 5.5. Diagrama en el cual se muestran los tipos de kerógeno para el cual se usa el índice de hidrógeno vs. $T_{m\acute{a}x}$. Los valores de reflectancia de vitrinita (R_o) solo son para indicar el rango de $T_{m\acute{a}x}$ en el cual se genera

6. DISCUSIÓN

Para entender los diversos procesos que intervienen en el desarrollo de los cinturones de pliegues y cabalgaduras, se han llevado a cabo diversos estudios que proponen modelos tanto analógicos como numéricos, los cuales consideran las variables implicadas en la deformación. Con base en los resultados de esta diversidad de trabajos, se han hecho observaciones generales acerca de la geometría y características de grandes orógenos. Actualmente, es sabido que en los cinturones de pliegues y cabalgaduras, la deformación se distribuye de tal manera que en la zona interna se desarrollan estructuras más complejas y evolucionadas que reflejan condiciones de mayor temperatura y mayor presión, mientras que si nos movemos gradualmente, hacia la zona externa, donde hay menor deformación plástica y no hay condiciones metamórficas, las estructuras se hacen más simples (Boyer y Elliot, 1982; Boyer, 1986; DeCelles, 2004; DeCelles y Coogan, 2006; Ismat y Mitra, 2005; Kwon *et al.* 2004).

La distribución y concentración de la deformación en un cinturón de pliegues y cabalgaduras depende de diversas condiciones como son: el estado de esfuerzos, la resistencia mecánica de las rocas, la temperatura, el tipo y disposición de las rocas y presión de fluidos, entre otros. Considerando estos factores, las estructuras como pliegues, cabalgaduras, duplexes, vetas, etc., se desarrollan, en mayor o en menor proporción, para cada condición específica dentro de la cuña. Particularmente, en la porción central-noreste del CPCM, la carpeta sedimentaria deformada exhibe estructuras cuya distribución y concentración, se ha interpretado se debe a la presencia de antiguos elementos tectónicos; la Plataforma El Doctor, la Cuenca de Zimapán, la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Tampico- Misantla, que conjuntamente propiciaron que la carpeta sedimentaria desarrollara una gran cantidad de deformación interna (Suter, 1980; Aranda *et al.*, 2000; Fitz-Díaz, 2011). De manera más específica, la deformación de la porción más externa del CPCM, donde intervienen la PVSLP y la CTM, es abordada mediante la distribución y la geometría de pliegues y cabalgaduras, que son las principales estructuras en que se deforma la carpeta sedimentaria.

6.1 Deformación interna de la cuña

El espesor de los estratos y la litología a lo largo de la zona de despegue controló el desarrollo de estructuras específicas en cada elemento paleogeográfico. Por ejemplo, en la Plataforma Valles San Luís Potosí, se desarrollaron pliegues kilométricos asociados con fallas mayores. Ello se debe a que es más fácil desplazar material por zonas de debilidad (zona de despegue y rampas internas) que plegar éstas rocas. Las rocas evaporíticas ubicadas a lo largo del despegue permiten la traslación de la plataforma sobre su distorsión interna.

Las características de la zona de despegue de la PVSLP son comparables con la que se tiene para la porción más al norte del CPCM, específicamente en la Curvatura de Monterrey (Ortega, 2003), en donde se tiene un sustrato de rocas evaporíticas por debajo de rocas de la cuenca y es muy interesante ver que, aunque las rocas de cuenca son de estratificación delgada a media, la zona de despegue no permite que se formen pliegues a escala métrica, dado que hay una menor fuerza de tracción en la superficie sobre la cual se desplaza la carpeta sedimentaria durante la deformación.

En la CTM, la zona de despegue se localiza a lo largo del límite entre rocas continentales (Fm. Cahuasas) y rocas calcáreo arcillosas de las formaciones Santiago y Tamán. Estas condiciones propiciaron que, en el paquete sedimentario deformado, se desarrollara una gran cantidad de acortamiento interno, debido a que entre las superficies de contacto se tiene mayor resistencia al desplazamiento. Toda esta deformación interna se evidencia por abundantes pliegues mesoscópicos de diferentes amplitudes (1-10 metros), de acuerdo al espesor de cada formación.

6.2 Fases de deformación.

Las rocas de la cuenca registran dos fases de acortamiento entre el período Cretácico y el inicio del Palógeno. La sobreposición de estas dos deformaciones fue documentada en las formaciones Santiago, Pimienta y Tamaulipas Superior. La primera fase de deformación (que se asume se restringe al período Cretácico, con base en las formaciones afectadas) consiste en pliegues isoclinales (Figura 6.1a) para la zonas aledañas al margen de la plataforma y es a su vez la más evidente a lo largo de la cuenca, dado que es la que contribuye, junto con las cabalgaduras, a la mayor parte del acortamiento interno de la cuña. Los pliegues generados

durante esta etapa de deformación son los que se consideraron para hacer las estimaciones de acortamiento de la CTM, como se ilustra en la figura 6.1.

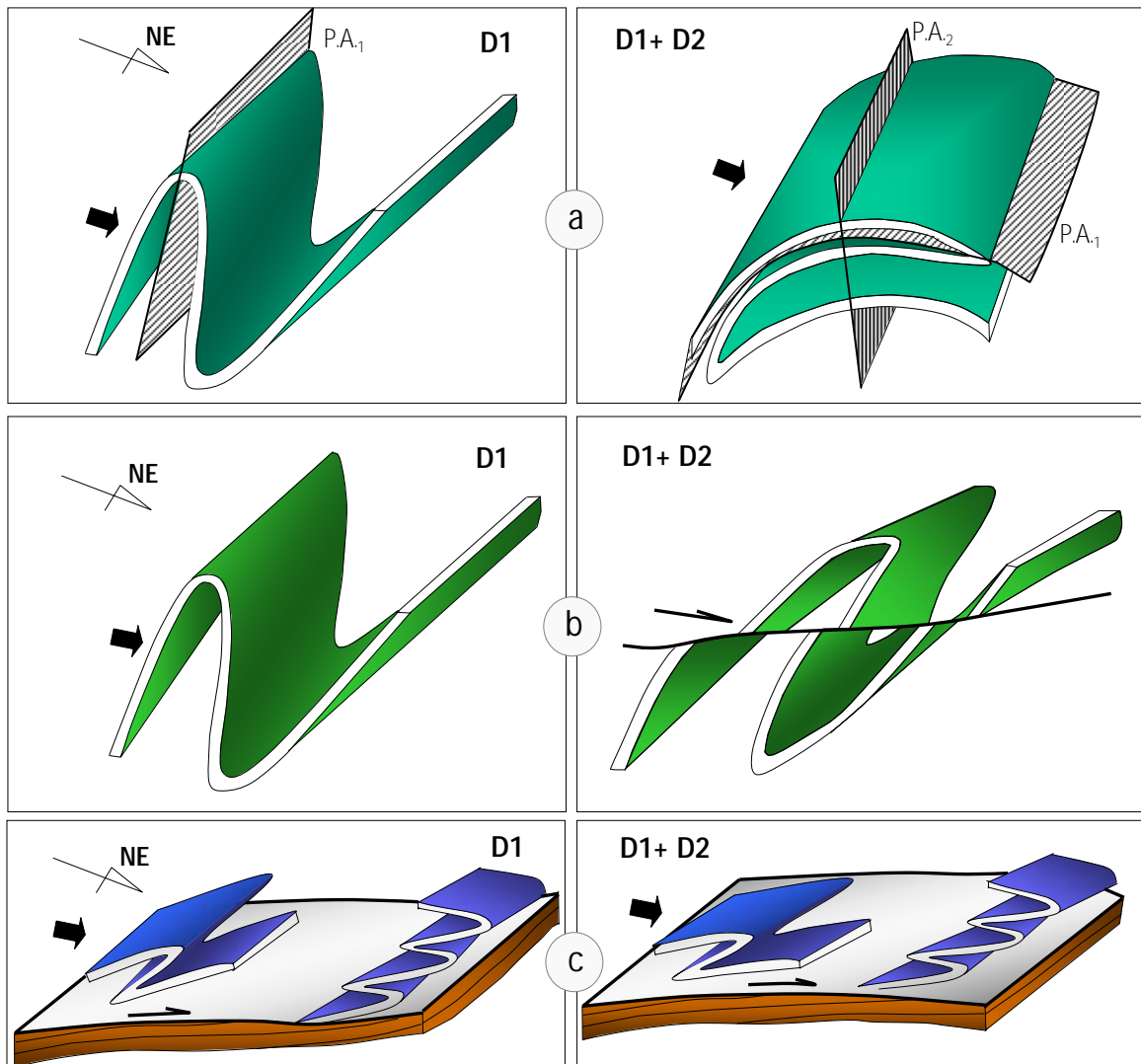


Figura 6.1. Fases de deformación en la CTM. a. Pliegue replegado, b. Pliegue desplazado por falla inversa subhorizontal y c. Superficie de despegue plegada.

La segunda fase de doformación se puede observar como pliegues muy abiertos, replegando a los pliegues anteriores, además de una generación de fallas inversas de varios metros de longitud que cortan y desplazan a pliegues previos (Figura 6.1b). Es posible que este segundo episodio esté plegando ligeramente a la superficie de despegue (Figura 6.1c), debido a que existe una localidad, al suroeste del poblado Tezapotla, en donde esta superficie de corrimiento buza hacia el noreste con 20° (Ver sección B-B' del plano 3.1).

También consideramos que fue este último evento el que deformó a la Formación Velasco y al Grupo Chicontepec en las cuales se registraron las estructuras más jóvenes como son fallas inversas (ver figura 3.10d del capítulo 3) y pliegues de propagación de falla de escala kilométrica.

6.3 Tipos de pliegues y su distribución

De acuerdo con Hudleston y Stephansson (1973), Ghosh (1993) y Lan y Hudleston (1996), la anisotropía planar y la anisotropía mecánica en las rocas, son características que influyen en la geometría de los pliegues. Para que haya plegamiento por el mecanismo de *"buckling"* es esencial el contraste mecánico donde se genere la inestabilidad y no es tan necesario para generar pliegues por los otros dos mecanismos de plegamiento (por *"bending"* y pasivo).

La estratigrafía de la cuenca no es homogénea ni horizontal ni verticalmente. Por cada estrato o intervalo calcáreo se presenta un delgado horizonte, de escasos centímetros, de lutita calcárea o bentonítica, los cuales facilitan cizalla capa a capa durante la compresión debido a su incompetencia mecánica (Ramsay y Huber, 1987; Hudleston y Stephansson, 1973), por lo que la mayor parte de los pliegues desarrollados por *"buckling"* acomodaron la deformación interna principalmente por deslizamiento y flujo flexural más que por deformación longitudinal tangencial. De esta manera, los estratos relativamente competentes, como en las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior, intercalados con horizontes lutíticos, los pliegues que se generan son de tipo *chevron*, con flancos rectos y charnelas agudas. Cuando el material incompetente tiene suficiente espesor se desarrolla un plegamiento disarmónico (Nickelsen 1979), pero cuando el material incompetente es insuficiente, la charnela se colapsa (Figura 6.2), lo cual es frecuente en las formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva.

Es importante mencionar que únicamente los pliegues situados en la cercanía del límite plataforma-cuenca han rebasado este mecanismo de plegamiento, al sobrepasar su ángulo de bloqueo, para continuar deformándose solo por plegamiento pasivo. Las charnelas engrosadas y flancos ligeramente atenuados indican que hubo un mayor flujo de material de los flancos hacia la zona de charnela. Es común ver este tipo de pliegues en las formaciones Santiago, Tamán,

Pimienta, Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior, a menos de 15 km de distancia al borde de la plataforma.

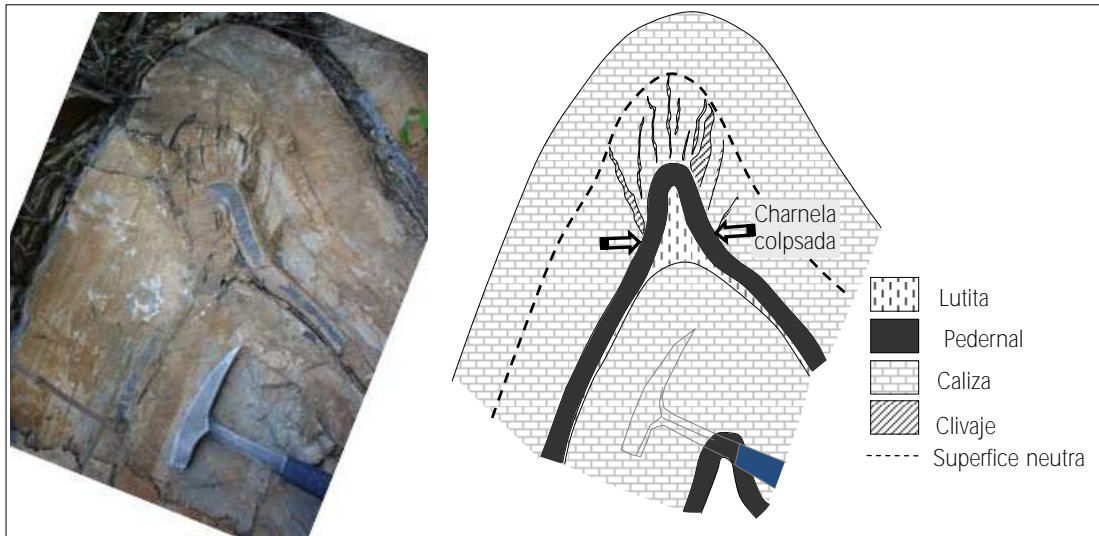


Figura 6.2. Pliegue de la Fm. Santiago que muestra deformación tangencial longitudinal en la zona de charnela. Se observa también una banda de pedernal colpsada en esta zona de charnela debido a la insuficiencia de material arcilloso.

De manera general, los pliegues más cerrados se encuentran entre las escamas del sistema de cabalgaduras que se desarrolló en la margen occidental de la cuenca, lo cual es consistente con el modelo de cuña orogénica en donde se tiene un gradiente de la deformación del traspais hacia el antepais (Davis *et al.*, 1983). Aunque se esperaría que los pliegues fueran más recostados hacia el límite plataforma-cuenca, por el contrario, tienen planos axiales subverticales pero aún buzando hacia la plataforma. La disposición de los pliegues asociados a las escamas de cabalgadura depende de la rotación que tengan las superficies de cabalgadura, pues estas estructuras al aproximarse a la superficie de erosión sinorogénica, siempre incrementan su echado, debido a la incorporación de material a lo largo de la zona de despegue durante la migración del frente de deformación hacia el antepais.

6.4 Rotación de pliegues

La geometría de los pliegues que se encuentran dentro del sistema de cabalgaduras del borde occidental de la cuenca, está asociada a la evolución de la deformación. Mientras que las cabalgaduras de la zona de antepais son de bajo ángulo, las cabalgaduras del límite plataforma-

cuenca incrementan gradualmente la inclinación de sus planos y con ello también los planos axiales de los pliegues involucrados en cada paquete cabalgado. Esto ocurre cuando el desplazamiento es transferido a una nueva superficie de cabalgadura en el frente de avance de la cuña, por lo que las escamas de cabalgadura previamente formadas, tienden a rotar como consecuencia de su geometría con respecto a los esfuerzos locales aplicados (Allerton, 1998), rotando con ellas a los pliegues formados dentro de cada escama. Esta es una evidencia de que la deformación o el desarrollo de cabalgaduras se iniciaron en el límite plataforma-cuenca y migró hacia la zona de antepaís, como lo indican también los resultados de acortamiento.

6.5 Temperatura de la cuenca

Los resultados arrojados por las muestras son muy variables. Espacial y estratigráficamente se esperaría que los valores mínimos de $T_{máx}$ se encontraran en las partes más distales del límite plataforma-cuenca y que hubiera una correlación con la estratigrafía de la cuenca, sin embargo, los valores son bastante erráticos.

En seis de las 11 muestras se obtuvieron $T_{máx}$ que superan la temperatura de madurez de la materia orgánica (Figura 6.3), lo cual significa que en estos puntos de la cuenca hubo un mayor flujo de calor o bien que estuvieron sepultadas por un mayor espesor de rocas por apilamiento tectónico. Esto se infiere debido a que si consideramos el espesor promedio de las formaciones y colocamos a cada muestra en su posición estratigráfica previa a la deformación (Figura 6.4), se encontrarían entre los 1800-1950 m de profundidad, la cual no es suficiente para producir un gradiente geotérmico necesario para la sobremaduración en la materia orgánica que existía en ese momento.

Dos de las muestras con T_{max} de 473°C quedan en el límite de generación de hidrocarburos y corresponden con las de la Formación Tamulipas Inferior (Figura 6.3). Es probable que hacia esta zona estratigráfica las condiciones de temperatura no fueran tan altas. De acuerdo con las temperaturas de generación de hidrocarburos, la etapa de la catagénesis se alcanza en el intervalo de temperatura $60\text{-}160^{\circ}\text{C}$. Si consideramos esto, la materia orgánica de estas muestras estuvo a una temperatura ligeramente mayor al límite superior de este intervalo.

Las tres muestras restantes que tienen $T_{m\acute{a}x}$ en un intervalo entre 300-320°C se localizan en las porciones occidental y central de la cuenca, una de ellas es de la Formación Santiago y dos de la Formación Pimienta. Aunque el diagrama de Van Krevelen nos indique que se encuentran en la etapa de metagénesis y catagénesis por sus relaciones de H:C y O:C, las $T_{m\acute{a}x}$ reportadas son relativamente bajas y esto se debe al tipo de kerógeno más que del grado de madurez.

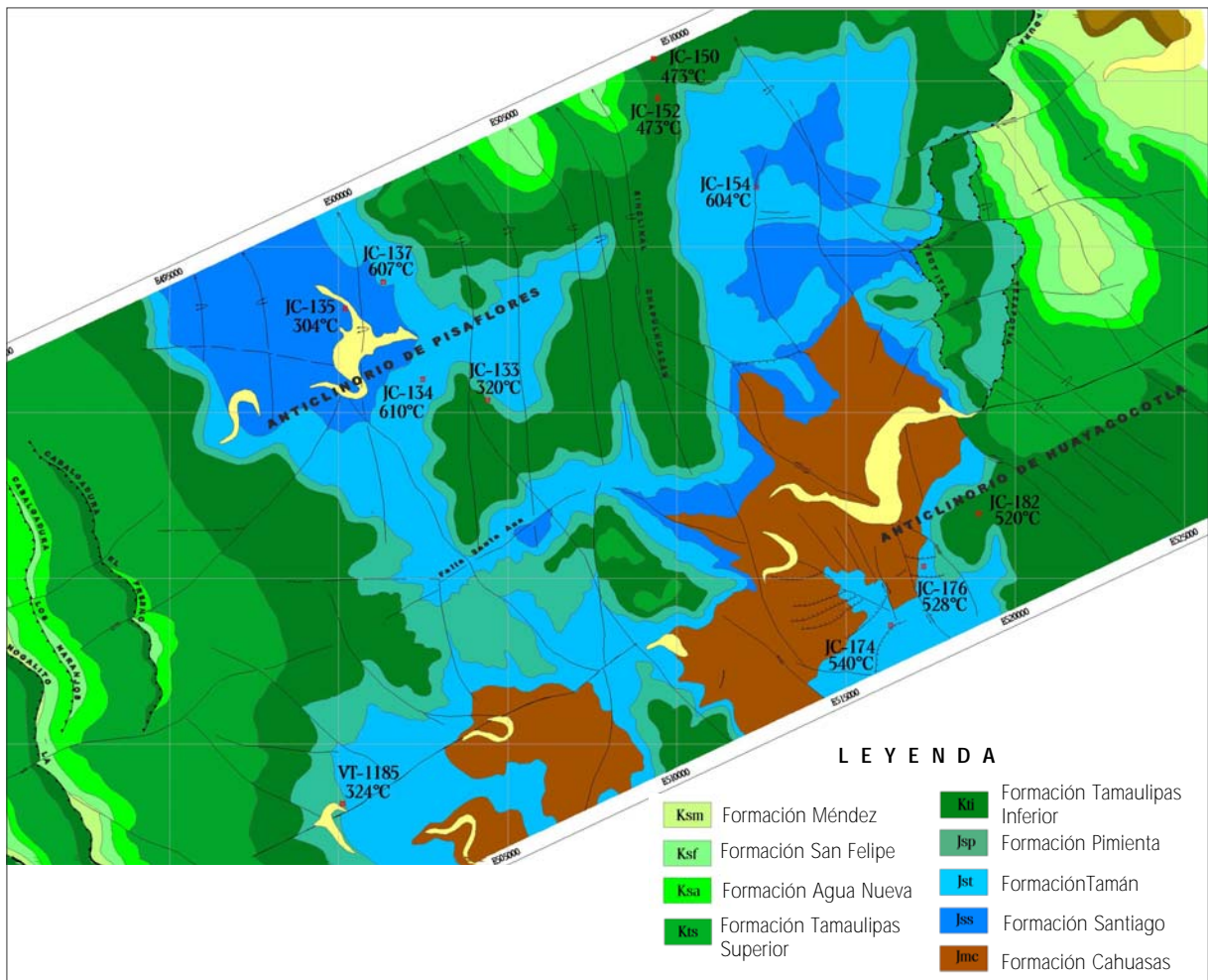


Figura 6.3. Distribución espacial de las muestras colectadas para pirólisis y su valor de $T_{m\acute{a}x}$ (°C) en las formaciones calcáreas jurásicas y del Cretácico Inferior.

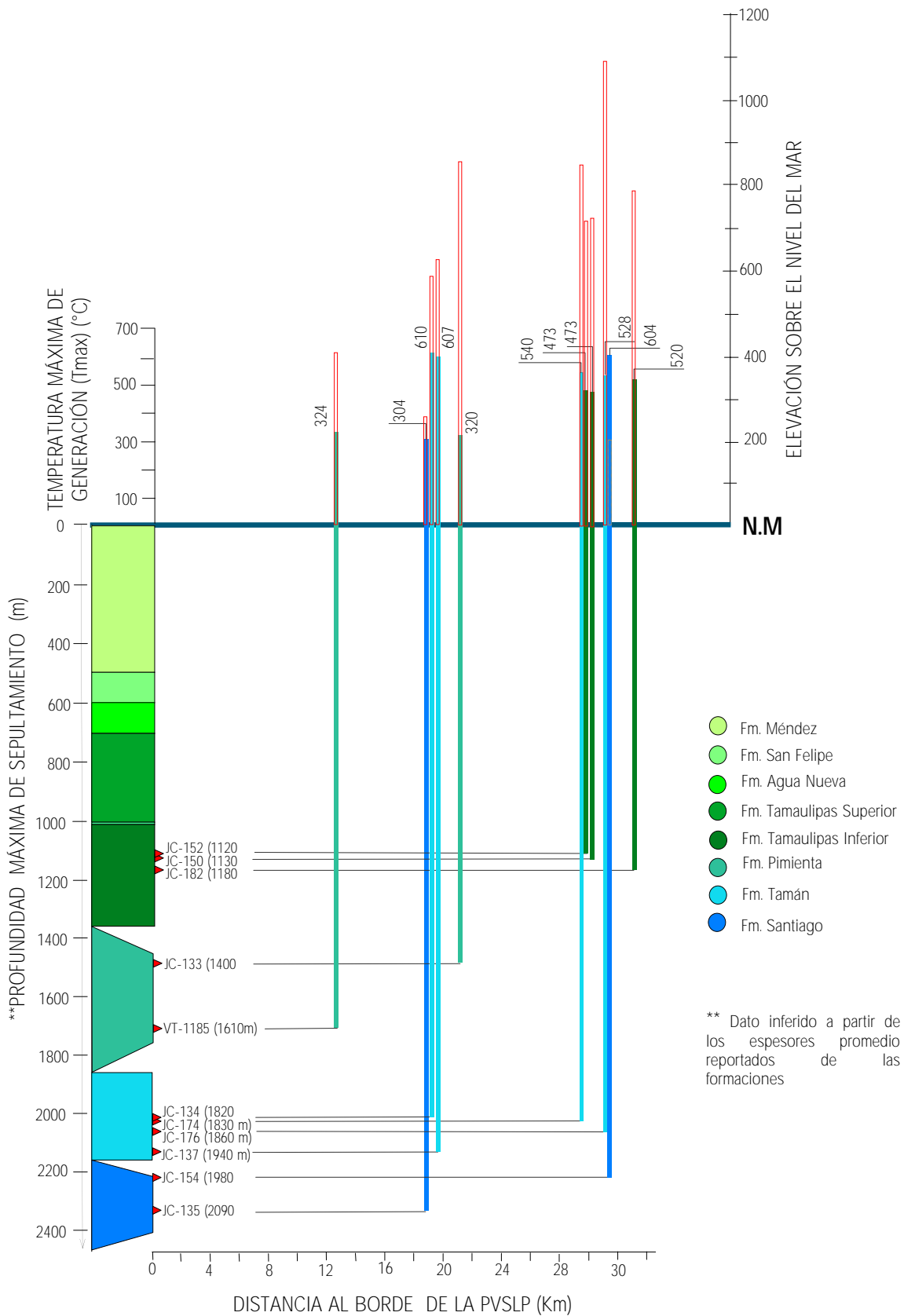


Figura 6.4. Esquema que muestra las posiciones estratigráficas en donde se tomaron las muestras para Tmax, la profundidad, la elevación sobre el nivel del mar a la que fueron tomadas (en rectángulo discontinuo rojo) y los valores de Tmáx con respecto a la distancia al borde de la plataforma (PVSLP).

Contrariamente a lo que se esperaría en esta porción del CPCM en cuanto a las temperaturas máximas de generación se refiere, los valores más altos se registran hacia el frente del orógeno y disminuyen hacia la zona interna. Según un estudio realizado por Gray *et al.* (2001), en el cual determinó las temperaturas de sepultamiento (a través del análisis del crecimiento de la illita), la máxima temperatura alcanzada (por temperaturas de homogeneización a través de inclusiones fluidas) y la temperatura de enfriamiento (por trazas de fisión de helio en apatito), la máxima temperatura que alcanzó la zona externa del CPCM es de 155° a 170°C y tuvo una profundidad de sepultamiento de 5 km (Valencia, 1996; Gray *et al.*, 2001), por lo que los hidrocarburos, si existían, fueron transformados a gas.

Estas consideraciones se basan en el hecho de que hacia el frente del orógeno hubo una gran carga de sedimentos derivados del levantamiento del traspais y mientras que el antepais era sepultado y adquiriría una mayor temperatura, la zona interna experimentaba lo opuesto, a pesar de que las rocas son más antiguas. Así mismo, las temperaturas de levantamiento (enfriamiento) son más altas hacia el frente y menores hacia el oeste del CPCM y además se incrementan de sur a norte.

Una explicación del porqué se tienen temperaturas bajas y altas en tan corta distancia en formaciones geológicas contiguas puede deberse a la presencia de estructuras compresionales como las cabalgaduras (Figura 6.5), que contribuyen de buena manera a que se tenga un apilamiento de las unidades, aumentando el espesor litológico para las rocas que se encuentran en el bloque de piso y por consiguiente aumentando la temperatura que deriva en la sobremaduración de la materia orgánica contenida en estas rocas. En el bloque de techo, por el contrario, las rocas más antiguas ascienden y, dado que la temperatura alcanzada solo por la profundidad de sepultamiento no fue suficiente, la materia orgánica no alcanzó a madurar.

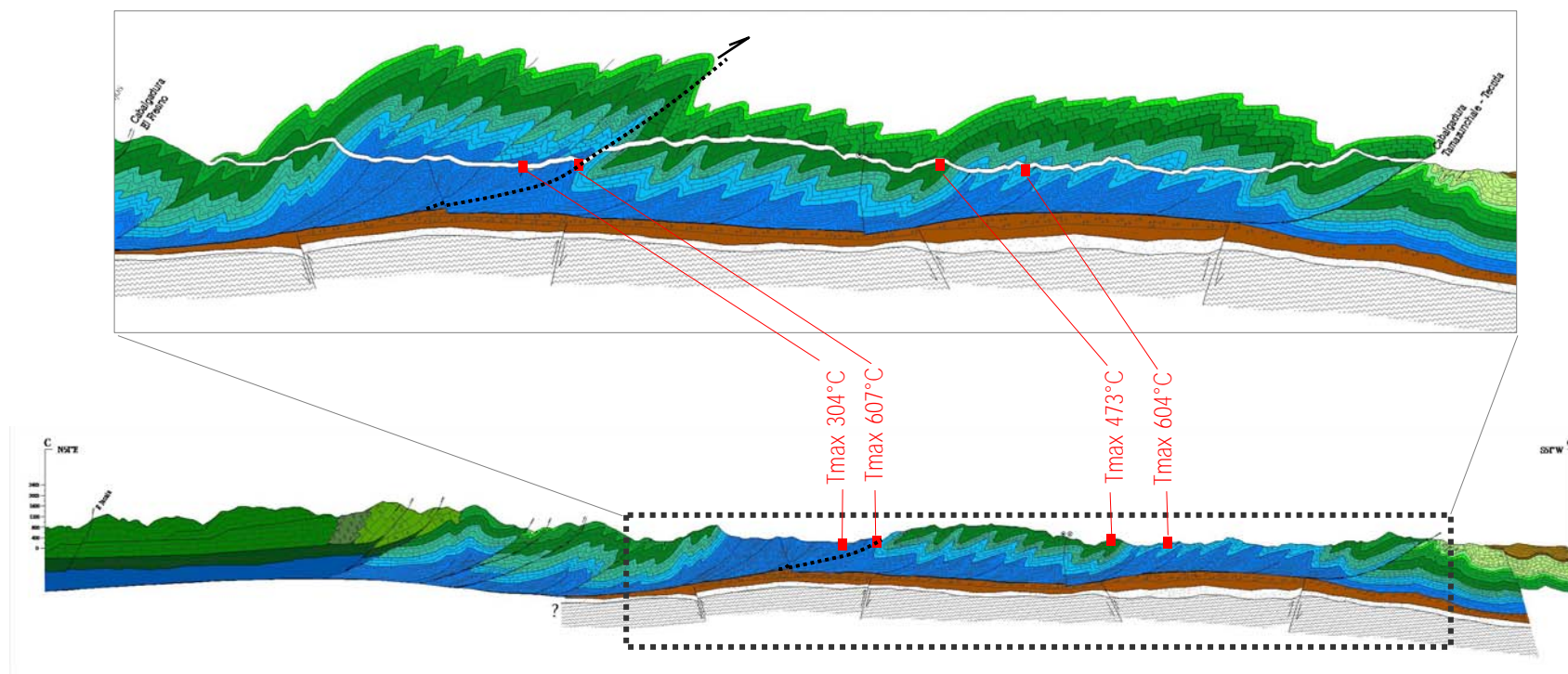


Figura 6.5. Relación entre los valores de T_{\max} con el desarrollo de las estructuras compresivas. Es posible que tanto los planos de cabalgadura como el aumento de espesor debido al plegamiento hayan provocado una mayor grado de madurez en la materia orgánica.

Si el mayor intervalo de deformación se tiene entre los 93 Ma y ~65 Ma se puede inferir que la máxima cantidad de formación de hidrocarburos se tuvo para esta época, sin embargo, para esta porción del CPCM, dado que se tiene un tipo de kerógeno (Tipo III, para unidades jurásicas) que no es bueno para generar hidrocarburos líquidos sino gas, el poco hidrocarburo que se haya formado (80-70 Ma para la PVSLP, según Valencia, 1996) probablemente migró para cuando estaba finalizando este intervalo orogénico y se alojó en areniscas y lutitas de la Fm. Velasco y Grupo Chicontepec que se estaban formando para el paleógeno, ya que su litología les confiere características de rocas almacén.

6.6. Implicaciones tectónicas

El origen de la deformación asociada a la orogenia Laramide aún es tema de discusión, se han propuesto algunos modelos que podrían explicar su desarrollo, sin embargo, aún no queda claro que mecanismo fue el que originó deformación varios kilómetros tierra adentro. Mientras la deformación de edad laramídica involucra basamento en sus estructuras (*thick-skinned*) en el suroeste de los Estados Unidos y límite noroeste de México, se comporta con otro estilo de deformación hacia el norte y noreste de México, donde se ve afectada principalmente la cobertura sedimentaria (*thin-skinned*). La causa de la deformación, en el modelo de subducción, es atribuida a diferentes procesos tectónicos que sugieren una tasa de convergencia rápida entre las placas de Norteamérica y Farallón (English *et al.*, 2003, English y Johnston, 2004; DeCelles, 2004), subducción de una dorsal asísmica (Liu *et al.*, 2010; Saleeby, 2003), subducción de un *plateau* oceánico (Livaccari *et al.*, 1981), pues consideran que cualquiera o todos estos mecanismos pudieron ser los responsables de la somerización de la placa en subducción bajo la placa de Norteamérica.

Como otra alternativa se ha sugerido el modelo de acreción y transpresión de bloques corticales al oeste de la placa de Norteamérica (Maxson y Tickoff, 1996). Este modelo implica deformación por colisión, en el que la adición de masa ejerce esfuerzos compresivos horizontales en la corteza continental y provoca deformación en el antepaís (English y Johnston, 2004). La mayoría de los orógenos formados por procesos de colisión involucran un núcleo de basamento en sus estructuras (Maxson y Tickoff, 1996).

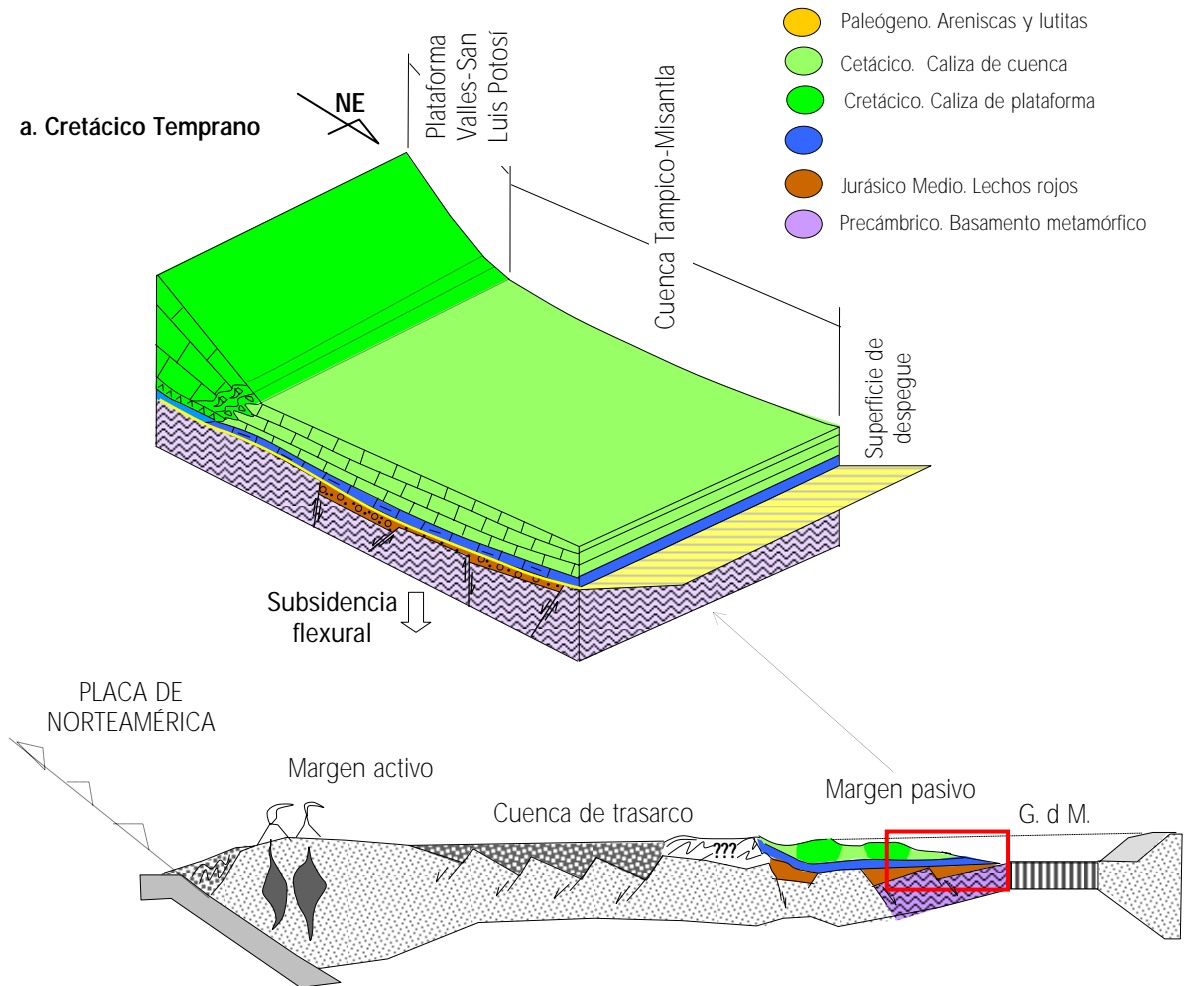


Figura 6.6. a. Ubicación del área de estudio en un contexto tectónico para el Cretácico Temprano. El basamento metamórfico forma pilares y fosas tectónicas sobre las cuales se depositan las secuencias de *riff* y subsecuentemente las unidades carbonatadas de margen pasivo. El diagrama de arriba muestra el nivel estratigráfico en el que se localiza la superficie de despegue de la cubierta sedimentaria.

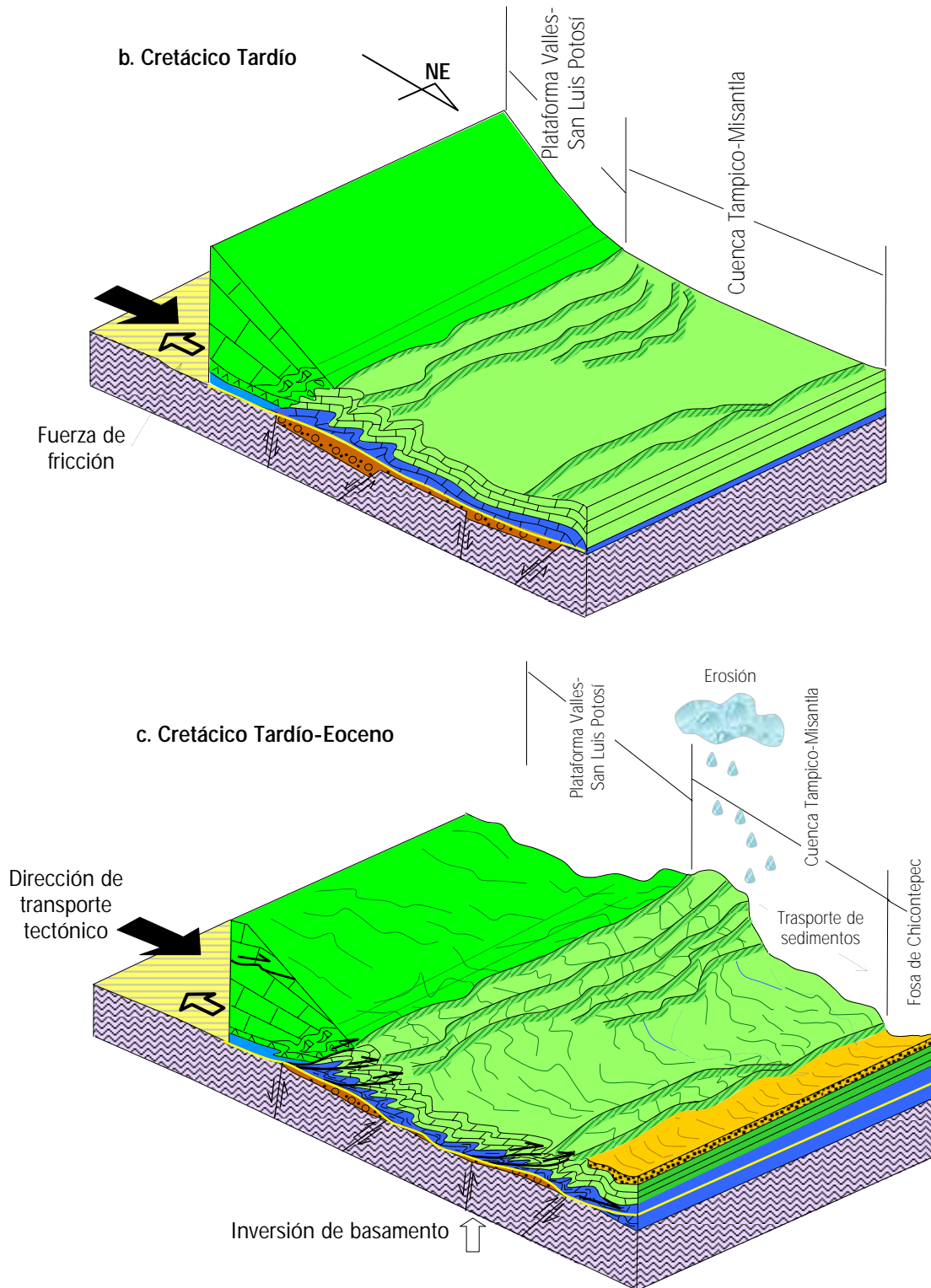


Figura 6.6 b. Para el Cretácico Tardío, durante la deformación, la plataforma Valles-San Luis Potosí se comporta como un contrafuerte empujando y plegando a las facies de la cuenca Tampico-Misantla en una etapa inicial. **c.** para el Cretácico más tardío la deformación se intensifica, en la zona de transición plataforma-cuenca se concentra el desarrollo de cabalgaduras, mientras que el resto de la cuña es deformada por pliegues y nuevas cabalgaduras se forman en el frente de avance. Por su parte, las fallas normales del basamento cambian a fallas inversas de alto ángulo para acomodar la deformación. En el Paleógeno nuevas cuencas de antepaís reciben sedimentos de la erosión de las partes ya levantadas (Cuenca de Chicontepec) y para el Eoceno estas rocas son también deformadas.

Cualquiera que haya sido el mecanismo que originó la deformación de todo el cinturón cordillerano, deja la evidencia de que, durante la deformación, pudieron haber intervenido varios factores que originaron dos dominios estructurales para el mismo intervalo de tiempo. Estas diferencias estructurales que presenta el segmento cordillerano a lo largo de su traza, responden también a la configuración del basamento antiguo y a la estratigrafía. En el CPCM, la secuencia Jurásico-Cretácica tuvo un papel fundamental en las características y evolución de la deformación de la carpeta sedimentaria, ya que de manera regional la superficie de despegue se localiza en el contacto entre las unidades clásticas derivadas del rifting con las unidades asociadas al margen pasivo, que son menos competentes (Figura 6.6a). Es también importante mencionar que, dentro de las unidades de margen pasivo, puede haber evaporitas o lutitas carbonatadas, cuya distribución geográfica y posición estratigráfica contribuyeron a la cantidad de acortamiento para distintos sectores del CPCM.

En la evolución de este margen pasivo, se instauraron plataformas y cuencas durante el Cretácico Temprano (Figura 6.6a), cuyos cambios laterales de facies representaron discontinuidades mecánicas que se reflejaron en la estructura interna del CPCM. Así mismo, el comportamiento de la zona de despegue tuvo algunas variaciones mecánicas a lo largo del CPCM. Si consideramos a esta porción de la corteza superior con una geometría en forma de cuña durante la deformación, cuyo mecanismo de empuje fueron los esfuerzos transmitidos por la placa subductante hacia el interior del continente y en este caso, hacia el margen pasivo, tenemos que las plataformas tuvieron, localmente, el papel de contrafuerte y que de alguna manera controlaron la intensidad de la deformación en sus facies adyacentes (Dixon, 2004). La presencia de un intervalo de mayor resistencia en la zona de despegue implica, en el modelo de una cuña orogénica, una mayor cantidad de deformación interna (del CPCM), resultando mayor desarrollo de pliegues y cabalgaduras o mayor apilamiento tectónico, por lo que el relieve topográfico es considerable, la amplitud de la cuña disminuye y su ángulo aumenta.

El segmento del cinturón de pliegues y cabalgaduras que corresponde al presente trabajo, es parte del denominado sector Huayacocotla (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000), el cual se caracteriza por no tener una superficie de despegue evaporítica sino lutito-calcárea (Figura 6.6a). Particularmente, hacia este segmento del CPCM, la posición de la PVSLP al occidente de la CTM fue de gran relevancia durante la compresión, ya que, localmente, se comportó como un

contrafuerte, transmitiendo la deformación hacia las facies menos competentes (CTM). Durante el Cretácico Tardío (Turoniano) toda la carpeta sedimentaria carbonatada que constituía al margen pasivo fue despegada del basamento jurásico (rocas de mayor competencia mecánica) y transportada regionalmente hacia el noreste (Figura 6.6b). En una etapa inicial, el acortamiento, fue acomodado por pliegues formados en el borde occidental de la cuenca.

Para el Cretácico más Tardío (Coniaciano-Santoniano), la actividad volcánica aumentó en el occidente de México (Goldhammer, 1999; Padilla y Sánchez, 2007), por lo que la sedimentación del Golfo de México registra depósitos de calizas, areniscas y lutitas con abundantes horizontes de bentonita (Formación San Felipe), en tanto que la deformación migraba de oeste a este desarrollándose pliegues y cabalgaduras en el interior del cinturón deformado y cuencas de antepaís hacia el frente de éste. El avance del frente de deformación para finales del Cretácico y principios del Paleógeno (Figura 6.6c) propició que grandes volúmenes de roca fueron apilados por acortamiento en las facies de cuenca cercanas al límite de la plataforma, hacia el frente se desarrollaron cuencas de antepaís que recibieron sedimentos por la erosión de las porciones levantadas. Algunas fallas de cinemática normal que limitaban pilares y fosas tectónicas en el jurásico, cambiaron su cinemática a fallas inversas de alto ángulo (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Zhou *et al.*, 2006), levantando parcialmente los depósitos clásticos (formaciones Huizachal, Huayacocotla y Cahuascal) y plegando localmente a la superficie de despegue.

7. CONCLUSIONES

■ La naturaleza de la superficie de despegue influyó en la deformación interna de cada elemento paleogeográfico. La plataforma tiene un sustrato de evaporitas que facilita el desplazamiento y disminuye, parcialmente, la deformación interna. Por otro lado, la carpeta sedimentaria de la cuenca se despega a nivel de lutita calcárea y caliza, lo que permite una mayor tracción en la superficie de despegue que deriva en una considerable cantidad de deformación interna dentro la cuenca.

■ La plataforma Valles San Luis Potosí y la cuenca Tampico-Misantla acomodan la deformación de diferente manera, debido a que su comportamiento mecánico es distinto. Mientras que los espesores de los estratos de la plataforma sólo permiten el desarrollo de pliegues amplios (de escala kilométrica), además de rampas y *flats*, la cuenca acomoda mucho más acortamiento a través de pliegues, cabalgaduras y escasos dúplexes intraformacionales.

■ Mediante estimaciones de acortamiento en pliegues a escala métrica, se determinó que la mayor cantidad de acortamiento se tiene en el borde occidental de la CTM con valores de 50 y 60%, sobre todo aquellas zonas asociadas a las cabalgaduras, con una dirección de transporte tectónico al NE 41-50°. Sin embargo, hay que considerar que las rocas jurásicas cercanas al borde de la PVSLP presentan un acortamiento ligeramente mayor que el que se estima aquí, debido a que en algunas zonas se encuentran replegadas. Hacia el centro de la cuenca, los pliegues acomodan un acortamiento de 30-40% y, en las partes más distales de la CTM, el acortamiento de las unidades está entre 19-32%. Estos datos son consistentes con lo que se espera en el modelo de las cuñas orogénicas, en el cual la deformación decrece del borde de la plataforma hacia la zona de antepaís.

■ El acortamiento mínimo estimado para las cabalgaduras que se desarrollan en límite occidental de la CTM fue varía entre 35-60%, mientras que hacia el frente solo acomodan el 15% del acortamiento.

■ Los resultados de pirólisis realizados a 11 muestras de roca con contenido de materia orgánica muestran, que por lo menos 10 de ellas presentan, kerógeno de Tipo III (derivado principalmente de plantas continentales) y una de Tamaulipas Inferior presenta kerógeno de tipo II (derivado de organismos y algas marinas). La mayor parte de las muestras tomadas tienen una etapa de sobremaduración, mientras que dos (de la Formación Tamaulipas Inferior) se encuentran en el límite entre la etapa madura a sobremadura y tres de ellas se encuentran en la etapa submadura.

■ Con base en las temperaturas máximas de generación ($T_{\text{máx}}$) se interpretó que la mayor parte de la materia orgánica llegó a la etapa de catagénesis y con ello se infiere que la mayor parte de las rocas de la CTM superaron la temperatura de 160°C , debido al apilamiento tectónico. Los contrastes de temperaturas en áreas tan cercanas es atribuido a la presencia de cabalgaduras, ya sea que acumulen un considerable espesor en el bloque de techo por lo que la materia orgánica del bloque de piso evolucionará térmicamente de manera distinta. Otro factor puede ser el calor que se acumula por la fricción cerca de los planos de cabalgadura.

■ De manera general, se cubrieron los objetivos planteados para este trabajo, además se observaron aspectos nuevos en la deformación que nos llevaron a proponer dos eventos de acortamiento que corresponde a la edad de la orogenia Laramide. La primera fase de deformación es la que constituye la estructura principal del CPCM, la dirección del transporte tectónico con cima al NE entre $41\text{-}50^{\circ}$ y se considera se llevó a cabo desde el Turoniano hasta finales del Cretácico (Maastrichtiano). La segunda fase de deformación, aunque es menos evidente, prácticamente mantiene el rumbo de las estructuras, por lo que bien podría ser consecuencia de la deformación progresiva del CPCM. En esta deformación se originan pliegues muy amplios, la inversión del basamento metamórfico se considera de esta segunda fase pues está plegando a la zona de despegue de la fase D1. Por las rocas que afecta se cree que tuvo lugar en el Eoceno Temprano.

■ El análisis de estructuras a nivel de afloramiento es un trabajo que aportó datos representativos del comportamiento de los cinturones de pliegues y cabalgaduras a escala regional. Sin embargo, para obtener un estudio más fino considero que hacen falta los datos de pozos o de otras herramientas que aporten información del subsuelo.

8. REFERENCIAS

Aguayo, C. J., 1977, Sedimentary environments and diagenesis of a Cretaceous reef complex, Eastern Mexico. Instituto Mexicano del Petróleo.

Aguayo, C. J., Sandoval, O. J., Santillán, P. N., Araujo, M. J., 2006. Geología regional de la Cuenca de Chicontepec del centro-oriente de México, como antecedente para el estudio de su porción noroccidental en afloramientos. III Simposio de la Investigación y Desarrollo en la Facultad de Ingeniería.

Allerton, S. 1998. Geometry and kinematics of vertical-axis rotations in fold and thrust belts. *Tectonophysics* 299. pp 15–30

Alzaga-Ruiz, H., López, M., Roure, François., Séranne, Michel. 2009. Interactions between the Laramide Foreland and the passive margin of the Gulf of Mexico: Tectonics and sedimentation in the Golden Lane area, Veracruz State, Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 26 (2009) 951–973.

Aranda, G. J., Torres, H. R., Carrasco, N. G. y Aguillón, R. A., 2000. Contrasting styles of Laramide folding across the west-central margin of the Cretaceous Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 17, No. 2. pp. 97-111.

Bastida, F. 1981, Medida de la deformación a partir de pliegues paralelos aplastados. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 11, 15-33.

Boyer, S. E., Elliott, D. 1982. Thrust systems. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. V. 66. No. 9. p. 1196-1230.

Boyer, S. E., 1986. Styles of folding within thrust sheets: examples from the Appalachian and Rocky Mountains of the U.S.A. and Canada. *Journal of Structural Geology*. Vol. 8, Nos. 3/4. pp 325-339.

Butler, R. W. H., 1987. Thrust Sequences. *Journal of the Geological Society, London*. Vol. 144. pp. 619-634.

Cantú-Chapa, A., 1971. La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. Vol 3. pp. 17-40.

Carrillo-Bravo, J., 1965. Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol 17. pp. 73-96.

Carrillo, B. J. 1971. La plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. 23. 106 p.

Contreras, P. J., 1993. Distribución de esfuerzos y estabilidad mecánica de márgenes de plataformas carbonatadas. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 56p.

- Dahlen, F. A., Suppe, J. 1984., Mechanics of Fold-and-thrust Belts and Accretionary Wedges: Cohesive Coulomb Theory. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 89, No. B12. pp. 10,087-10,101.
- Dahlstrom, C.D., 1969. Balanced cross sections: *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol 6. pp. 743-757.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F. A., 1983. Mechanics of Fold-and-thrust Belts and Accretionary Wedges. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 83, No. B2. pp. 1,153-1,172.
- DeCelles, P. G., 2004. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U. S. A. *American Journal of Science*. Vol. 304. pp. 105-168.
- DeCelles, P. G., Coogan, J. C., 2006. Regional structure and kinematic history of the Sevier fold-and-thrust belt, central Utah. *GSA Bulletin*. Vol. 118. No. 7/8 pp 841-864.
- Deville, E., Sassi, W., 2006. Contrasting thermal evolution of thrust systems: An Analytical and modeling approach in the front of the western Alps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Vol. 90. No. 6. pp 887-907.
- Dixon, J. M., 2004. Physical (centrifuge) modeling of fold-thrust shortening across carbonate bank margins – timing, vergence, and style of deformation, in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG. Memoir 82*. pp. 223 –238.
- Durand, B., 1985. Diagenetic Modification of Kerogens. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*. pp. 77-90.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, G. M., Marret, R. 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. LIII. pp. 1-26.
- English, J. M., Johnston, S. T., Wang, K., 2003. Thermal modelling of the Laramide orogeny: testing the flat-slab subduction hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters* 214. pp. 619-632
- English, J. M., Johnston, S. T., 2004. The Laramide Orogeny: What Were the Driven Forces?. *International Geology Review*. Vol. 46. pp. 833-838.
- Enos, P., Stephens, B. P. 1993. Mid-Cretaceous basin margin carbonates, east-central Mexico. *Sedimentology*, Vol. 40. pp. 539-556.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G. 2011. Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt, in: Poblet, J. y Lisle, R. special publication on Kinematics y Tectonic Styles of Fold-Thrust Belts, *Geological Society of London*, 349, 149-167.
- Garfias, V. R. 1915. The oil region of north eastern Mexico. *Economic Geology*. Vol. 10. pp. 195.
- Ghosh, S. K., 1993. *Structural Geology. Fundamentals and modern developments*. Pergamon Press. 598p.

Gray, G. G., R. J. Pottor, D. A. Yurewicz, K. I. Mahon, D. R. Pevear, and R. J. Chucgla, 2001, Thermal and chronological record of syn-to post- Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, México, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems. AAPG Memoir 75. pp. 159-181.

Goldhammer, R. K, 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado. Geological Society of America. Special Paper 340. pp. 1-58.

Hantschel, T., Kauerauf, I. A, 2009. Fundamentals of basin and petroleum systems modeling. 2009. Springer. 476p.

Heim, A. 1940. The front ranges of Sierra Madre Oriental, México, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: Eclogae. Helvetiae. Vol. 33. pp. 314-362.

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

Hudleston, P., Stephansson, O., 1973. Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. Tectonophysics. Vol. 17, Issue 4. pp. 299-321.

Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, v. 47, pp.1091-1152.

Ismat, Z., Mitra, G. 2005. Fold-thrust belt evolution expressed in an internal thrust sheet, Sevier orogen: The role of cataclastic flow. Geological Society of America Bulletin. v. 117 no. 5-6 p. 764-782.

Kwon, Sanghoom., Mitra, G. 2004. Strain distribution, strain history, and kinematic evolution associated with the formation of arcuate salients in fold-thrust belts: The example of the Provo salient, Sevier orogen, Utah. Geological Society of America. Special Paper 383.

Lafargue, E., Marquis, F., and Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 Application in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. Revue de L'Institut Français du Pétrole. Vol. 53, No. 4. pp. 421-437.

Lan, L., Hudleston, P., 1996. Rock rheology and sharpness of folds in single layers. Journal of Structural Geology. Vol. 18, Issue 7. pp. 925-931.

Lijó, J., Sotomayor, J. 2006. Origen geoquímico del gas natural: Gases combustibles e inertes. G.P.A. Estudios y Sevicios Petroleros S.R.L. Nota técnica No. 42.

Liu, L., Gurnis, M., Seton, M., Saleeby, R. Müller, D., Jackson, J. M. 2010. The role of oceanic plateau subduction in the Laramide orogeny Nature Geoscience. Advance Online Publication.

- Livaccari, R. F., Burke, K., Sengor, A. M. C. 1981. Was the Laramide orogeny related to subduction of an oceanic plateau? *Nature*. Vol. 289. pp. 276-278.
- Llorente, M., 1999-2000. Geología del carbón y del petróleo. Nota técnica. pp. 1-14.
- López, D. R., 2003. La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, centro – noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 20, No. 1. pp. 1-19.
- Magoon, L. B., Hudson, T. L., Cook, H., E. 2001. Pimienta-Tamabra (!) A giant supercharged petroleum system in the southern Gulf of Mexico, onshore and offshore Mexico, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. AAPG Memoir 75. pp. 159-181.
- Maxson, J., Tikoff, B. 1996. Hit-and-run collision model for the Laramide orogeny, western United States. *Geology*. Vol. 24. No. 11. pp.968-972.
- McCormack, N., Clayton, G., Fernandes, P., 2007. The thermal history of the Upper Palaeozoic rocks of southern Portugal. *Marine and Petroleum Geology* 24 (2007) pp. 145–150
- Muir, J. M., 1936. *Geology of the Tampico region: Tulsa*. American Association of Petroleum Geologists, 280p.
- Nickelsen, R. P., 1979. Sequence of structural stages of the Allegheny Orogeny, at the Bear Valley Strip Mine, Shamokin, Pennsylvania. *Am. J. Sci.* 279. pp. 225-271.
- Nuñez-Betelu, L., Baceta, J. I., 1994. Basics and Application of Rock-Eval/TOC Pyrolysis: an example from the uppermost Paleocene/lowermost Eocene In The Basque Basin, Western Pyrenees. *Fundamentos y Aplicacion de la Pirolisis Rock-Eval/TOC: un ejemplo del Paleoceno final/Eoceno basal de la Cuenca Vasca, Pirineos Occidentales*. *Ciencias Naturales -Natur Zientziak*) No. 46. ISSN 0214-7688. pp. 43-62.
- Ochoa, C. H., 1996. Geología del anticlinorio de Huayacocotla, en la región de Molango, estado de Hidalgo. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. 91 p.
- Ochoa-Camarillo, H., Buitrón, B. E., and Silva-Pineda, A., 1998. Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol 15., No. 1. pp. 57-63.
- Ortega, F. B., 2003. Modelo geológico-estructural y comportamiento del agua subterránea en rocas calcáreas de la porción occidental de la Curvatura de Monterrey. Tesis de licenciatura. Instituto Politécnico Nacional, ESIA, Unidad Ticomán. 90 p.
- Oviedo, G. A. 2005. Rudistas del Cretácico Superior del centro al sureste de México (Recuento sistemático de rudistas americanos). Tesis de doctorado. Universitat Autònoma de Barcelona.

132p.

Padilla y Sánchez, J. R. 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LIX, No. 1, 2007, P. 19-42.

Pessagno, E. A. 1969. Upper Cretaceous stratigraphy of the western Gulf coast area of Mexico, Texas and Arkansas. Geological Society of America Memorial 111. 139p.

Pindell, J., Kennan, L., 2001. Gulf of Mexico and Caribbean Evolution. AAPG in Press.

Ramsay, J. G., 1967, Folding and fracturing of rocks: McGraw-Hill Book Company, New York, 560 p.

Ramsay, J. G., Huber, M. I., 1987. The techniques of Modern Structural Geology Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press. 462 p.

Rosenfeld, J., 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 A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems. AAPG Memoir 75. pp. 159-181.

Saleeby, J. 2003. Segmentation of the Laramide Slab—evidence from the southern Sierra Nevada region. GSA Bulletin. Vol. 115. No. 6. pp. 655-668.

Santamaría, O. D., Arenas, P. R., Escamilla, H. A., 1990. Normalización de la nomenclatura estratigráfica de las cuencas Mesozoicas de México. (Etapa 1: Zona Norte. Cretácico). Informe del Instituto Mexicano del Petróleo (inédito).

Selzer, C., Buitter, S. J.H., and Pfiffner O. A. 2007. Sensitivity of shear zones in orogenic wedges to surface processes and strain softening. Tectonophysics. Vol. 437, Issues 1-4. pp. 51-70

Sepehr, M., Cosgrove, J. W. 2007. The role of major fault zones in controlling the geometry and spatial organization of structures in the Zagros Fold-Thrust Belt. Geological Society, London, Special Publications. Vol. 272. pp. 419-436;

Servicio Geológico Mexicano. (2004a). Carta Geológico-Minera, San Nicolás, F14-C59, escala 1:50,000.

Servicio Geológico Mexicano. (2004b). Carta Geológico-Minera, Chapulhuacán, F14-D41, escala 1:50,000.

Soto, F. 1981. Zonificación microfaunística del Cañón de la Borrega, Tamaulipas. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. Vol. 13. pp. 7-17.

Srivastava, H. B. 2003, Strain determination from concentric folds. Tectonophysics 364. pp 237 – 241.

- Suter, M., 1980. Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental thrust-and-fold belt between Xilitla and the Moctezuma river (Hidalgo and San Luis Potosí States): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista Vol. 4. pp. 19-31.
- Suter, M. 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. Geological Society of America Bulletin. Vol. 95. pp. 1387-1397.
- Suter, M., 1990. Geología de la hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. Carta Geológica de México, serie de 1:100,000 No. 22. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Tissot, B. P. and Welte, D. H., 1982. El petróleo su formación y localización. Nuevas investigaciones para explotación de gas y petróleo. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. 589 p.
- Twiss, R. J., Moores, E.M., 1992, Structural Geology. New York, W.H. Freeman and Co., 532 p.
- Uysal, T., Glikson, M., Golding, S., Audsley, F., 2000. The thermal history of the Bowen Basin, Queensland, Australia: vitrinite reflectance and clay mineralogy of Late Permian coal measures. Tectonophysics 323 (2000) pp. 105–129.
- Valencia, I. J., 1996. Implicaciones de la historia térmica de la Plataforma Valles-San Luis Potosí en la distribución de los hidrocarburos y yacimientos minerales. Bol. AMGP. Vol. XLV, No. 1. pp. 1-19.
- Vázquez-Serrano, A. 2010. Estimación de acortamiento mediante análisis de pliegues tipo *chevron* en la sección Vizarrón-Tamazunchale, Estados de Querétaro, Hidalgo y San Luis Potosí. Tesis de Licenciatura. Benemérita Universidad autónoma de Puebla. 104 p.
- White, D. E. 1949. Los yacimientos de antimonio en la región de Soyatal, Estado de Querétaro. Instituto Nacional para las Investigaciones de Recursos Minerales. Boletín No. 21.
- Wilson, B. W., Hernández, J. P., Meave, T. 1955. Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 18. pp. 1-10.
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in the Geologic History. Editorial Springer-Verlag. 471 p.
- Woodward, N. B., Boyer, S. E. y Suppe, J. 1989. Balanced Geological Cross-Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration. Short Course in Geology: Volume 6. American Geophysical Union.
- Zhou, Y., Murphy, M.A., Hamade, A. 2006. Structural development of the Peregrina–Huizachal anticlinorium, Mexico. Journal of Structural Geology 28. pp. 494–507.

9. ANEXOS

Tabla 5.1 Estimaciones de acortamiento

arco (l_0)	dist. Recta (l_1)	$e = (l_1 - l_0)/l_0$	$1+e = (l_1/l_0)$	-e	-e (%)	Localidad	Formación	Punto Geológico	Distancia al borde de la PVSLP (m)	Ubicación en la CTM
14.8802	12.1077	-0.18632142	0.8136786	0.18632142	18.63214204	Amajac	Agua Nueva	JC163	41276.0846	Sector Oriental
25.4429	18.9276	-0.25607537	0.7439246	0.256075369	25.60753688	Amajac	Agua Nueva	VT-83	37080.4217	
14.0712	9.6306	-0.31558076	0.6844192	0.315580761	31.55807607	tancuilín	Tamaulipas Sup	Tancuilín	29041.4173	
23.0995	18.5598	-0.19652806	0.8034719	0.196528063	19.65280634	Amajac	Tamaulipas Sup	JC-15	35030.3052	
11.4037	7.5197	-0.34059121	0.6594088	0.340591212	34.05912116	Amajac	Tamaulipas Sup	JC-15	35030.3052	
22.2547	17.3102	-0.22217779	0.7778222	0.222177787	22.21777872	Amajac	Tamaulipas Sup	JC-16	34666.9535	
21.2197	10.9316	-0.4848372	0.5151628	0.484837203	48.48372032	Tlanepantla	Tamaulipas Sup	VT-1145	34738.2479	
31.2211	19.4112	-0.37826662	0.6217334	0.378266621	37.8266621	Tlanepanta	Tamaulipas Sup	VT-1145	34738.2479	
28.6335	15.7861	-0.44868423	0.5513158	0.448684234	44.86842335	Xiliapa	Tamaulipas Sup	VT-1154	33369.6955	
25.8794	15.962	-0.38321599	0.616784	0.383215994	38.32159942		Tamaulipas Sup	img_229	26678.1126	
32.7309	14.6412	-0.55267958	0.4473204	0.552679578	55.2679578	cuapilol	Tamaulipas Sup	VT-1154	33369.6955	
30.047	24.6752	-0.17877991	0.8212201	0.178779911	17.87799115	tancuilín	Tamaulipas Sup	VT-1137	26678.1126	
20.3	16.3722	-0.19348768	0.8065123	0.193487685	19.34876847	tancuilín	Tamaulipas Sup	VT-1137	26678.1126	
22.8918	13.4862	-0.41087202	0.589128	0.410872015	41.08720153	Zacualtipanito	Tamaulipas Inf	VT-1145	34738.2479	
21.681	14.5664	-0.32814907	0.6718509	0.328149071	32.81490706	Tectitla	Pimienta	VT-1148	34842.6606	
17.7392	17.2323	-0.02857513	0.9714249	0.028575133	2.857513304	Cuatolol	Tamán	JC-175	30545.695	
55.9074	23.8796	-0.57287229	0.4271277	0.572872285	57.28722852	El Carrizal	Tamán	VT-1149	35555.4246	
40.8711	14.276	-0.65070673	0.3492933	0.650706734	65.07067341	El Carrizal	Tamán	VT-1149	35555.4246	
24.9171	20.1733	-0.19038331	0.8096167	0.190383311	19.03833111	Santiago	Santiago	VT-1157G	32113.2798	
Promedio					33.25675993					
22.76	10.8014	-0.52542179	0.4745782	0.525421793	52.54217926	Agua Zarca	Agua Nueva	JC-148	26047.2787	Sector Central
20.0392	6.575	-0.67189309	0.3281069	0.67189309	67.18930895	Agua Zarca	Agua Nueva	JC-148	26047.2787	
17.5662	6.6415	-0.62191595	0.378084	0.621915952	62.19159522	Agua Zarca	Agua Nueva	JC-148	26047.2787	
24.8714	15.6093	-0.37239962	0.6276004	0.372399624	37.23996237	El Coyol	Tamaulipas Inf	JC-209A	30155.3753	
14.1324	9.8393	-0.30377714	0.6962229	0.303777136	30.37771362	El Coyol	Tamaulipas Inf	JC-210	30356.8571	
30.974	18.5045	-0.40257958	0.5974204	0.402579583	40.25795829	El Coyol	Tamaulipas Inf	JC-210	30356.8571	
30.678	22.334	-0.27198644	0.7280136	0.27198644	27.19864398	Neblinas	Tamaulipas Inf	JC-195C	23676.1497	
57.1262	36.3339	-0.36397135	0.6360287	0.363971348	36.39713476	Neblinas-San Rafael	Pimienta	JC-25	20140.3798	
13.3336	11.0376	-0.17219656	0.8278034	0.172196556	17.21965561	Iglesia vieja	Pimienta	VT-1174	16589.7056	
46.0216	31.798	-0.30906357	0.6909364	0.30906357	30.90635701	Santa Ana	Pimienta	VT-1175	16398.559	
18.4576	14.867	-0.19453233	0.8054677	0.194532334	19.45323336	Santa Ana	Pimienta	JC-19	15761.457	
36.8171	25.6004	-0.30466006	0.6953399	0.304660063	30.46600629	Santa Ana	Pimienta	JC-19	15761.457	
34.2827	22.6817	-0.33839225	0.6616077	0.33839225	33.83922503	San Rafael	Pimienta	JC-196	21168.1623	
37.9649	19.032	-0.49869485	0.5013052	0.498694847	49.86948471	San Rafael	Pimienta	JC-196	21168.1623	
22.1418	15.4439	-0.30250025	0.6974998	0.302500248	30.25002484	San Rafael	Pimienta	JC-196A	21168.1623	
Promedio					37.69323222					

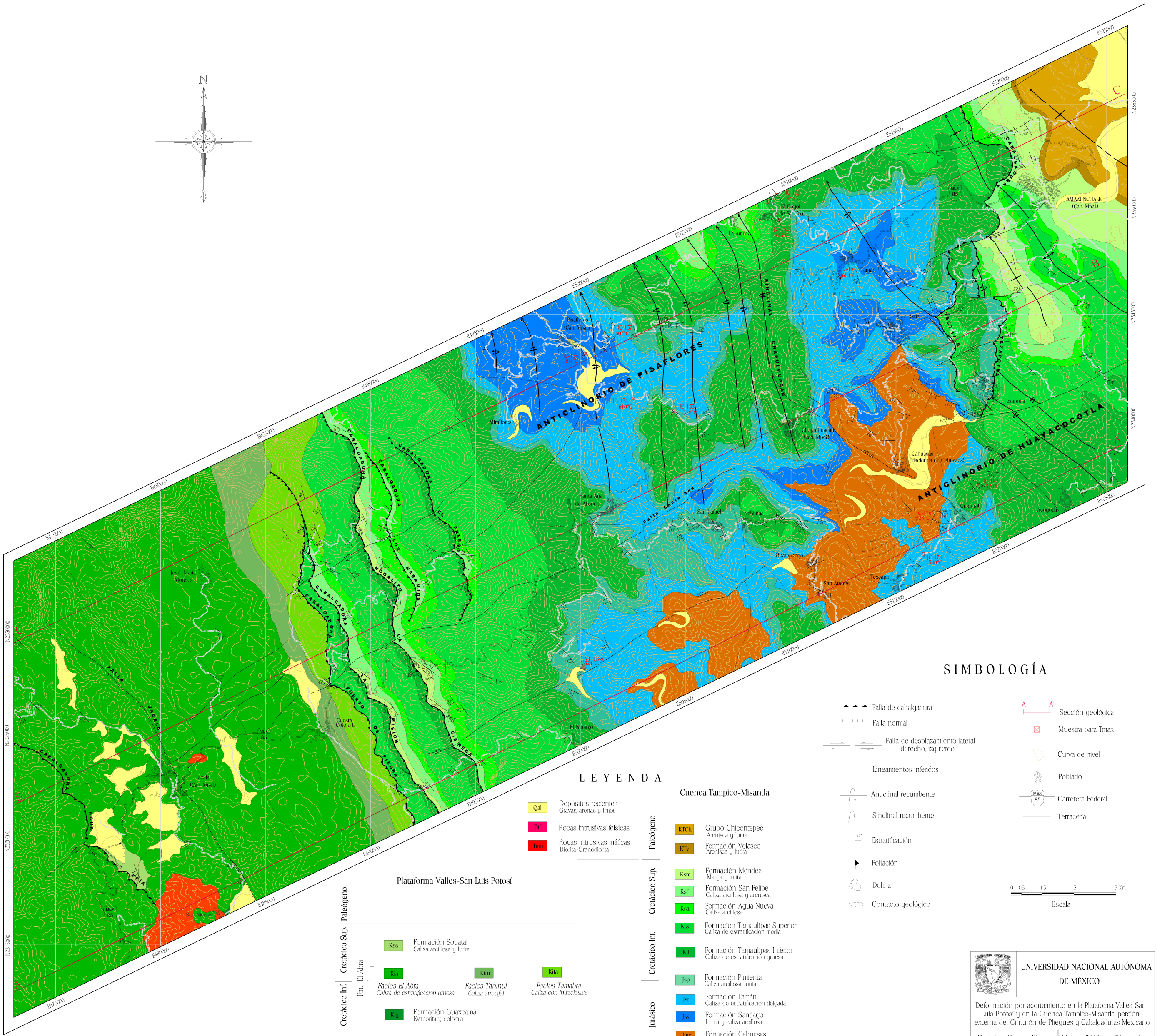
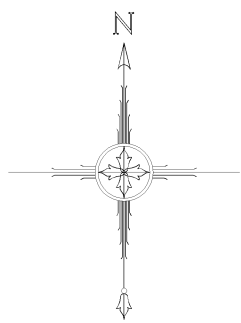
Tabla 5.1 ...Continuación

arco (l_0)	dist. Recta (l_1)	$e = (l_1 - l_0)/l_0$	** $1+e = (l_1/l_0)$	-e	-e (%)	Localidad	Formación	Punto Geológico	Distancia al borde de la PVSLP (m)	Ubicación en la CTM
41.1855	12.4195	-0.6984497	0.3015503	0.698449697	69.84496971	Macajú	San Felipe	JC-214	5595.5735	Sector Occidental
10.8078	4.5457	-0.57940561	0.4205944	0.579405614	57.94056145	Macajú	San Felipe	JC-113	5638.8531	
40.6761	11.2478	-0.7234789	0.2765211	0.723478898	72.34788979	La ciénega	Agua Nueva		4453.1773	
25.039	6.9805	-0.7212149	0.2787851	0.721214905	72.12149047	Macajú	Agua Nueva	JC-104	6379.2696	
41.7073	20.919	-0.49843313	0.5015669	0.498433128	49.8433128	Mesa El Fresno	Agua Nueva	VT-1176	9015.3794	
32.5051	14.2931	-0.56028131	0.4397187	0.56028131	56.02813097	Mesa El Fresno	Agua Nueva	VT-1176	9015.3794	
15.0163	7.4672	-0.50272704	0.497273	0.502727037	50.27270366	Mesa El Fresno	Tamaulipas Sup	VT-1179	8793.1142	
64.3737	37.3631	-0.41959061	0.5804094	0.419590609	41.95906092	Mesa El Fresno	Tamaulipas Sup	VT-1179	8793.1142	
27.4582	15.0824	-0.45071418	0.5492858	0.450714176	45.07141765	Mesa El fresno	Tamaulipas Sup	VT-1179	8793.1142	
55.155	27.663	-0.49844982	0.5015502	0.498449823	49.84498232	El Naranjo	Tamaulipas Sup	JC-187	8306.8327	
10.8486	8.6167	-0.20573162	0.7942684	0.205731615	20.57316151	El Naranjo	Tamaulipas Inf	VT-1325	11058.4111	
24.2208	10.0091	-0.58675601	0.413244	0.586756011	58.67560114	Mesa El Coyol	Pimienta	JC-87	12876.1486	
35.4733	25.149	-0.29104425	0.7089557	0.29104425	29.10442502	Mesa El Coyol	Pimienta	JC-85	11854.3898	
29.0701	15.0267	-0.48308743	0.5169126	0.483087433	48.30874335	El Naranjo	Pimienta	VT-1320	10978.882	
Promedio					51.56688934					

Donde: -e= Elongación
 l_0 = Longitud inicial
 l_1 = Longitud final

Tabla 5.2 Resultados de pirólisis Rock Eval 6.

AFLORAMIENTO	NUMLAB	PROF m	Qty mg	Tmax	S1	S2	S3	PI	PC	TOC	HI	OI	MINC
		160000	63.4	418	0.15	11.98	0.96	0.01	1.07	3.27	366	29	3.31
JC-133	45740		67.2	320	0.09	0.07	0.44	0.57	0.03	0.43	16	102	7.9
JC-134	45741		79.4	610	0.11	0.44	0.43	0.2	0.07	3.96	11	11	5.33
JC-135	45742		72.2	304	0.15	0.18	0.68	0.46	0.06	1.54	12	44	5.85
JC-137	45743		65.3	607	0.09	0.13	0.39	0.41	0.03	1.08	12	36	8.56
JC-150	45744		72.4	473	0.91	2.78	0.41	0.25	0.33	3.13	89	13	7.64
JC-152	45745		71.8	473	0.27	0.73	0.34	0.27	0.1	0.85	86	40	8.58
JC-154	45746		80	604	0.16	0.39	0.44	0.29	0.06	2.55	15	17	6.64
JC-174	45747		78.7	540	0.06	0.25	0.41	0.19	0.05	1.33	19	31	8.33
JC-176	45748		76.3	528	0.16	0.36	0.35	0.3	0.06	1.47	24	24	7.86
JC-182	45749		61.4	520	0.18	0.34	0.38	0.35	0.06	1.19	29	32	9.05
	STD	160000	75.6	418	0.12	12.76	0.94	0.01	1.12	3.34	382	28	3.33
JC-183	45750		61.2	340	0.44	0.37	0.39	0.54	0.08	0.38	97	103	0.48
VT-1185	45751		75.4	324	0.09	0.14	0.46	0.4	0.04	2.52	6	18	6.16



LEYENDA

- Depósitos recientes
Gravas, arenas y limos
- Rocas intrusivas félsicas
- Rocas intrusivas máficas
Diorita-Granodiorita

- Plataforma Valles-San Luis Potosí**
- | | |
|--|--|
| <p>Cretácico Inf.</p> <p>Fm. El Abra</p> <ul style="list-style-type: none"> Formación Soyatal
Caliza arcillosa y lutita <i>Facies El Abra</i>
Caliza de estratificación gruesa <i>Facies Taninul</i>
Caliza arenosa <i>Facies Tamabra</i>
Caliza con intraclastos Formación Guaxcamá
Evaporita y dolomía | <p>Cretácico Sup.</p> <ul style="list-style-type: none"> Formación Méndez
Marga y lutita Formación San Felipe
Caliza arcillosa y arenisca Formación Agua Nueva
Caliza arcillosa Formación Tamaulipas Superior
Caliza de estratificación media Formación Tamaulipas Inferior
Caliza de estratificación gruesa Formación Pimienta
Caliza arcillosa, lutita Formación Tamán
Caliza de estratificación delgada Formación Santiago
Lutita y caliza arcillosa Formación Cahuasas
Conglomerado y arenisca |
|--|--|

- Cuenca Tampico-Misanta**
- Grupo Chicontepec
Arenisca y lutita
 - Formación Velasco
Arenisca y lutita
 - Formación Méndez
Marga y lutita
 - Formación San Felipe
Caliza arcillosa y arenisca
 - Formación Agua Nueva
Caliza arcillosa
 - Formación Tamaulipas Superior
Caliza de estratificación media
 - Formación Tamaulipas Inferior
Caliza de estratificación gruesa
 - Formación Pimienta
Caliza arcillosa, lutita
 - Formación Tamán
Caliza de estratificación delgada
 - Formación Santiago
Lutita y caliza arcillosa
 - Formación Cahuasas
Conglomerado y arenisca

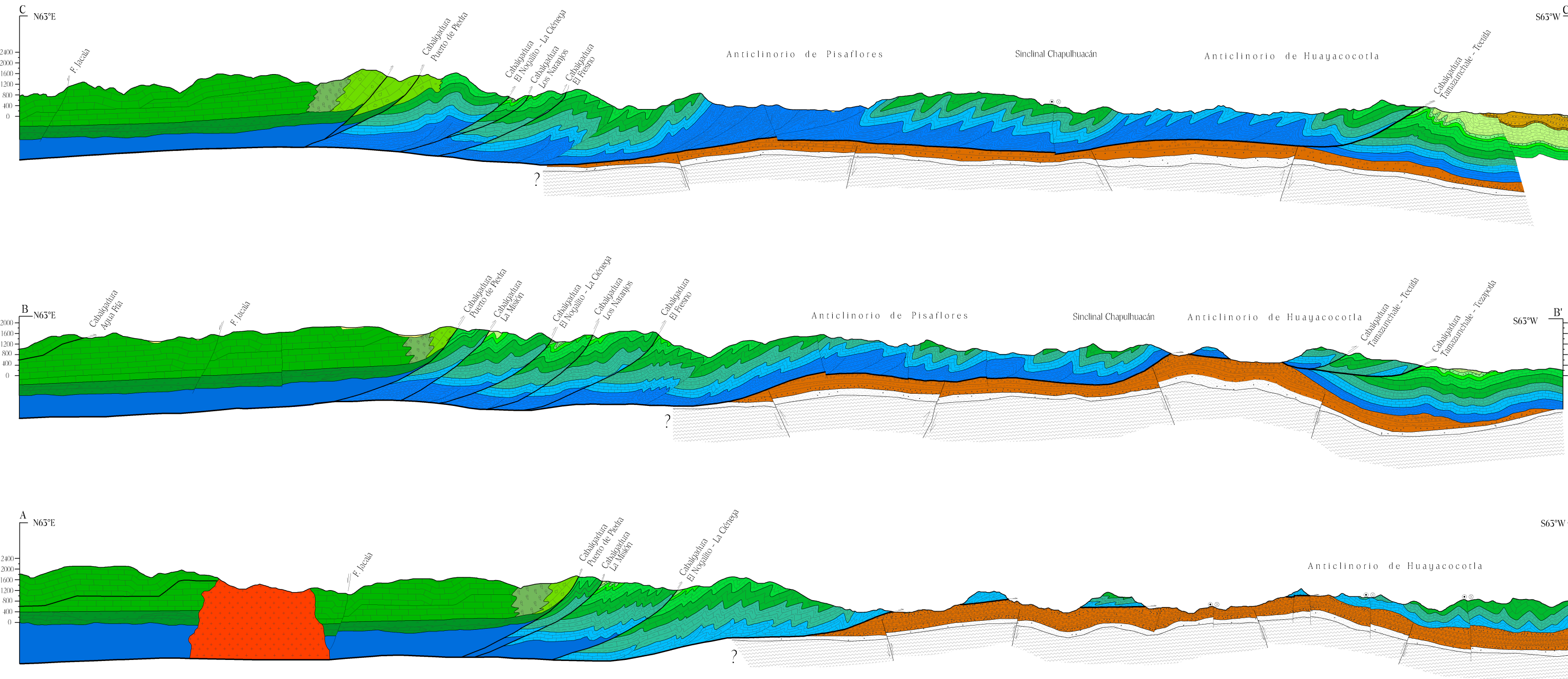
SIMBOLOGÍA

- Falla de cabalgadura
 - Falla normal
 - Falla de desplazamiento lateral
derecho, izquierdo
 - Lineamientos inferidos
 - Anticlinal recumbente
 - Sinclinal recumbente
 - Estratificación
 - Foliación
 - Dolina
 - Contacto geológico
 - Sección geológica
 - Muestra para T_{max}
 - Curva de nivel
 - Poblado
 - Carretera Federal
 - Terracería
- 0 0.5 1.5 3 5 Km
Escala

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico-Misanta: porción extrema del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano

Berlaine Ortega Flores	Marzo, 2011	Plano 2.1
------------------------	-------------	-----------



LEYENDA

Paleógeno	Depósitos recientes	Grupos Chicontepec	Arenisca y lutita
	Gravas, arenas y limos	Formación Velasco	Arenisca y lutita
Cretácico Sup.	Rocas intrusivas máficas	Formación Méndez	Marga y lutita
	Diorita-Granodiorita	Formación San Felipe	Caliza arcillosa y arenisca
		Formación Agua Nueva	Caliza arcillosa
Cretácico Inf.	Fm. El Abra		
	Facies El Abra	Facies Taninul	Facies Tamabra
	Caliza de estratificación gruesa	Caliza arcifal	Caliza con intraclastos
Jurásico	Formación Guacamá	Evaporita y dolomía	Formación Tamaulipas Superior
	Indiferenciado		Caliza de estratificación media
Jurásico		Formación Pimienta	Caliza arcillosa, lutita
		Formación Tamán	Caliza de estratificación delgada
		Formación Santiago	Lutita y caliza arcillosa
Jurásico		Formación Cahuás	Conglomerado y arenisca
		Formación Huayacocotla*	Arenisca y lutita
Precámbrico			Gneiss Huiznopala*

*No ahora en el área de estudio

SIMBOLOGÍA

- Superficie de despegue basal
- Falla de cabalgadura
- Falla lateral izquierda
- Falla normal
- Fallas inferidas



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla: porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicanas

Berlaine Ortega Flores | Marzo, 2011 | Plano 5.1