



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ESTUDIO PETROGRÁFICO,
SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRUCTURAL DE LA
FORMACIÓN SOYATAL EN EL MARGEN
OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ZIMAPÁN,
ESTADOS DE QUERÉTARO E HIDALGO**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

DULCE MARÍA CHÁVEZ AYALA



TUTOR:

DR. GUSTAVE IZARD TOLSON JONES

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja de datos del jurado

1. Datos del alumno
Chávez
Ayala
Dulce María
21 57 98 44
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
309126740
2. Datos del tutor
Dr.
Gustave Izard
Tolson
Jones
3. Datos del sinodal 1
Dr.
Alberto
Vásquez
Serrano
4. Datos del sinodal 2
Dra.
Berlaine
Ortega
Flores
5. Datos del sinodal 3
M. en E.
Miguel Ildefonso
Vera
Ocampo
6. Datos del sinodal 4
M. en C.
Rodrigo
Gutiérrez
Navarro
7. Datos del trabajo escrito
Estudio petrográfico, sedimentológico y estructural de la Formación Soyatal en el margen occidental de la cuenca de Zimapán, estados de Querétaro e Hidalgo
92 p.
2019

Índice

Agradecimientos

Resumen

Abstract

Capítulo I. Introducción.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Localización del área de estudio.....	2
1.3 Planteamiento del problema y justificación.....	4
1.4 Hipótesis.....	5
1.5 Objetivos.....	6
1.5.1 Objetivo general.....	6
1.5.2 Objetivos particulares.....	6
1.6 Metas.....	7
Capítulo II. Marco geológico.....	8
2.1 Introducción.....	8
2.2 Estratigrafía.....	11
2.3 Deformación y estructuras a lo largo del CPCM.....	18
2.3.1 Deformación en el CPCM.....	18
2.3.2 Estructuras en el CPCM.....	20

Capítulo III. Marco teórico.....	25
3.1 Los cinturones de pliegues y cabalgaduras de piel delgada y la teoría de la cuña orogénica.....	25
3.2 Cuencas de antepaís y sistemas de cuenca de antepaís.....	28
3.3 Depósitos sintectónicos en sistemas de cuenca de antepaís.....	32
3.3.1 Corrientes de turbidez y turbiditas en sistemas de cuenca de antepaís marinos.....	32
Capítulo IV. Metodología.....	35
Capítulo V. Resultados.....	38
5.1 Introducción.....	38
5.2 Cartografía geológica.....	38
5.3 Características litoestratigráficas, sedimentológicas y petrográficas de las unidades identificadas en la Formación Soyatal en San Joaquín (Qro.) y Zimapán (Hgo.)	42
5.3.1 Miembro inferior de la Formación Soyatal.....	42
5.3.2 Miembro medio de la Formación Soyatal.....	47
5.3.3 Miembro superior de la Formación Soyatal en San Joaquín.....	51
5.3.4 Miembro superior de la Formación Soyatal en Zimapán.....	52
5.4 Características estructurales.....	55
5.4.1 Miembro inferior de la Formación Soyatal.....	55
5.4.1.1 Descripción mesoscópica.....	55
5.4.1.2 Descripción microscópica.....	57

5.4.2 Miembro medio de la Formación Soyatal.....	59
5.4.2.1 Descripción mesoscópica.....	59
5.4.2.2 Descripción microscópica.....	60
5.4.3 Miembro superior de la Formación Soyatal en San Joaquín.....	62
5.4.3.1 Descripción mesoscópica.....	62
5.4.3.2 Descripción microscópica.....	63
5.4.4 Miembro superior de la Formación Soyatal en Zimapán.....	63
5.4.4.1 Descripción mesoscópica.....	63
5.4.4.2 Descripción microscópica.....	64
Capítulo VI. Discusión.....	66
6.1 Modelos de depósito de la Formación Soyatal y las propuestas sobre su origen.....	66
6.2 Procedencia de la Formación Soyatal y modelo de depósito.....	68
6.2.1 Miembro inferior: rasgos característicos y origen.....	69
6.2.2 Miembro medio: rasgos característicos y origen.....	70
6.2.3 Miembro superior: rasgos característicos y origen.....	72
6.2.4 Modelo de depósito de la Formación Soyatal.....	74
6.3 Las variaciones estructurales a través del paquete sedimentario de la Formación Soyatal.....	77
Conclusiones.....	81
Referencias bibliográficas.....	83

Agradecimientos

Al Dr. Gustave Tolson por su disposición y su tiempo para resolver mis dudas, por las revisiones y las certeras observaciones hechas a mi tesis, por haber atendido cualquier requerimiento a cada paso de su desarrollo, así como por haberme compartido un poco de todo lo que sabe. También por haberme acogido en el proyecto PAPIIT IN115314, proyecto al que reconozco el financiamiento de las jornadas de campo requeridas.

Al Dr. Alberto Vásquez por las enseñanzas que me motivaron y me motivan a seguir adentrándome en la geología estructural, la sedimentología y la petrografía. Por todo lo que aprendí de él, por su ayuda y compañía en el campo y en el laboratorio, por siempre haberse dado tiempo para escucharme, aclarar mis dudas, revisar mis avances e incentivar me, siendo en todo momento un pilar fundamental, además de un gran amigo.

Al Ing. Miguel Vera por las enseñanzas de petrología sedimentaria y de vida, por contribuir en gran medida a mi desarrollo personal y profesional, por la confianza que tiene en mí y en lo que hago, por tantas atenciones, por haber estado siempre dispuesto a escucharme y apoyarme con todo lo que estuviera en sus manos. Por el tiempo dedicado a leer mi trabajo y por las observaciones hechas a éste.

A la Dra. Berlaine Ortega y al M. en C. Rodrigo Gutiérrez por aceptar ser parte de esta etapa tan importante para mí, por el tiempo invertido en la lectura de mi trabajo y en aclarar mis dudas. Por compartirme sus conocimientos mediante sus comentarios a mi tesis y también por las atenciones y el interés que siempre mostraron.

A la UNAM, a su Facultad de Ciencias y a su Instituto de Geología por todo lo que han representado para mí y todo lo que me han brindado. Por permitirme hacer uso de sus espacios, laboratorios y equipos, particularmente los laboratorios de laminación y de microscopios, en los que tuve la valiosa ayuda del Dr. Fernando Núñez Useche y del técnico Joaquín Aparicio Aparicio.

A quienes han contribuido a mi formación al compartirme sus conocimientos, por hacer crecer mi pasión por las Ciencias de la Tierra. A los doctores Roberto Maldonado, Michelangelo Martini y Elizabeth Rangel por su apoyo y sus aportaciones al análisis de mis rocas.

A mis papás por todo su esfuerzo, por el amor infinito e incondicional que me demuestran todos los días, por sus cuidados, por su paciencia, por su comprensión y por todo lo bueno y lo valioso que me han enseñado con su ejemplo. Por constituir un soporte y una motivación a cada paso, valoro muchísimo lo que a lo largo de toda mi vida han hecho por mí y por mi bienestar.

A mis cuatro hermanos por el amor tan grande que me tienen y me demuestran, por ser guía y ejemplo, por su apoyo y protección, por consentirme, por tantos momentos entrañables que me hacen sentir inmensamente afortunada de ser su única y pequeña hermana.

A los primos que en realidad son otros hermanos, a mis tíos, a mis sobrinitos lindos, a mi abuelita Elisa y a mis cuñaditas por dar alegría a todos mis días con su compañía y con sus muestras de amor, por haber estado y estar siempre para mí y por los momentos felices e inolvidables a su lado.

A Sebastián, mi mejor amigo y el compañero de vida que siempre quise encontrar, por todo lo que ha representado para mí desde el día que lo conocí. Por hacerme tan feliz y por elegir estar a mi lado en cada aventura, brindándome todo su amor, apoyo y protección. También a sus papás y a sus hermanos por abrirme las puertas de su casa, por sus muestras de afecto y por todo lo suyo que con gusto han compartido conmigo.

A mis amigos de la licenciatura y especialmente a Sam por todo lo que aprendimos, disfrutamos y enfrentamos juntas, porque la recuerdo a mi lado en las experiencias más bonitas e inolvidables de la carrera de la misma manera que en las difíciles.

A las amistades que perduran a pesar del tiempo: Celic, Armando, Alejandro, Omar, Pedro, Jonathan, Com y Marco. Por su amistad sincera, por estar a mi lado en todo momento, por sus palabras de aliento y por tantos ratos y comidas tan agradables.

A Andrea, Lilian, Rebeca, Paty, Gess, Diana y Eli por su amistad y por sus muestras de afecto, así como por su colaboración y compañía en el campo y durante diferentes etapas de la elaboración de este trabajo.

A todos los demás amigos, compañeros de escuela o de trabajo que de alguna u otra forma facilitaron mi llegada a este punto.

Resumen

En los límites de los estados de Querétaro e Hidalgo aflora la Formación Soyatal, interpretada como una sucesión sedimentaria depositada por corrientes de turbidez en la cuenca de Zimapán, ubicada en la zona de antepaís del Orógeno Mexicano durante el Cretácico Tardío.

Mediante observaciones de campo y de laboratorio se reconocieron claras variaciones en las características litoestratigráficas, sedimentológicas, petrográficas y estructurales a través del paquete sedimentario de la Formación Soyatal, mismas que permiten dividirla en tres unidades: miembro inferior, miembro medio y miembro superior. El primero de éstos refleja una etapa inicial de sedimentación calcárea, mientras que los últimos muestran rasgos de sedimentación principalmente siliciclástica, donde la presencia de lentes de conglomerado, bloques de caliza y estratos gruesos de arenisca en el miembro medio definen las diferencias más claras entre éste y el miembro superior. Asimismo, se encontró evidencia de rocas fuente de naturaleza y ubicación geográfica variadas, que incluyen rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas probablemente ubicadas al oeste-suroeste, al noroeste y dentro del mismo cinturón de pliegues y cabalgaduras. Por su parte, las diferencias estructurales a través del paquete sedimentario están determinadas principalmente por la influencia de las estructuras geológicas mayores, que en el área de estudio corresponden a la cabalgadura El Doctor y al contacto cizallado con la Formación Tamaulipas. Las características sedimentarias y estructurales de la Formación Soyatal permiten una interpretación de evolución dinámica de la cuenca durante el desarrollo del orógeno en el traspais, como han reportado otros autores.

Abstract

Along the boundaries of Querétaro and Hidalgo states in Central Mexico is exposed the Soyatal Formation. It has been interpreted as a turbidite package of the Zimapán basin, which was incorporated to the deforming foreland wedge of the Mexican Orogen during the Late Cretaceous.

On the basis of field and laboratory analyses, including petrography and structural analysis, the Soyatal Formation can be divided in three members: the earliest of these carbonate-rich, and the later two dominantly siliciclastic. The provenance of the sediments is varied and includes igneous, sedimentary and metamorphic clastic materials from areas to the SW, W, and NW as well as sediments from the thrust wedge itself. Structural differences within the Soyatal formation are associated with major structures, notably the El Doctor Thrust and the sheared contact with the Tamaulipas Formation. The sedimentary and structural features of the Soyatal Formation are interpreted to be the result of syntectonic sedimentation followed by encroaching deformation from the hinterland.

Capítulo I. Introducción

1.1 Introducción

La Sierra Madre Oriental es la expresión topográfica que se sitúa al oriente de México. Constituye una de las provincias fisiográficas de este país, así como uno de sus rasgos orográficos más importantes, distintivos y de mayor extensión (aproximadamente 1300 km). Tiene una orientación general NW-SE y cumbres que llegan a sobrepasar los 3000 msnm. Se encuentra delimitada al oriente por la Planicie Costera del Golfo, al poniente por el Altiplano Mexicano, en tanto que al sur por la Faja Volcánica Transmexicana, desde donde se proyecta hacia el NW hasta la frontera norte de México (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000; Chávez-Cabello, 2011; Vásquez-Serrano, 2018).

Geológicamente, la Sierra Madre Oriental ha sido definida como un típico cinturón de pliegues y cabalgaduras, denominado Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; 2012; 2014). El CPCM, resultado del levantamiento y deformación principalmente de rocas sedimentarias mesozoicas, ha sido asociado con la Orogenia Laramide, el evento tectónico más importante que afectó el margen occidental de América del Norte desde el Cretácico hasta el Paleógeno, como parte del desarrollo del Cinturón Orogénico de Norteamérica (Carrillo-Martínez, 1998; Lawton *et al.*, 1999; Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). La expresión del Cinturón Orogénico de Norteamérica en el territorio mexicano corresponde a lo que se conoce como Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

Fitz-Díaz *et al.* (2017) mencionan que, en orógenos como éste, el traspaís y el antepaís muestran interacción de procesos diferentes, siendo para el primer caso la deformación, el magmatismo y el metamorfismo los dominantes, en tanto que en el segundo caso la deformación, la erosión y la sedimentación. En este contexto, los llamados depósitos sin-orogénicos o sintectónicos, depositados en la cuenca de

antepaís asociada a este orógeno, son muy importantes, ya que nos aportan información acerca de la evolución del cinturón orogénico.

Una característica muy favorable es que los depósitos sintectónicos asociados al Orógeno Mexicano se encuentran relativamente bien preservados y expuestos en el centro y noreste de México, siendo la Formación Soyatal una de las principales representantes en el centro del país (Hernández-Jáuregui, 1997; Lawton *et al.*, 1999; Vásquez-Serrano, 2018). De manera general, la Formación Soyatal consta de una sucesión de calizas, areniscas y lutitas calcáreas. Su edad ha sido propuesta en el intervalo Turoniano medio-Santoniano en la cuenca de Zimapán (Hernández-Jáuregui, 1997).

1.2 Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia fisiográfica de la SMO en el centro-oriental del estado de Querétaro, cerca del límite con el estado de Hidalgo, que en esta zona está representado por el río Moctezuma. Dicha área cubre y rodea la cabecera municipal de San Joaquín, Querétaro (Ilustración 1), y se encuentra hacia la porción oriental de la carta San Joaquín (F-14-C-58) del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI).

Desde la Ciudad de México, la ruta de acceso a San Joaquín inicia por la autopista México-Querétaro (carretera federal 57) hasta llegar a San Juan del Río, Querétaro. Después se toma la desviación a la carretera federal 120 San Juan del Río-Jalpan de Serra, pasando por los poblados de Tequisquiapan, Ezequiel Montes, Cadereyta de Montes y Vizarrón de Montes (Ilustración 1).

Adicionalmente, como parte de las descripciones y análisis comparativos requeridos para este trabajo, se hicieron observaciones sedimentológicas, litoestratigráficas y petrográficas cerca del poblado de El Álamo, dentro del municipio de Zimapán, Hidalgo, en la que fue asignada como localidad P1 (Ilustración 1).

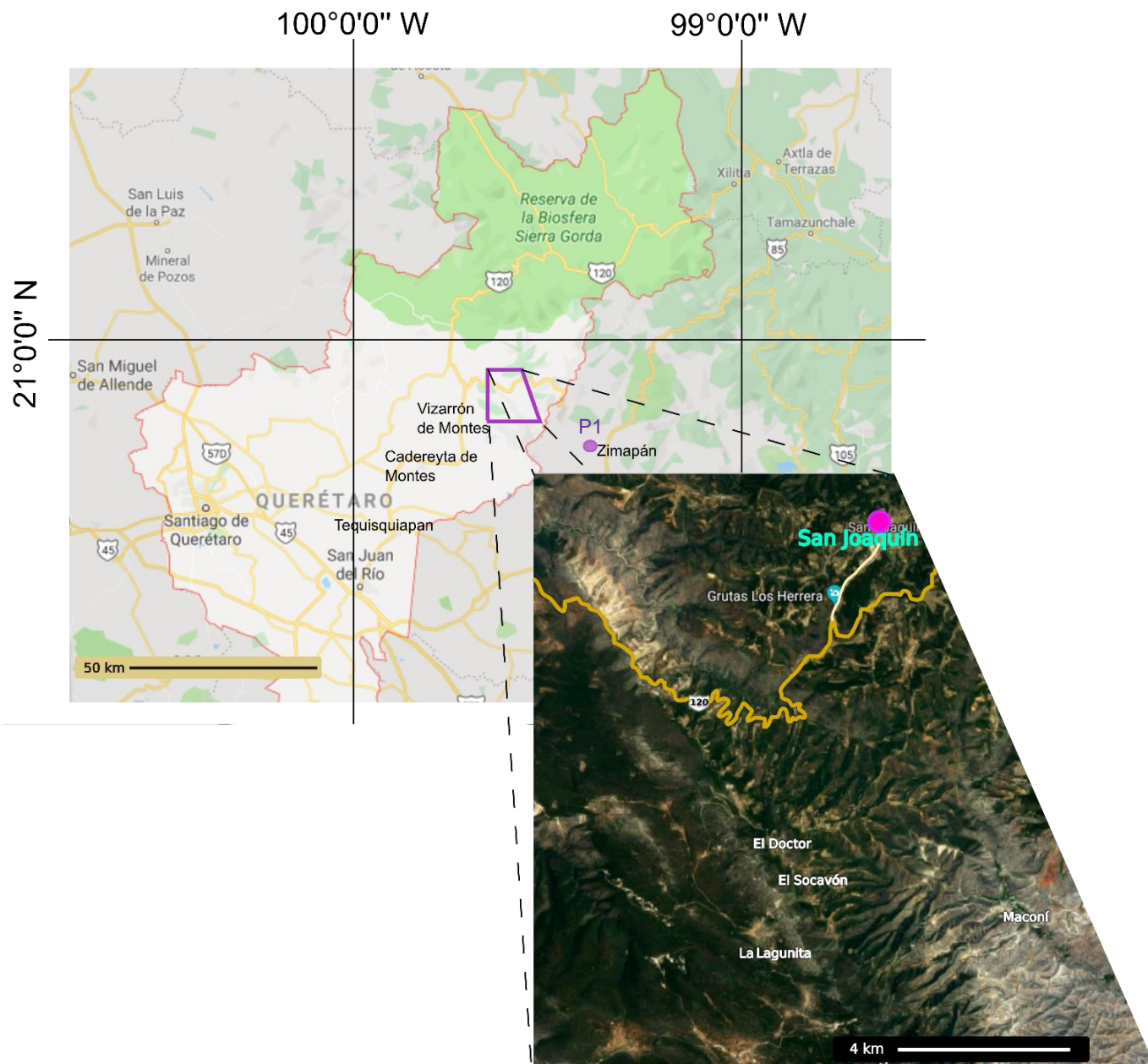


Ilustración 1. Ubicación, delimitación y rutas de acceso correspondientes al área de estudio. Se muestran los límites estatales de Querétaro (polígono rojo), los límites del área de estudio (polígono morado) y un acercamiento a ésta, donde se ubica la cabecera municipal de San Joaquín (punto rosa); también se observan las principales rutas de acceso (líneas amarillas) y, finalmente, la ubicación de la estación estructural P1 (punto morado) en El Álamo, Zimapán, Hidalgo. Fuentes: *Google Maps* y *Google Earth*.

1.3 Planteamiento del problema y justificación

La deformación por acortamiento en la corteza terrestre está representada por la formación de cinturones de pliegues y cabalgaduras (Nemcok *et al.*, 2005). Las regiones plegadas y cabalgadas que se distribuyen a lo largo de los márgenes de muchos cinturones montañosos constituyen una de las estructuras de deformación más ampliamente reconocidas en la Tierra (McClay y Price, 1981; Davis *et al.*, 1983), razón por la que su estudio y análisis resulta importante.

En el caso del CPCM, éste representa el antepaís del Orógeno Mexicano, mismo que abarca una porción muy extensa del territorio mexicano (Chávez-Cabello *et al.*, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Como parte de la evolución natural de cinturones orogénicos como éste, es común el desarrollo de sistemas de cuenca de antepaís (DeCelles y Giles, 1996), donde los sedimentos derivados de la erosión del orógeno son depositados al tiempo que éste se forma (depósitos sintectónicos). El CPCM tiene asociado un sistema de cuenca de antepaís, donde los depósitos sintectónicos están representados por una sucesión sedimentaria caracterizada por una alternancia rítmica de arenisca calcárea y lutita (*flysch*) del Cretácico Superior y Paleoceno (Suter, 1987; Hernández-Jáuregui, 1997; Lawton *et al.*, 1999; Vásquez-Serrano, 2018).

Dado que los depósitos sintectónicos (como los representados por la Formación Soyatal, que son el relleno de la cuenca de Zimapán) se depositan contemporáneamente a la formación del cinturón orogénico, registran parte de su historia evolutiva y de deformación, de los procesos de exhumación-erosión de las rocas fuente, así como el grado de transporte de los sedimentos. Por lo tanto, conocer sus características y variaciones tanto litoestratigráficas como estructurales resulta muy importante (Jordan, 1981; Hernández-Jáuregui, 1997); además, es fundamental para reconocer el modelo tectónico sinsedimentario asociado y establecer su conexión con el desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgaduras (en este caso el CPCM) (Flemings y Jordan, 1990; Hernández-Jáuregui, 1997; Vásquez-Serrano, 2018).

Adicionalmente, en la exploración de hidrocarburos en el mundo, el estudio de los cinturones orogénicos y de los sistemas de cuenca de antepaís asociados es de gran importancia, ya que permite evaluar sus características estructurales y sedimentológicas para determinar su potencial como parte de un sistema petrolero (Jordan, 1991; Hernández-Jáuregui, 1997; Cooper, 2007; Covault y Graham, 2008; Goffey *et al.*, 2010; Fitz-Díaz *et al.*, 2014). Cabe destacar que, tanto en México como a nivel mundial, las cuencas de antepaís de cinturones orogénicos contienen yacimientos de hidrocarburos de gran importancia, pues la mayoría de éstas tienen completo el sistema petrolero (Picha, 1996; Cooper, 2007; Picotti *et al.*, 2007; Goffey *et al.*, 2010; Chávez-Cabello, 2011; Gómez-Islas, 2015).

El estudio del CPCM y de los depósitos sintectónicos de la Formación Soyatal que este trabajo contempla podrá aportar información que lleve a una mejor comprensión e interpretación de lo observado, ya sea en otras porciones del CPCM o en otros cinturones de pliegues y cabalgaduras con características estructurales y sedimentológicas similares.

1.4 Hipótesis

Aunque es común que exista una variación en las características sedimentológicas de los depósitos sintectónicos en los sistemas de cuenca de antepaís de la mayoría de los cinturones orogénicos (DeCelles y Giles, 1996), en el caso particular del CPCM estas variaciones han sido descritas detalladamente sólo en su porción norte (Lawton *et al.*, 1997). Un análisis petrográfico, sedimentológico y estructural detallado de los depósitos sintectónicos, representados por la Formación Soyatal en el área de San Joaquín, Querétaro, puede ayudar a entender la relación entre los depósitos sintectónicos y la evolución del CPCM.

1.5 Objetivos

1.5.1 Objetivo general

Realizar una descripción detallada de las variaciones sedimentológicas y estructurales de los depósitos sintectónicos representados por la Formación Soyatal en el área de San Joaquín, Querétaro.

1.5.2 Objetivos particulares

- Describir y analizar detalladamente los rasgos litoestratigráficos y estructurales de la base a la cima de la Formación Soyatal en afloramientos de San Joaquín, Querétaro.
- Corroborar si existe una correlación entre lo que puede observarse en el área de San Joaquín con las unidades sedimentarias reportadas por Mendoza-Rosales (1990) en la región de Zimapán, donde reconoció variaciones composicionales importantes.
- Realizar un análisis petrográfico de las rocas que conforman a la Formación Soyatal, poniendo especial interés en las variaciones composicionales.
- Identificar las posibles causas de las variaciones estructurales en las rocas de la Formación Soyatal, en el contexto de que los depósitos sintectónicos se incorporaron a la deformación de todo el orógeno.
- Analizar si existe concordancia entre los rasgos observados y analizados de la Formación Soyatal y el modelo tectónico-sedimentario propuesto por Hernández-Jáuregui (1997).

1.6 Metas

- Hacer la revisión bibliográfica pertinente y necesaria para la comprensión del contexto en que se encuentra el presente trabajo.
- Realizar jornadas de campo, durante las cuales se harán descripciones estructurales y litoestratigráficas detalladas, así como la medición de datos estructurales y la colecta de muestras necesarios; esto en las diferentes facies sedimentarias identificadas en la Formación Soyatal.
- Elaborar láminas delgadas de muestras representativas de cada facies para su posterior descripción petrográfica (y sistemática) bajo el microscopio; misma que incluirá aspectos texturales y estructurales (composición, tamaño de grano, selección, redondez, tipo de clivaje, etc.).
- Hacer a escala 1:50,000 la cartografía geológica del área de estudio para obtener un mapa geológico detallado en el que se muestren la distribución de facies, las relaciones de contacto y las estructuras.
- Obtener una sección geológica de un transecto representativo del área de estudio, así como la columna estratigráfica correspondiente.
- Analizar las variaciones estructurales y litoestratigráficas presentes en la Formación Soyatal, tarea para la cual será útil la representación de datos estructurales en estereogramas y la realización de tablas y figuras comparativas.

Capítulo II. Marco geológico

2.1 Introducción

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) abarca la provincia fisiográfica denominada Sierra Madre Oriental y representa el antepaís del Orógeno Mexicano, en tanto que el traspáis está conformado por el Terreno Guerrero (Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

Mientras que en el antepaís del Orógeno Mexicano predominan las rocas mesozoicas carbonatadas (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2017), en el traspáis lo hacen las sucesiones volcanosedimentarias submarinas y localmente subaéreas, de edades que varían del Jurásico al Cretácico Superior, asociadas a un arco volcánico Mesozoico (Centeno-García, 2008).

A su vez, el Orógeno Mexicano representa la porción sur del Cinturón Orogénico de Norteamérica, mismo que presenta una orientación general NW-SE y se extiende desde Alaska a lo largo del margen occidental de Norteamérica y hasta llegar al sureste de México (Coney *et al.*, 1980; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

El origen del Cinturón Orogénico de Norteamérica ha sido relacionado con la subducción durante el Jurásico-Paleógeno de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana, así como con otros procesos tectónicos involucrados (tales como la acreción de terrenos), lo que produjo magmatismo y metamorfismo en el traspáis y acortamiento en el antepaís (Coney *et al.*, 1980; English y Johnston, 2004; Fitz-Díaz *et al.*, 2014; Yonkee y Weil, 2015).

La formación del CPCM ha sido atribuida a la Orogenia Laramide, desarrollada entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno, mientras que el estilo de la deformación dentro de este cinturón está definido en su mayor parte como de piel delgada (*thin-skinned*), donde se involucró principalmente la cubierta sedimentaria mesozoica (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000; Lawton *et al.*, 2009; Fitz-Díaz *et al.*, 2014; Martini *et al.*, 2016; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

Previamente al desarrollo de la Orogenia Laramide, se llevó a cabo la fragmentación y dispersión de Pangea (que inició en el Triásico Tardío) y la subsecuente apertura del Golfo de México, formando pilares y fosas tectónicas, los cuales fueron inundados por una transgresión marina a partir del Jurásico Medio (Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000; Padilla y Sánchez, 2007; Chávez-Cabello *et al.*, 2011). Desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío la sedimentación estuvo dominada por carbonatos, cambiando a terrígena con el inicio de la Orogenia Laramide, a la vez que el orógeno se levantaba (Padilla y Sánchez, 2007; Chávez-Cabello *et al.*, 2011).

Como resultado de la geometría de un basamento jurásico heredado de altos y bajos estructurales, durante el Cretácico Temprano se desarrollaron plataformas carbonatadas y cuencas marinas de aguas profundas. Estos elementos paleogeográficos muestran propiedades reológicas diferentes y fueron determinantes en el control de la geometría final del CPCM (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2014; Vásquez-Serrano, 2018).

En el área de estudio, dichos elementos paleogeográficos quedan evidenciados por la presencia de facies de cuenca y de plataforma; sin embargo, es principalmente dentro de la cuenca de Zimapán donde se desarrolla el trabajo que se presenta en esta tesis. La cuenca de Zimapán está limitada al SW y al NE por las plataformas El Doctor y Valles-San Luis Potosí, respectivamente (Ilustración 2), elementos que juegan parte en la deformación de ésta (Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Suter, 1987; Chávez-Cabello *et al.*, 2011).

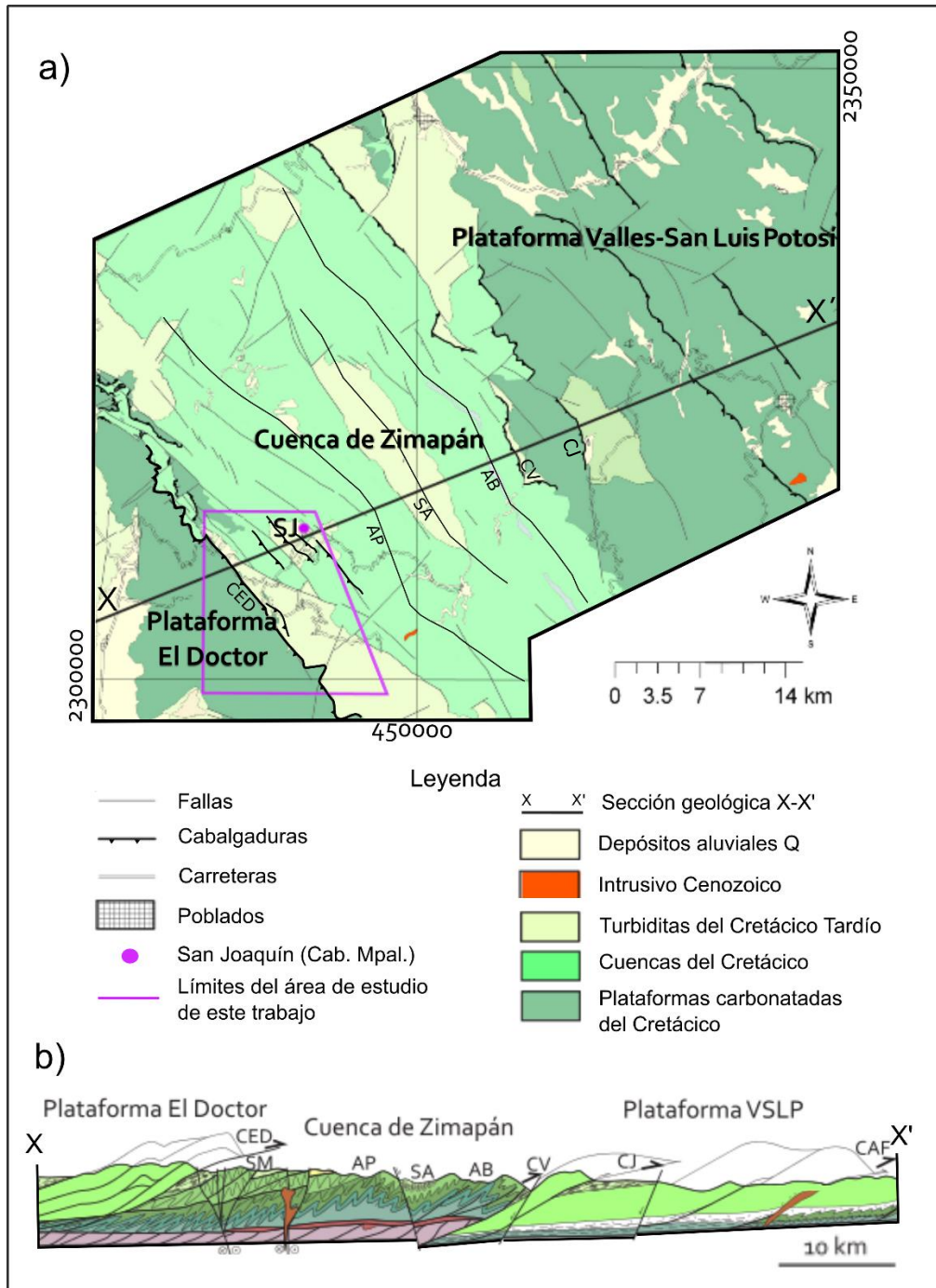


Ilustración 2. a) Mapa geológico y b) sección geológica modificados de Fitz-Díaz *et al.* (2014) y Vásquez-Serrano (2018), adaptados para enfatizar en vista de planta y de corte transversal la distribución de los elementos paleogeográficos en el área de estudio de este trabajo y sus alrededores, así como las litologías predominantes. CED-Cabalgadura El Doctor, SM-Sinclinal de Maconí, AP-Anticlinal El Piñón, SA-Sinclinal El Aguacate, AB-Anticlinal Bonanza, CV-Cabalgadura El Volantín, CJ-Cabalgadura de Jiliapan, CAF-Cabalgadura Agua Fría.

2.2 Estratigrafía

El área de estudio se ubica en el margen occidental de la cuenca de Zimapán, adyacente a la plataforma El Doctor, donde estos dos elementos paleogeográficos se encuentran en contacto tectónico a través de la cabalgadura El Doctor (Ilustraciones 2 y 5). Las rocas en esta zona están representadas por una sucesión sedimentaria, la cual se describe a continuación:

Rocas del Cretácico

Formación Tamaulipas

Consiste en estratos de caliza mudstone y wackestone de espesores delgados a gruesos, que suelen tener radiolarios y foraminíferos planctónicos, además de nódulos o lentes de pedernal (Ilustración 3). Entre los fósiles presentes se encuentran *Nummoloculina heimi*, *Fausella sp.*, *F. washintesis*, *Thaumatoprella sp.*, y *Colombiceras sp.* (Carrillo-Martínez, 1998). La edad que se ha asignado a esta formación es Albiano-Cenomaniano y su espesor ha sido calculado de hasta unos 400 m (Carrillo-Martínez, 1998). Se considera que representa facies de cuenca contemporáneas a las de plataforma (Formación El Doctor).

En afloramientos de esta formación dentro del área de estudio y sus alrededores, se le observa en general como una intercalación de estratos delgados de caliza color gris oscuro y de lutita-pizarra. Uno de sus principales rasgos característicos es la muy común presencia de pedernal ya sea en bandas delgadas, lentes o nódulos, además de frecuentes vetas de calcita en los estratos de caliza y en la zona de charnela de los pliegues, en tanto que el clivaje y la foliación tienden a desarrollarse en los intervalos de granulometría fina. En algunos afloramientos se observan también delgados lentes de brecha con fragmentos líticos de caliza, además de estructuras primarias como laminación y estratificación cruzada.

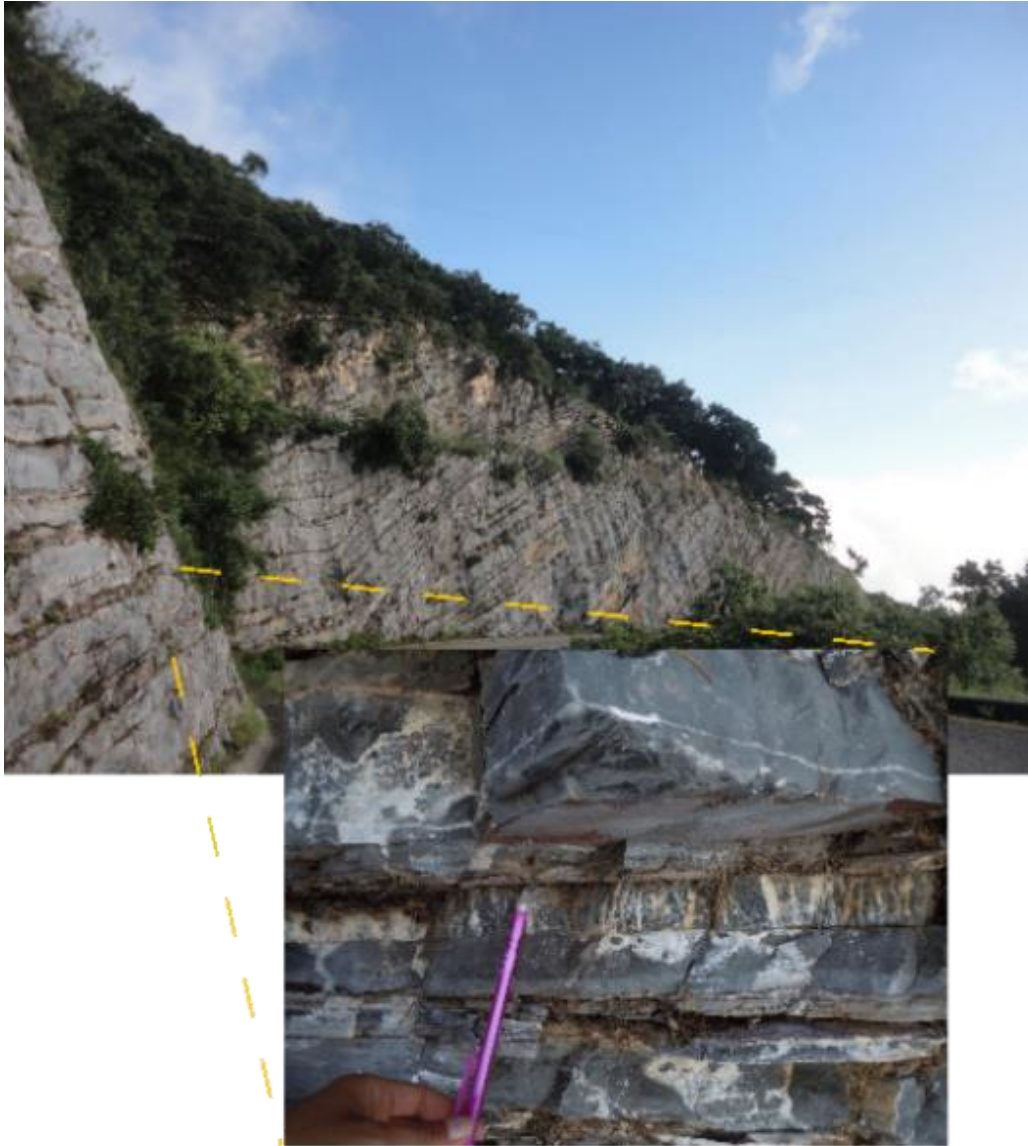


Ilustración 3. Tren de pliegues en estratos de la Formación Tamaulipas y características litoestratigráficas de esta formación, observables a escala de afloramiento.

Formación El Doctor

Bajo el término de “Formación El Doctor” se hace referencia a los depósitos de facies de plataforma (borde e interior). De acuerdo con Carrillo-Martínez (1998), este nombre fue propuesto por Carrasco (1970) para los depósitos de plataforma en el macizo El Ángel-El Espolón, cuya descripción corresponde a estratos gruesos de caliza micrítica beige y gris claro con miliólidos, además de calcarenitas y calizas

brechoides y conglomeráticas hacia la periferia de la plataforma, donde colonias fosilíferas de gasterópodos, rudistas y algas son abundantes (Ilustración 4). Algunos fósiles reconocidos en la Formación El Doctor son formas del grupo *Caprinulaidea gracilis* y del género *Mexicaprina*, típicas del Albiano-Cenomaniano (Ward, 1979; en Carrillo-Martínez, 1998). El espesor que alcanzan estos depósitos es de al menos 1500 m (Carrillo-Martínez, 1998).

Por su parte, Mendoza-Rosales (1990), reporta que la Formación El Doctor cerca del poblado de Zimapán consiste, en general, de estratos desde medianos hasta masivos de caliza de tipo packstone (aunque también llega a ser de tipo wackestone, packstone-grainstone o recristalizada), de color gris medio en superficie fresca y con fósiles de rudistas y gasterópodos. El espesor de esta formación es calculado del orden de 1000 m y su edad correspondiente al Albiano-Cenomaniano.



Ilustración 4. Estratos de caliza de la Formación El Doctor en las cercanías del área de estudio.

Formación Soyatal

Wilson *et al.* (1955) designaron con el nombre de Formación Soyatal a una sucesión de caliza y caliza arcillosa intercalada con lutita calcárea, cuya localidad tipo se encuentra a 48 km al noreste de Zimapán, en el poblado de Soyatal, Hidalgo. Esta formación ha sido calificada como una sucesión marina de tipo flysch (Carrillo-Martínez y Suter, 1982).

Estratigráficamente, se le encuentra sobreyaciendo de forma discordante a la Formación El Doctor y subyaciendo discordantemente al conglomerado El Morro, mientras que estructuralmente se le puede encontrar subyaciendo a la Formación El Doctor mediante un contacto por cabalgadura (cabalgadura El Doctor), donde la Formación Soyatal se encuentra deformada (Ilustración 5) (Mendoza-Rosales, 1990).

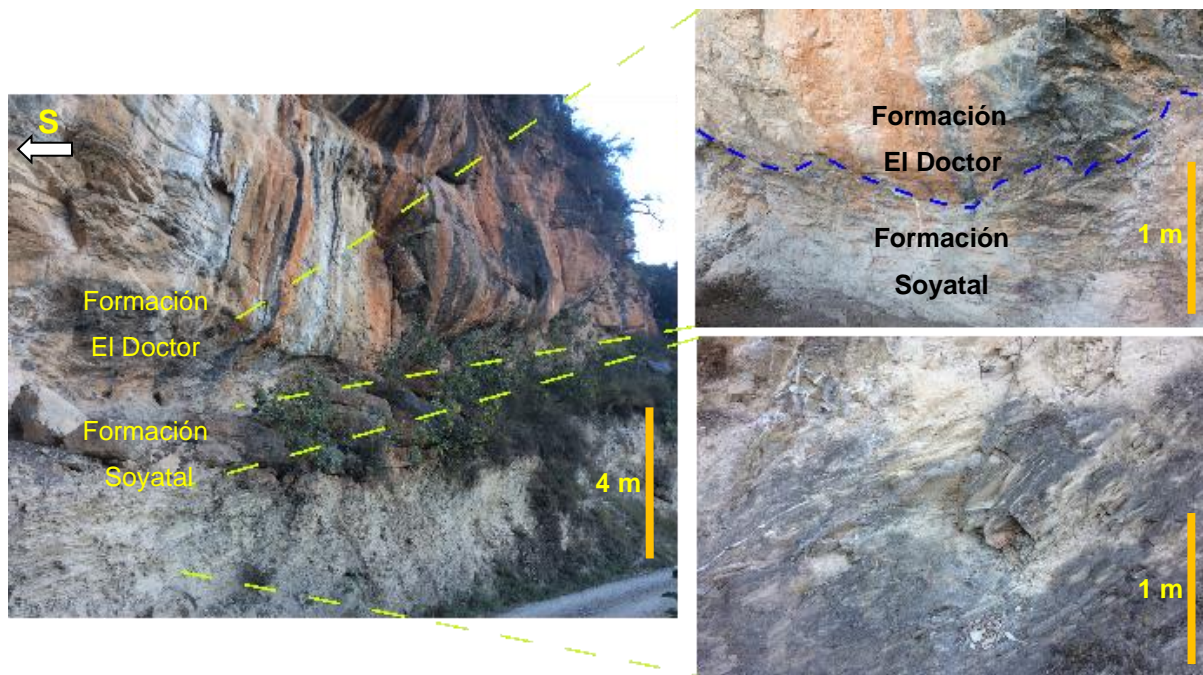


Ilustración 5. Vista del contacto tectónico entre las formaciones El Doctor y Soyatal a través de la Cabalgadura El Doctor dentro del área de San Joaquín. Nótense la intensa deformación en la Formación Soyatal.

Con base en su contenido fósil, Hernández-Jáuregui (1997) le asignó una edad que abarca del Turoniano medio al Santoniano en la cuenca de Zimapán.

La descripción de Mendoza-Rosales (1990) de la Formación Soyatal en la región de Zimapán considera una alternancia rítmica de estratos delgados de caliza de tipo mudstone gris oscuro, con estratos delgados de lutita calcárea de color negro al fresco, y que se observa deformada en casi todos sus afloramientos. A ésta le sobreyace mediante un límite concordante y transicional una secuencia de arenisca de grano fino a medio con cementante calcáreo gris que intertemperiza a pardo, con numerosas estructuras primarias (laminaciones paralelas, festoneadas y cruzadas, gradación normal, marcas de corriente y en algunos estratos el desarrollo de secuencia Bouma completa) (Ilustración 6). Estos estratos de arenisca se alternan con estratos y láminas de lutita, razón por la que Mendoza-Rosales (1990) encontró afinidad con la Formación Mexcala, una sucesión de capas interestratificadas de arenisca, limolita y lutita calcáreas cuya localidad tipo se encuentra a lo largo del río Balsas, cerca del poblado de Mezcala, Guerrero.

Dado el escaso contenido de fósiles en la parte con afinidad a la Formación Mexcala, no fue establecida una edad para esta sucesión pelítica.

Por otra parte, autores como Carrillo-Martínez y Suter (1982) y Hernández-Jáuregui (1997), mencionan que una característica particular de la Formación Soyatal en el sinclinal de Maconí (Ilustración 2) es la presencia de lentes de brecha con clastos de calizas de plataforma con dimensiones de centímetros hasta 2 m presuntamente correspondientes a la Formación El Doctor, así como otros clastos de la Formación Tamaulipas, dentro de los estratos pelíticos de ésta.

Dado que la Formación Soyatal es objeto de estudio de este trabajo, más adelante se hablará a detalle de sus características en el área de estudio.

En cuanto al espesor de la Formación Soyatal (incluyendo la parte afín a la Formación Mexcala), éste fue calculado de unos 1000 m por Simons y Mapes (1957) en una sección sin plegar. Sin embargo, estos autores consideran que la base de esta formación no aflora y que la cima probablemente ha sido erosionada.

Rocas Cenozoicas

Incluyen rocas tanto volcánicas como sedimentarias continentales que cubren discordantemente a las secuencias mesozoicas, las que a su vez son afectadas por intrusivos (Carrillo-Martínez, 1981).

Formación El Morro

Está constituida por conglomerados calcáreos soportados por una matriz arenosa rojiza, intercalados con derrames de basalto y andesita con horizontes de toba. Tiene un espesor de entre 1 y 400 m y una edad del Eoceno tardío-Oligoceno temprano. Es probable que esta formación represente las rocas continentales más antiguas (Carrillo-Martínez, 1998). Aunque su localidad tipo se encuentra al noroeste de Zimapán, en el Cerro El Morro, también se le encuentra aflorando en las cercanías de este poblado (Mendoza-Rosales, 1990) (Ilustración 6).



Ilustración 6. Características litoestratigráficas de las formaciones El Morro y Soyatal en los alrededores de Zimapán, Hidalgo, donde se observa el contacto estratigráfico discordante entre estas dos formaciones.

Rocas ígneas intrusivas

Están representadas por un intrusivo granodiorítico del Paleógeno expuesto unos 5 km al noreste de San Joaquín y que corta la sucesión mesozoica. Adicionalmente, aflora un intrusivo diorítico del Oligoceno tardío que corta a las formaciones Tamaulipas y Las Trancas, como puede apreciarse cerca de la casa de máquinas de la presa Zimapán (Hernández-Jáuregui, 1997).

Rocas ígneas extrusivas

Lavas y depósitos piroclásticos riolíticos y dacíticos del Paleógeno que afloran a unos kilómetros del poblado de Bucareli (al NNW del área de estudio), además de coladas de basaltos y andesitas del Plioceno superior, representan a las rocas ígneas extrusivas en las cercanías del área de estudio. Estas rocas cubren discordantemente a las rocas sedimentarias del Mesozoico (Hernández-Jáuregui, 1997) (Ilustración 7).

Depósitos aluviales

Comprende los depósitos aluviales y coluviales en forma de suelos generados a partir de la alteración química de rocas jurásicas y cretácicas (Hernández-Jáuregui, 1997).

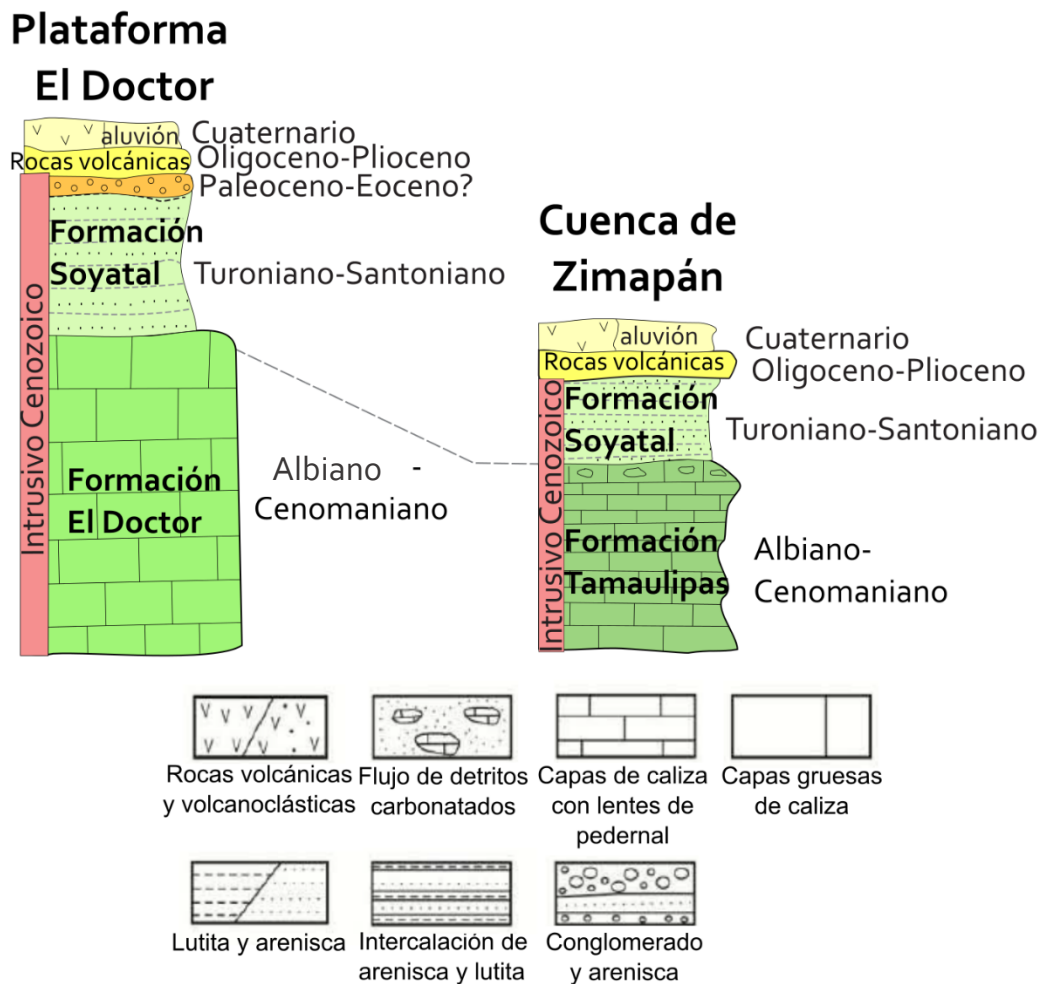


Ilustración 7. Columnas estratigráficas características de los elementos paleogeográficos en el área de estudio; modificada de Fitz-Díaz *et al.*, 2014.

2.3 Deformación y estructuras a lo largo del CPCM

2.3.1 Deformación en el CPCM

Aunque el CPCM es conocido por presentar todas las características del modelo de la cuña orogénica (que se detallará adelante), las estructuras internas y la heterogeneidad de la deformación dentro de este cinturón no son las típicas de los

cinturones de pliegues y cabalgaduras que se observan alrededor del mundo. El CPCM se desarrolló en rocas principalmente carbonatadas; la facies de cuenca se presenta con textura wackestone de espesores variables y comportamiento más dúctil por ser menos competente, mientras que la facies de plataforma es de estratificación gruesa a masiva y comportamiento más quebradizo. Estas diferencias reológicas controlaron el estilo de la deformación a lo largo de la cuña orogénica. La deformación en las cuencas se acomodó principalmente a través de pliegues generados por *buckling* tipo *chevron*, con relativamente poco desplazamiento, en tanto que en las plataformas se desarrollaron predominantemente estructuras kilométricas de cabalgadura con desplazamientos importantes y pliegues amplios por cobertura de falla pero con poca deformación interna. Todas estas estructuras tienen un rumbo regional NNW (Fitz-Díaz *et al.*, 2011; 2012; 2014; Vásquez-Serrano, 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018).

Una característica importante del CPCM y de acuerdo con el modelo de la cuña orogénica es que, en general, hacia el traspais del cinturón orogénico existe un incremento de la deformación y de las condiciones de presión y temperatura a las que estuvieron sujetas las rocas, mientras que hacia el antepais hay una disminución, aunque localmente hay variaciones que dependen del comportamiento reológico de las rocas involucradas en la deformación (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). En este contexto, la deformación aumenta notablemente hacia los límites entre plataformas y cuencas debido al contraste mecánico entre los elementos paleogeográficos. También se observan variaciones de oeste a este de componentes estructurales, tales como orientación e intensidad del clivaje, geometría de pliegues, inclinación de planos axiales o porcentaje de acortamiento como resultado de la influencia de las rocas pretectónicas (Vásquez-Serrano, 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018).

De acuerdo con autores como Fitz-Díaz *et al.* (2012) o Vásquez Serrano *et al.* (2018), hacia la porción occidental de la cuenca de Zimapán el estilo de la deformación es controlado por la presencia de la plataforma El Doctor debido a que

ésta se comporta como un bloque relativamente rígido que concentra la deformación en el borde con la cuenca.

A su vez, la edad y el desarrollo progresivo de la deformación a lo largo del CPCM han sido estudiados por Fitz Díaz *et al.* (2014 y 2017) a partir de fechamientos de illita desarrollada en pliegues y zonas de cizalla ubicados en distintas porciones del CPCM, así como mediante datos bioestratigráficos. Fitz Díaz *et al.* (2014) reportan una edad de la deformación en el área de Tolimán de ~84 Ma, en la cuenca de Zimapán ~82 Ma (con una reactivación de ~77 Ma) y en la cuenca Tampico-Misantla ~64 Ma en su porción oeste y ~44 Ma en su porción este. Por su parte, Fitz-Díaz *et al.* (2017) mencionan que en el intervalo de 90-80 Ma las rocas de la región de Tolimán, la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán se vieron afectadas por la deformación, con una reactivación en la cuenca de Zimapán de ~75 Ma; en tanto, la deformación en la cuenca Tampico-Misantla comenzó hace ~64 Ma para trasladarse hacia la parte final del antepaís del cinturón orogénico, donde se alcanza una edad de deformación de hasta ~43 Ma.

Asimismo Martini *et al.* (2016) calcularon en el intervalo de 83-79 Ma la edad del acortamiento en la Sierra de los Cuarzos, región que representa la porción más occidental del CPCM y colinda al oeste con la sutura de edad Aptiana originada tras la acreción del Terreno Guerrero.

2.3.2 Estructuras en el CPCM

A continuación se describen desde el traspais hasta el antepaís las estructuras mayores que afloran en la cuenca de Zimapán, así como las estructuras mesoscópicas (visibles a escala de afloramiento o de muestra de mano) asociadas a éstas.

a) Estructuras mayores

Cabalgadura El Doctor (CED)

A lo largo de cortes transversales del cañón del río Moctezuma y en las cercanías del cerro El Ángel se encuentran afloramientos afectados por esta estructura (Carrillo-Martínez, 1998). De acuerdo con Hernández-Jáuregui (1997), esta cabalgadura de orientación NW-SE y de 36 km de extensión, aflora desde la cañada de El Ángel hasta el poblado de Daxhí, Hidalgo, donde queda cubierto por rocas volcánicas del Paleógeno. En el caso de los cortes transversales expuestos en el cañón del río Moctezuma, las calizas de plataforma de la Formación El Doctor se encuentran cabalgando sobre rocas de la Formación Soyatal. El plano de esta cabalgadura tiene inclinación de 24° hacia el SW y transporte mínimo (perpendicular al rumbo del plano de falla) de 2.8 km (Carrillo-Martínez, 1998), aunque Suter (1987) calculó un desplazamiento de más de 5 km con ayuda de una sección balanceada (Ilustraciones 2 y 5). Los pliegues amplios también se desarrollan en las calizas de la plataforma El Doctor, como lo han documentado Carrillo-Martínez y Suter, 1982).

Sinclinal de Maconí (SM)

Esta estructura corresponde al bloque autóctono de la cabalgadura El Doctor y tiene una longitud aproximada de 40 km. Incluye rocas del Cretácico Superior (Carrillo-Martínez, 1998). El flanco occidental de esta estructura es prácticamente inexistente, dado que fue cubierto por la cabalgadura El Doctor, en tanto que su flanco oriental es muy pronunciado y con pendiente de alto ángulo, donde limita con el flanco occidental del anticlinal El Piñón (Hernández-Jáuregui, 1997) (Ilustración 2).

De acuerdo con Hernández-Jáuregui (1997) y Carrillo-Martínez (1998), este sinclinal se estrecha hacia su poción noroccidental. Este último autor reporta que la extensión horizontal del sinclinal de Maconí que se observa a lo largo del cauce del río Moctezuma es 5 o 6 veces mayor que aquella que puede ser observada cerca

de la ranchería Las Lomas (localizada más al NW), característica que interpreta como el resultado de la rotación en sentido horario del banco calcáreo El Doctor durante el acortamiento. Además, el autor sugiere que esta rotación habría implicado que la cabalgadura tuvo un desplazamiento diferencial a lo largo del plano de falla.

Anticlinal El Piñón (AP)

Su flanco suroccidental limita con el sinclinal de Maconí, mientras que el flanco nororiental limita con el sinclinal El Aguacate (Ilustración 2). Esta estructura tiene una amplitud de 11 km (Carrillo-Martínez y Suter, 1982) y una longitud aproximada de 60 km (Hernández-Jáuregui, 1997).

Su núcleo se encuentra formado por rocas de la Formación Las Trancas, su flanco occidental está constituido por las formaciones Tamabra y Tamaulipas, en tanto que su flanco oriental únicamente por la Formación Tamaulipas. Se trata de un pliegue amplio y asimétrico en cuyos flancos es común la presencia de pliegues mesoscópicos (Carrillo-Martínez, 1998) (Ilustración 8). Este mismo autor reporta un acortamiento expuesto de 6 km, mientras que el acortamiento reportado por Suter (1987) es de 11.85 km.



Ilustración 8. Estratos de la Formación Las Trancas en el Anticlinal El Piñón.

Sinclinal El Aguacate (SA)

Esta estructura limita al suroeste con el anticlinal El Piñón y al noreste con el pliegue Bonanza (Ilustración 2). Su longitud es de aproximadamente 60 km, mientras que su amplitud es variable, siendo menor hacia el poblado de Pinal de Amoles (Hernández-Jáuregui, 1997). Su núcleo consiste en rocas de la Formación Soyatal, en tanto que sus flancos lo conforman rocas de la Formación Tamaulipas. Tanto el flanco suroccidental como el nororiental tienen una inclinación de entre 50 y 60° (Carrillo-Martínez, 1998).

Pliegue Bonanza o Anticlinal Bonanza (AB)

Es un anticlinal asimétrico con vergencia al ENE, su plano axial buza al suroeste y sus flancos buzan 60-70° hacia el suroeste. Su núcleo está constituido por rocas de la Formación Las Trancas, en tanto que su flanco occidental por la Formación Tamaulipas y su flanco nororiental se atenúa en la Formación Tamaulipas, donde es

cortado por la cabalgadura El Volantín (Ilustración 2). Fallas inversas de bajo ángulo pueden ser encontradas en su flanco occidental (Carrillo-Martínez, 1990 y 1998).

Cabalgadura El Volantín (CV)

Esta falla se encuentra limitando al pliegue Bonanza; su plano buza 23° al suroeste y pone en contacto rocas de las formaciones Tamabra y Tamaulipas sobre rocas de la Formación Soyatal (Carrillo-Martínez, 1998) (Ilustración 2).

b) Estructuras mesoscópicas

Los pliegues mesoscópicos tipo *chevron* predominan en la cuenca de Zimapán y a estas estructuras se asocia un marcado clivaje de plano axial originado por disolución por presión; sin embargo, también hay cabalgaduras subordinadas (Fitz-Díaz *et al.*, 2011; 2012). De acuerdo con Vásquez-Serrano (2010), la mayoría de los pliegues tienden a ser de apretados a isoclinales, asimétricos y con planos axiales que buzan $\sim 60^\circ$ al SW. Las fracturas son también comunes en las rocas de la cuenca de Zimapán, donde se reconocieron al menos cinco generaciones de éstas relacionadas con pliegues (Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

Por otro lado, las estructuras mesoscópicas que acompañan a las estructuras kilométricas que se originaron en las plataformas (cabalgaduras y pliegues relacionados con fallas) son fracturas, vetas y estilolitas (Nava-Urrego, 2008; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; Vásquez-Serrano, 2013).

Capítulo III. Marco teórico

3.1 Los cinturones de pliegues y cabalgaduras de piel delgada y la teoría de la cuña orogénica

Los pliegues y cabalgaduras son estructuras comunes en cinturones orogénicos de piel delgada de todas las edades (Chapple, 1978). De acuerdo con autores como Chapple (1978), Davis *et al.* (1983), Fitz-Díaz *et al.* (2012) y Vásquez-Serrano (2018), éstos tienen como principales características las siguientes:

- a) Sólo las sucesiones que se encuentran por encima de cierto nivel estratigráfico, comúnmente ubicado cerca del límite con el basamento cristalino, son afectadas por los pliegues y cabalgaduras.
- b) La superficie que delimita las sucesiones que son incorporadas a la deformación de aquéllas que no lo son (conocida como *superficie de despegue, decollement o detachment*) buza hacia el interior del cinturón montañoso y está constituida generalmente de rocas mecánicamente incompetentes, como evaporitas o esquistos.
- c) El cinturón de pliegues y cabalgaduras tiene un espesor mayor en su parte trasera (traspáis) y se estrecha hacia el frente (antepaís). El empuje y traslado de la deformación se da progresivamente desde el traspáis hacia el antepaís.
- d) Toda la cuña, pero particularmente la parte trasera, es fuertemente deformada y engrosada; es decir, la deformación decrece hacia el antepaís.

El estudio de cinturones de pliegues y cabalgaduras que cumplen con las características mencionadas puede realizarse mediante la *Teoría de la cuña orogénica o cuña acrecionaria*. Aunque pueden existir variaciones naturales considerables entre un cinturón de pliegues y cabalgaduras y otro, o entre una cuña orogénica y otra, las características compartidas en sección transversal son muchas

y la aplicación de dicha teoría y de un modelo bidimensional a su estudio (*modelo de la cuña orogénica*) ha permitido sentar las bases teóricas de su mecánica. Una cuña orogénica es comparable con una cuña acrecionaria que se desarrolla al frente de una excavadora (*bulldozer*) que avanza y empuja material progresivamente hacia adelante (Chapple, 1978; Stockmal y Chapple, 1981; Davis *et al.*, 1983; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Magaña-Castillo, 2018; Vásquez-Serrano, 2018).

Según el modelo de la cuña orogénica, el empuje de la excavadora a lo largo de una superficie de despegue produce acortamiento en el material empujado y, por ende, un aumento en la topografía. Entre el material deformado y el no deformado se crea una pendiente topográfica hacia el antepaís que deriva en la geometría propia de la cuña acrecionaria. Esta cuña adquiere un ángulo de estabilidad o ángulo crítico, que es un reflejo de la resistencia de los materiales en la cuña y que resulta de la combinación de la pendiente topográfica y la inclinación de la superficie de despegue. Con el avance de la excavadora, hay incorporación progresiva de materiales en el frente de la cuña, lo que genera crecimiento horizontal y consecuentemente un ángulo subcrítico en ésta. Dado que la cuña tiende siempre a mantener su geometría y su ángulo crítico, a este crecimiento horizontal le acompaña un crecimiento vertical (aumento en la topografía), de la misma manera que el crecimiento vertical sucede a la par del crecimiento horizontal cuando el ángulo de la cuña supera el ángulo crítico. Durante este estado supercrítico ocurre el rompimiento de los materiales debido a que no resisten el aumento en la pendiente, liberando de momento los esfuerzos (Davis *et al.*, 1983; Magaña-Castillo, 2018; Vásquez-Serrano, 2018) (Ilustración 9).

La naturaleza de la zona de despegue juega un papel importante al incrementar o reducir la fricción entre las rocas que se encuentran debajo y encima de ésta, lo que a su vez influye en el ángulo de la cuña. Esto se debe a que, cuando en la base de una cuña se encuentran materiales mecánicamente incompetentes, ésta se desliza con mayor facilidad a lo largo de esa superficie, contribuyendo así a que el ángulo de la cuña se conserve bajo. En contraste, cuando la base está constituida por

materiales que favorecen la fricción, el aumento en dicho ángulo se ve también favorecido (Vásquez-Serrano, 2018).

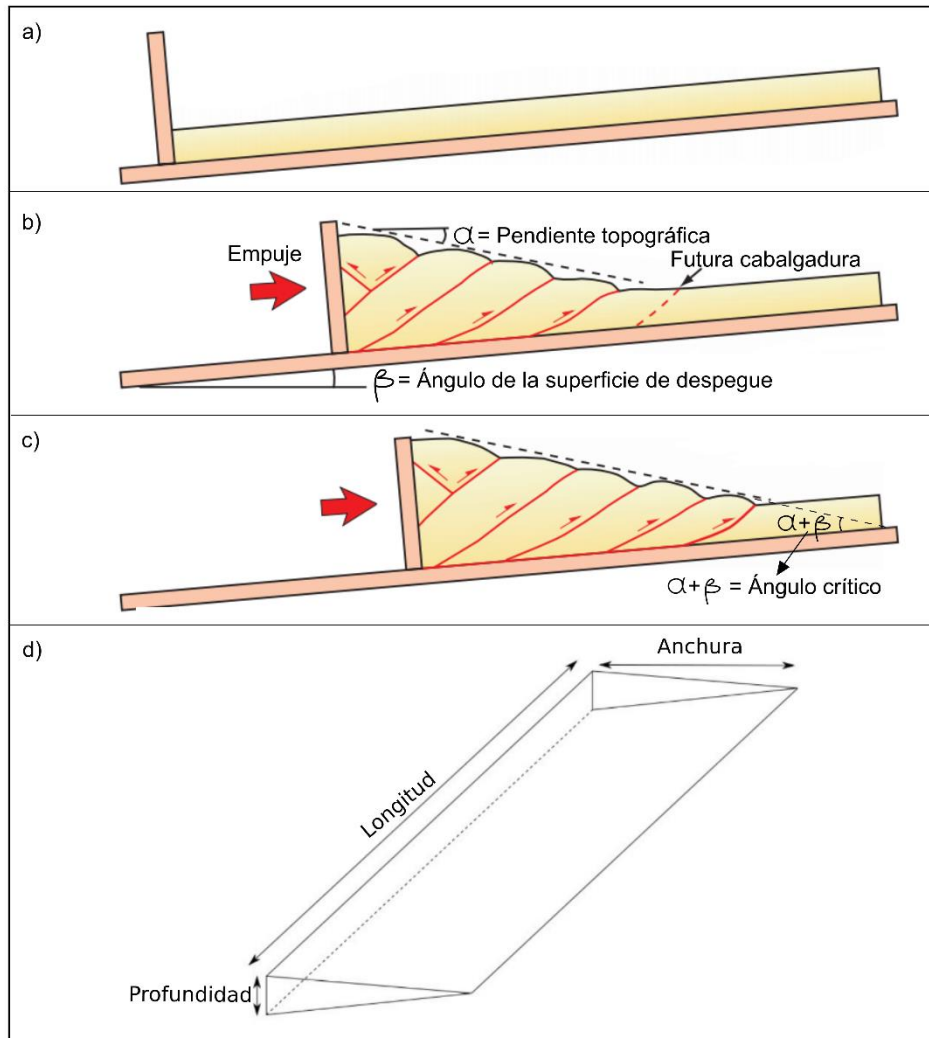


Ilustración 9. Evolución progresiva y dimensiones de una cuña orogénica. a) etapa inicial sin empuje horizontal, b) etapa de acortamiento interno, c) etapa de estabilidad de la cuña al alcanzar su ángulo crítico y d) dimensiones de la cuña orogénica en 3D, donde la profundidad es del orden de 10 km, la amplitud de 100 km y la longitud de 1000 km. Modificado de Wu y McClay (2011).

Los efectos de la presión de fluidos en poro y de procesos como la erosión y la sedimentación son también importantes en el desarrollo de la cuña acrecionaria y la redistribución de materiales. La presión de poro disminuye la resistencia mecánica de rocas saturadas en fluidos; en tanto que la erosión favorece el transporte de material cuesta abajo del traspáis al antepaís, lo que permite

incorporar más material al frente de la cuña (incluyendo materiales producto de la erosión de la cuña) y disminuir el ángulo de ésta (Davis *et al.*, 1983; Wu y McClay, 2011; Magaña-Castillo, 2018; Vásquez-Serrano, 2018).

3.2 Cuencas de antepaís y sistemas de cuenca de antepaís

Como parte de la evolución natural de un cinturón orogénico, es común el desarrollo de una cuenca de antepaís. Una cuenca de antepaís es una región deprimida y elongada que se forma en la corteza continental entre el frente de un cinturón orogénico que está siendo acortado y la parte estable de un cratón, esto como una respuesta a la subsidencia flexural de la corteza asociada a la carga del cinturón orogénico (Jordan, 1981; Allen *et al.*, 1986; Flemings y Jordan, 1990; Zoetemeijer *et al.*, 1990; Zoetemeijer *et al.*, 1992; DeCelles y Giles, 1996; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018, Vásquez-Serrano, 2018).

La cuenca de antepaís es zona de depósito de sedimentos, especialmente sus zonas de máxima flexión. Estos sedimentos son principalmente de carácter sintectónico, lo que significa que son contemporáneos a la formación del orógeno y proceden de la erosión y sedimentación de material proveniente de rocas deformadas por acortamiento (Beaumont, 1981; DeCelles y Giles, 1996; Hernández-Jauregui, 1997; Lawton *et al.*, 2009; Wu y McClay, 2011; Agirrezabala *et al.*, 2002; Vásquez-Serrano, 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018). Los sedimentos son a menudo transportados por distancias que alcanzan varias centenas de kilómetros, incluso desde ambientes tectónicos remotamente relacionados con el cinturón de pliegues y cabalgaduras adyacente (Lawton *et al.*, 2009).

En sección longitudinal, la geometría del depósito sedimentario de una cuenca de antepaís suele ser parecida a una cuña (Ilustración 10); sin embargo, ésta puede verse modificada por la influencia de factores como la morfología del basamento o la manera en que se traslada la deformación desde la parte trasera del cinturón orogénico (DeCelles y Giles, 1996; Vásquez-Serrano, 2018).

La complejidad de una cuenca de antepaís ha llevado a manejarla como un sistema dinámico en el que se involucran diferentes procesos como deformación, erosión, sedimentación y subsidencia; es así como se define un *sistema de cuenca de antepaís*, que de manera ideal, para una cuenca bien desarrollada y no muy antigua, contempla la existencia de cuatro depocentros con características de sedimentación y de deformación diferentes: la cima de la cuña o *wedge-top*, la antifosa o *foredeep*, la zona de abultamiento o *forebulge* y la cuenca tras-abultamiento o *backbulge*; cuyos límites laterales entre sí pueden cambiar con el paso del tiempo por el empuje del orógeno (DeCelles y Giles, 1996) (Ilustración 10).

A continuación se mencionan las características principales de cada uno de los depocentros:

a) Cima de la cuña

Corresponde a la zona ubicada en la parte frontal de la cuña (Ilustración 10) y sobre la cual es común encontrar una gran cantidad de sedimentos acumulados que suelen caracterizarse por ser de grano grueso de origen aluvial y fluvial depositados en condiciones subaéreas, y de grano fino o de flujos turbidífticos depositados en condiciones subacuáticas. Estos sedimentos también suelen presentar numerosas discordancias progresivas tanto a escala local como regional, así como varios tipos de estructuras de desarrollo como pliegues, fallas y clivaje progresivamente rotados y una extrema inmadurez textural y composicional del sedimento (Ori y Friend, 1984; Ori *et al.*, 1986; Lawton y Trexler, 1991; DeCelles y Giles, 1996; Vásquez-Serrano, 2018).

La cima de la cuña puede desarrollar cuencas montadas (*piggy back*), que se originan con el avance de las cabalgaduras generadas en esta zona al tiempo que registran dicho avance por medio de discordancias y estructuras de desarrollo en sus depósitos sintectónicos. Los sedimentos depositados en estas estructuras comúnmente son de grano grueso. Algunos ejemplos de cuencas montadas son aquéllas que se encuentran en el Complejo de cuencas Po (Italia), asociado al

Cinturón Orogénico Apenino y el Complejo de cuencas Ebro (España), relacionado con los Pirineos (Ori y Friend, 1984; DeCelles y Giles, 1996).

Por otro lado, con respecto a la extensión de la zona de cima de la cuña, su amplitud paralela a la dirección de transporte tectónico regional generalmente es de hasta decenas de km (DeCelles y Giles, 1996).

b) Antefosa

Se ubica entre la cima de la cuña y la zona de abultamiento (Ilustración 10). Tiene una longitud que varía entre 100 y 300 km, en tanto que su profundidad varía entre 2 y 8 km (DeCelles y Giles, 1996).

Los sedimentos que aquí se depositan son derivados principalmente del cinturón orogénico y en menor proporción de la zona de abultamiento y del cratón (Schwab, 1986) y son principalmente de origen fluvial y aluvial en sistemas subaéreos, mientras que deltaico y turbidítico en condiciones subacuáticas. Estos sedimentos, a diferencia de aquéllos de la cima de la cuña, no suelen presentar discordancias importantes (DeCelles y Giles, 1996).

Se ha observado que esta zona de depósito comúnmente registra un cambio paulatino de un ambiente marino profundo, señalado por los depósitos de tipo *flysch*, a un ambiente continental, asociado con los depósitos de tipo *molasa*. Los primeros se refieren predominantemente a depósitos marinos profundos (turbiditas) acumulados durante las etapas tempranas del desarrollo de una cuenca de antepaís, en tanto que los segundos corresponden a depósitos predominantemente continentales y más gruesos (fluviales y aluviales) acumulados durante las etapas tardías (Allen *et al.*, 1991; Sinclair y Allen, 1992; DeCelles y Giles, 1996; Sinclair, 1997; Vázquez-Serrano, 2018).

c) Zona de abultamiento

Se encuentra ubicada entre la antefosa y la cuenca tras-abultamiento (Ilustración 10); corresponde a una región levantada cuyo origen se considera una

consecuencia de la flexión cortical asociada a la carga del orógeno. Al ser un área levantada, se asume que en ésta no hay depósito, siendo la erosión el proceso dominante; por lo anterior, su identificación llega a ser difícil, sobre todo en sistemas cuenca de antepaís antiguos o en los casos en que esta zona migra o es cubierta por sedimentos (Crampton y Allen, 1995; DeCelles y Giles, 1996).

d) Cuenca tras-abultamiento

Se ubica entre la zona de abultamiento y el cratón (Ilustración 10); en ésta, casi todo el sedimento depositado proviene del cinturón orogénico, pero una pequeña porción proviene también del cratón. Debido a su gran distancia del cinturón orogénico, los clastos depositados son generalmente de grano fino, aunque en las proximidades al área de levantamiento pueden llegar a encontrarse sedimentos gruesos que se depositan generalmente en condiciones marinas someras o continentales (Giles y Dickinson, 1995; DeCelles y Giles, 1996).

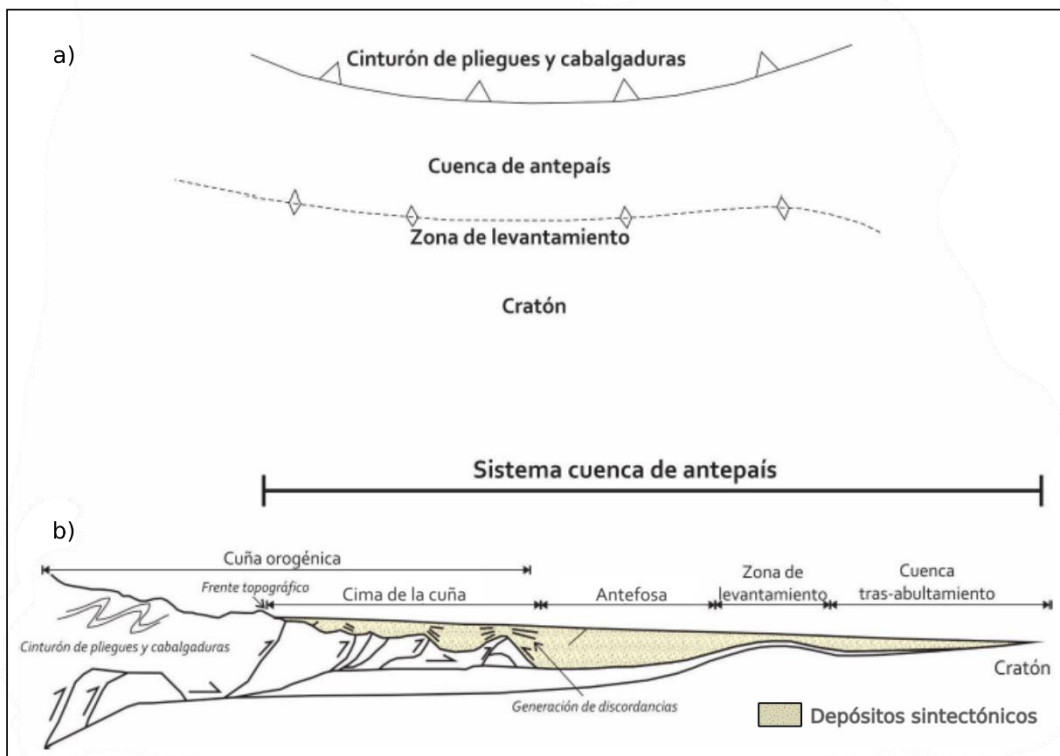


Ilustración 10. Vista en planta (a) y en perfil (b) de un típico sistema de cuenca de antepaís, según el modelo de DeCelles y Giles (1996).

3.3 Depósitos sintectónicos en sistemas de cuenca de antepaís

Las cuencas de antepaís reciben sedimentos sintectónicos debido a que, en el orógeno adyacente, las regiones deformadas suelen elevarse topográficamente, de manera que inestabilidad y procesos como la erosión y sedimentación se ven favorecidos. Los sedimentos derivados de la erosión del cinturón orogénico se depositan principalmente en la antifosa y en la cima de la cuña (Ilustración 10) (DeCelles y Giles, 1996; Hernández-Jauregui, 1997; Wu y McClay, 2011).

Con la transferencia de la deformación desde la parte trasera del orógeno hacia la parte delantera, el desarrollo de estructuras de acortamiento se propaga a la cuenca de antepaís, afectando también a los sedimentos depositados en ésta. La incorporación progresiva de depósitos sintectónicos a la deformación de todo el cinturón orogénico es una característica fundamental de las cuencas de antepaís (Allen *et al.*, 1986; Zoetemeijer, 1992).

3.3.1 Corrientes de turbidez y turbiditas en sistemas de cuenca de antepaís marinos

Aunque los sistemas turbidíticos pueden manifestarse en diferentes tipos de cuencas, asociadas a distintos ambientes tectónicos, la mayoría de los depósitos turbidíticos antiguos que en la actualidad se encuentran expuestos están relacionados a cuencas de antepaís de cinturones de pliegues y cabalgaduras, principalmente rellenando las depozonas de la cima de la cuña y la antifosa (Mutti *et al.*, 1999; Ricci-Lucchi, 2003; Covault y Graham, 2008). Es por esta razón que la mayor parte del conocimiento que se obtiene de sistemas turbidíticos proviene del estudio de dichas cuencas y de sus depósitos, así como de modelos relacionados a éstos (Mutti *et al.*, 1999).

Las turbiditas han sido definidas como depósitos de aguas profundas que consisten de sucesiones de capas intercaladas de lutitas y areniscas (*flysch*) que fueron

depositadas por una corriente o flujo de turbidez, y que idealmente muestran la secuencia Bouma (Bouma, 1962) (Ilustración 11).

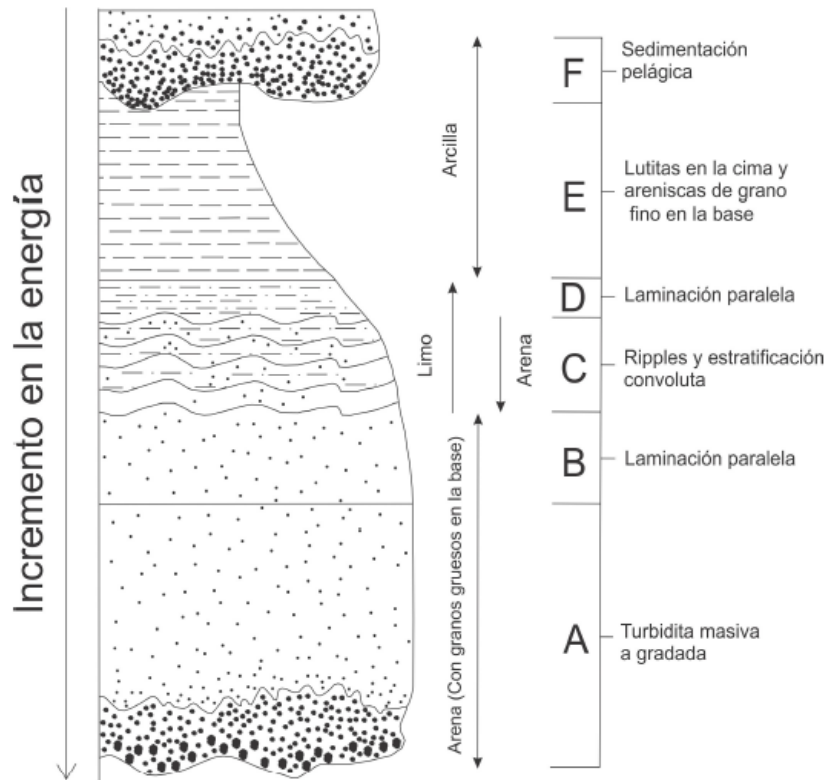


Ilustración 11. Secuencia Bouma que representa el depósito de una típica corriente de turbidez (Bouma, 1962).

Por su parte, las corrientes de turbidez han sido definidas como flujos de gravedad en los que hay transporte de partículas y una componente de turbulencia (Sanders, 1965; Mutti *et al.*, 1999; Mulder y Hüneke, 2014). El origen de una corriente de turbidez puede ser atribuido a sismos, fracturas en los sedimentos, tormentas o corrientes submarinas, las cuales en las partes marginales y altas de la cuenca de antepaís producen el desprendimiento de una masa de sedimentos, lo que genera un flujo de sedimentos que se transporta por la base de la cuenca a gran velocidad y pendiente abajo, hasta depositarse en las partes más profundas de la cuenca (Mutti *et al.*, 1999).

Una corriente de turbidez muestra un perfil de base a cima característico. Consiste en un flujo basal de alta densidad con movimiento inercial rápido que mueve sedimentos de grano grueso y en un flujo turbulento de baja densidad cuya turbulencia permite mantener los sedimentos más finos suspendidos en su interior, así como transportarlos (Sanders, 1965; Mutti *et al.*, 1999; Mulder y Hüneke, 2014). Lo anterior se ve reflejado en la secuencia de Bouma, donde el horizonte “A” representaría el depósito del flujo basal, mientras que los horizontes B-E se asociarían al depósito de la suspensión turbulenta (Ilustración 11) (Mutti *et al.*, 1999).

Los sedimentos que llevan las corrientes de turbidez muestran durante su transporte una desaceleración con la distancia desde su origen, lo que produce una disminución progresiva del tamaño de grano con la distancia, favoreciendo el desarrollo de distintas facies turbidíticas. Otra característica importante es que las corrientes de turbidez, durante su movimiento pendiente abajo, suelen desprender sedimentos de la base de la cuenca previamente depositados, registrándose a manera de intraclastos formando conglomerados (Mutti *et al.*, 1999).

Existen variaciones texturales en las turbiditas, desde bloques y guijarros transportados por flujos basales hasta fracciones finas (arena fina con limo o arcilla) transportadas por corrientes de turbidez diluidas (Lowe, 1982; Mutti *et al.*, 1999).

Capítulo IV. Metodología

Para el cumplimiento de los objetivos previstos se siguió esta metodología consistente en cinco etapas:

a) Revisión de estudios previos relacionados con la Formación Soyatal

Esta primera etapa consistió en hacer una recopilación, lectura y análisis de los trabajos realizados con anterioridad por otros autores, que involucraran el estudio del CPCM, de sus depósitos sintectónicos (particularmente de la Formación Soyatal) y de la Cuenca de Zimapán, mismos que servirían como una base y punto de partida para dar un enfoque a este trabajo.

b) Trabajo de gabinete previo al trabajo de campo

En esta etapa se realizó un mapa topográfico y un mapa de sombras (*hillshade*) que permitirían la delimitación y un primer análisis del área de interés y optimizarían el futuro trabajo de campo. Para lo anterior se tomaron como base los mapas topográficos e información geográfica y cartográfica disponibles en la página de internet del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI); tras lo cual dicho material fue procesado con programas de dibujo como *Corel Draw* e *Inkscape*, así como con un Sistema de Información Geográfica (*ArcGIS*).

c) Trabajo de campo

En el área de Zimapán, Hidalgo, se hizo una primera jornada de trabajo de campo, con particular interés en observar y describir las características litoestratigráficas de la Formación Soyatal, así como la colecta de muestras. Lo anterior serviría para tener una referencia de cómo se presentan los cambios composicionales en esta

formación y utilizar esto para la caracterización de la Formación Soyatal y de sus variaciones composicionales en el área de estudio de San Joaquín.

Otras jornadas de campo en el área de estudio (San Joaquín, Qro.) se realizaron con el propósito de obtener una descripción lo más detallada posible de las rocas de la Formación Soyatal, incluyendo descripciones litológicas, estratigráficas, sedimentológicas, estructurales y de deformación en cerca de 50 sitios. En cuanto a las descripciones estructurales, se incluye la colecta de datos estructurales (planos: de estratificación, de clivaje, de fallas, de fracturas, de estructuras S/C, etc.; líneas: de crenulación, de paleocorrientes, etc.), que en algunos casos se extendió hasta las Formaciones Tamaulipas y El Doctor.

Otro de los propósitos fue la toma de muestras de roca para análisis petrográfico, al igual que fotos que atestiguaran lo observado. Se tomaron muestras representativas de los cambios litológicos dentro de la Formación Soyatal, procurando que éstas fueran de textura gruesa (especialmente para el caso de las rocas siliciclásticas) para poder distinguir mejor sus componentes clásticos bajo el microscopio.

Adicionalmente, se hizo cartografía geológica detallada (a escala 1: 50,000) en el área de estudio para identificar las relaciones de contacto de la Formación Soyatal con las unidades pre-tectónicas y para documentar la distribución de estructuras y sitios de descripción (Ilustración 12).

d) Trabajo de gabinete y de análisis posteriores al trabajo de campo

Con base en las descripciones y la cartografía geológica hechas durante las jornadas de campo, se digitalizó el mapa geológico-estructural de San Joaquín con ayuda del Sistema de Información Geográfica ArcG/S. Las descripciones litoestratigráficas, sedimentológicas y estructurales permitieron también la realización de una sección geológica asociada al mapa geológico-estructural de San Joaquín (capítulo de resultados). Ésta se hizo con el objetivo de obtener una vista transversal de las estructuras y de la distribución de unidades presentes en el área de estudio, así como una mayor comprensión de la manera en que se acomodó el

acortamiento. De igual manera, a partir de las descripciones pudo realizarse una columna estratigráfica compuesta, la cual facilitaría una perspectiva de las variaciones verticales litoestratigráficas (de la base a la cima) en la Formación Soyatal.

Los datos estructurales fueron procesados con el software *GEORient*, tras lo cual se obtuvieron proyecciones estereográficas y diagramas de rosa. Éstos permitieron analizar e identificar las variaciones estructurales y el estilo de la deformación tanto lateralmente como a través de los distintos niveles estratigráficos de la Formación Soyatal.

e) Trabajo de laboratorio y análisis petrográfico

Con las muestras de roca obtenidas durante el trabajo de campo se elaboraron cerca de 30 láminas delgadas en los talleres de laminación del Instituto de Geología y de la Facultad de Ingeniería de la UNAM; éstas fueron principalmente en areniscas. El objetivo fue el análisis comparativo de sus características composicionales y microestructurales (estas últimas en lo que refiere a la intensidad y tipo de clivaje) bajo el microscopio petrográfico, lo que llevaría también a reconocer variaciones composicionales y estructurales. Las observaciones petrográficas se hicieron en el laboratorio de microscopios del Instituto de Geología de la UNAM.

Capítulo V. Resultados

5.1 Introducción

Dentro de la Formación Soyatal pueden observarse características típicas de flujos turbidíticos evidenciados por la presencia de estructuras que incluyen gradación normal, laminaciones, estratificación convoluta y estratificación cruzada. En general, las rocas de la Formación Soyatal se presentan principalmente a modo de alternancia rítmica de estratos de areniscas y lutitas con un cambio importante en los componentes calcáreo y siliciclástico dentro del paquete sedimentario. Con base en las observaciones y descripciones hechas en afloramientos y en láminas delgadas de la Formación Soyatal, es posible dividirla en tres miembros.

5.2 Cartografía geológica

El mapa geológico realizado (Ilustración 12a) se basó principalmente en las observaciones directas y análisis de afloramientos de campo, complementando con la observación y análisis detallado de imágenes satelitales y mapas de relieve. Adicionalmente, se tomaron en cuenta observaciones hechas en láminas delgadas. Todo lo anterior permitió hacer una aproximación de la distribución de cada una de las formaciones geológicas presentes, así como de sus relaciones de contacto.

En las cercanías de San Joaquín, Querétaro, y particularmente dentro del polígono de estudio, las rocas expuestas corresponden principalmente con rocas calcáreas del Mesozoico. Las rocas del Albiano-Cenomaniano incluyen dos formaciones: las rocas de estratificación masiva pertenecen a la Formación El Doctor, mientras que las de estratificación delgada corresponden con la Formación Tamaulipas. Estratigráficamente, sobreyacen a las formaciones anteriores las rocas de la Formación Soyatal (Ilustración 13). La distribución de cada una de estas formaciones (incluyendo las tres unidades identificadas en la Formación Soyatal) se muestra en el mapa de la Ilustración 12a.

En el área de San Joaquín la Formación Soyatal presenta una geometría de cuña en una sección transversal a las estructuras (Fitz-Díaz *et al.*, 2012), entre las rocas de cuenca profunda de la Formación Tamaulipas Superior y las rocas de la plataforma El Doctor, situación favorecida por la presencia de la cabalgadura El Doctor. Adicionalmente la existencia de otras estructuras, como fallas inversas, modifica el orden estratigráfico original de estas formaciones (Ilustración 12b).

En cuanto a las relaciones de contacto entre la Formación Soyatal y las formaciones El Doctor y Tamaulipas, se observó lo siguiente:

a) Contacto entre las formaciones Soyatal y Tamaulipas:

En algunos sitios dentro del área de estudio, el contacto es concordante transicional, donde el cambio de una formación a otra es sin interrupción en el depósito, superficie de erosión o discordancia alguna. Sin embargo, en lugares como sobre la carretera Maconí-San Joaquín y Vizarrón-San Joaquín es posible observar el contacto entre estas formaciones a través de una superficie de despegue (Vásquez-Serrano *et al.*, 2018; Vásquez-Serrano, 2018).

b) Contacto entre las formaciones Soyatal y El Doctor:

Fuera del área de estudio, ~ 20 km hacia el oeste de San Joaquín, Qro., el contacto original entre estas formaciones es discordante (Fitz-Díaz *et al.*, 2012), en tanto que dentro de la zona de estudio éste es tectónico y está representado por la cabalgadura El Doctor, donde rocas de la Formación El Doctor se sobreponen a la Formación Soyatal (Ilustraciones 5 y 12b).

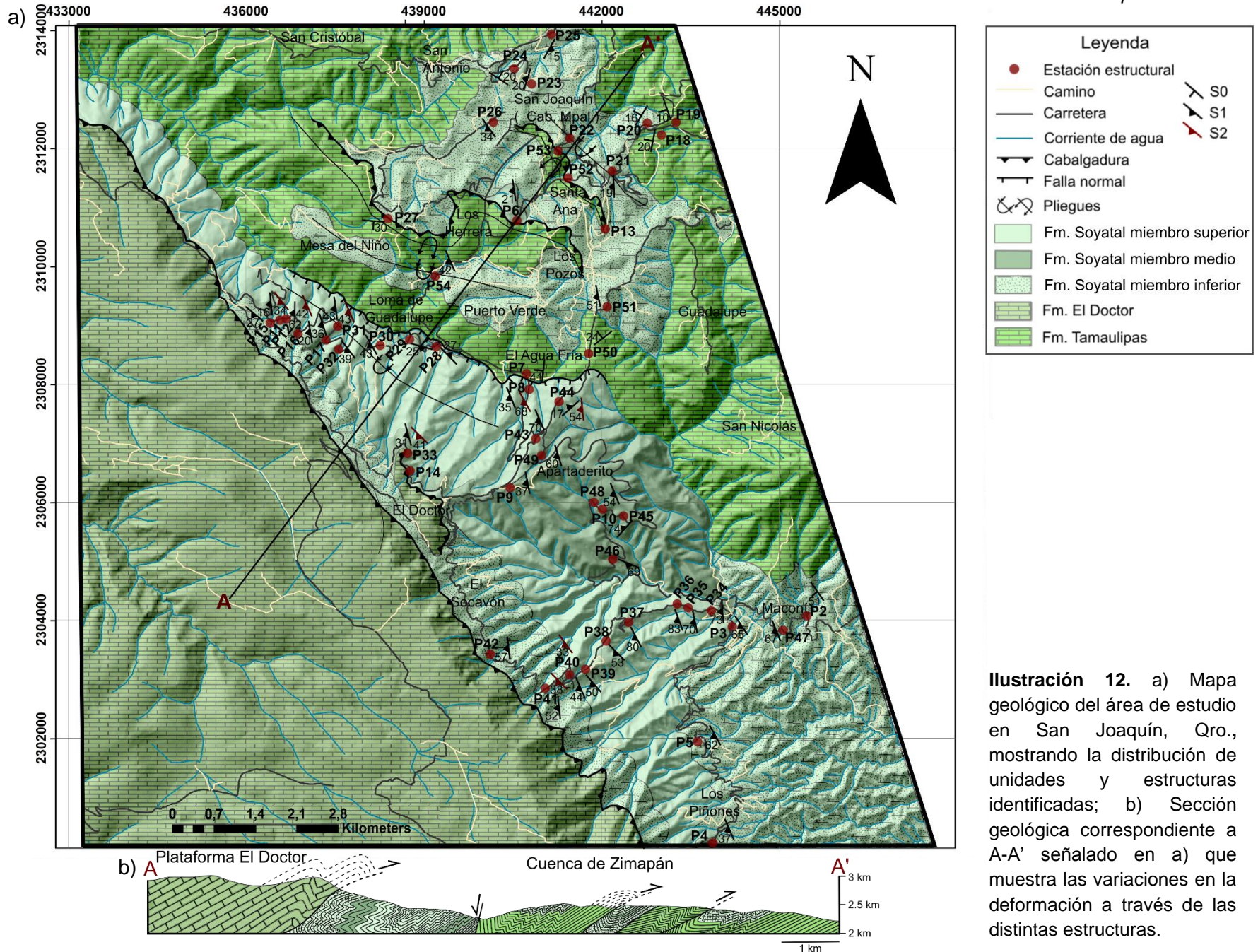


Ilustración 12. a) Mapa geológico del área de estudio en San Joaquín, Qro., mostrando la distribución de unidades y estructuras identificadas; b) Sección geológica correspondiente a A-A' señalado en a) que muestra las variaciones en la deformación a través de las distintas estructuras.

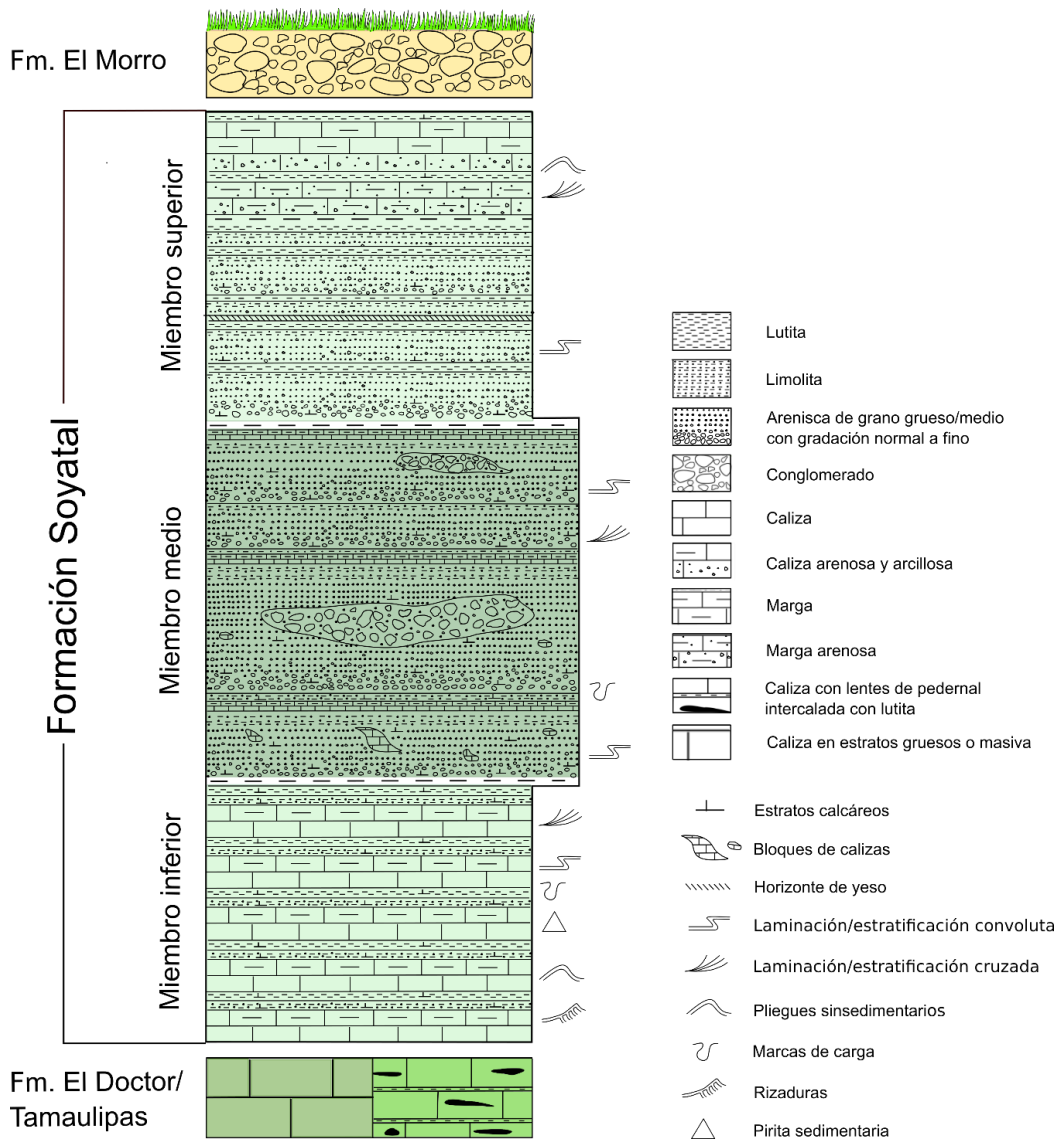


Ilustración 13. Columna estratigráfica compuesta correspondiente al área de estudio y sus alrededores: desde las rocas de facies de plataforma y cuenca profunda del Albiano-Cenomaniano hasta los depósitos conglomeráticos del Paleógeno. Nótese las claras variaciones litoestratigráficas y sedimentológicas a través de los distintos niveles estratigráficos de la Fm. Soyatal, mismas que definen a cada uno de sus miembros.

5.3 Características litoestratigráficas, sedimentológicas y petrográficas de las unidades identificadas en la Formación Soyatal en San Joaquín (Qro.) y Zimapán (Hgo.)

5.3.1 Miembro inferior de la Formación Soyatal

En el área de San Joaquín, Qro., las rocas del miembro inferior de la Formación Soyatal son gris oscuro en superficie fresca y marrón de meteorización. Consiste en estratos predominantemente delgados, de entre 6 y 60 cm, con esporádicos estratos gruesos de hasta 110 cm de rocas calcáreas, las cuales corresponden a una caliza wackestone que hacia la parte alta del estrato presenta un incremento en contenido arcilloso, cambiando progresivamente a marga y finalmente a lutita calcárea. Dichos estratos se intercalan rítmicamente con estratos delgados, de entre 5 y 10 cm, de lutita terrígena y esporádicas láminas de caliza de textura no reconocible (Ilustraciones 13 y 14a). Asimismo, en algunos de estos estratos se reconocen cristales de pirita sedimentaria.

Las estructuras primarias presentes incluyen marcas de carga (Ilustración 14b), gradación normal, pliegues sinsedimentarios, rizaduras (Ilustración 14c), laminación convoluta, laminación y estratificación cruzada (Ilustración 14d). Esta última, así como las rizaduras, permitieron identificar 5 líneas de paleocorrientes, las cuales indican direcciones de flujo del SW y del NE (Tabla 1 e Ilustración 15).

A partir de secciones delgadas en rocas de la Formación Soyatal, se pudieron distinguir algunas características petrográficas tales como una matriz compuesta por minerales arcillosos, cementante calcáreo (microespatita-pseudoespatita) y óxidos, cuya abundancia (matriz + cemento) varía entre ~57 % y ~60 %. Estas rocas contienen fósiles principalmente de foraminíferos planctónicos en un ~2-18 % (Ilustración 14e, f y g); además, otros posibles fósiles se muestran en la Ilustración 14h. Adicionalmente, estas rocas muestran una componente clástica marcada por la presencia de clastos de calcita (entre ~23 y ~37 %) (Ilustración 14i), cuarzo monocristalino con extinción recta (entre 0 y ~5 %), cuarzo monocristalino con

extinción ondulante (entre 0 y ~2 %), muscovita clástica (entre 0 y ~0.5 %) (Ilustración 14j) y circón (<0.5 %), además de minerales opacos (entre ~1 y ~4 %) y trazas de pirita. La mayor parte de los clastos presentes se encuentran subredondeados. Estas muestras de la base de la Formación Soyatal se clasificaron como caliza wackestone con frecuentes foraminíferos planctónicos.

En la Tabla 2 puede leerse de manera desglosada la proporción estimada de cada uno de los componentes presentes en las muestras descritas bajo el microscopio.

Miembro inferior

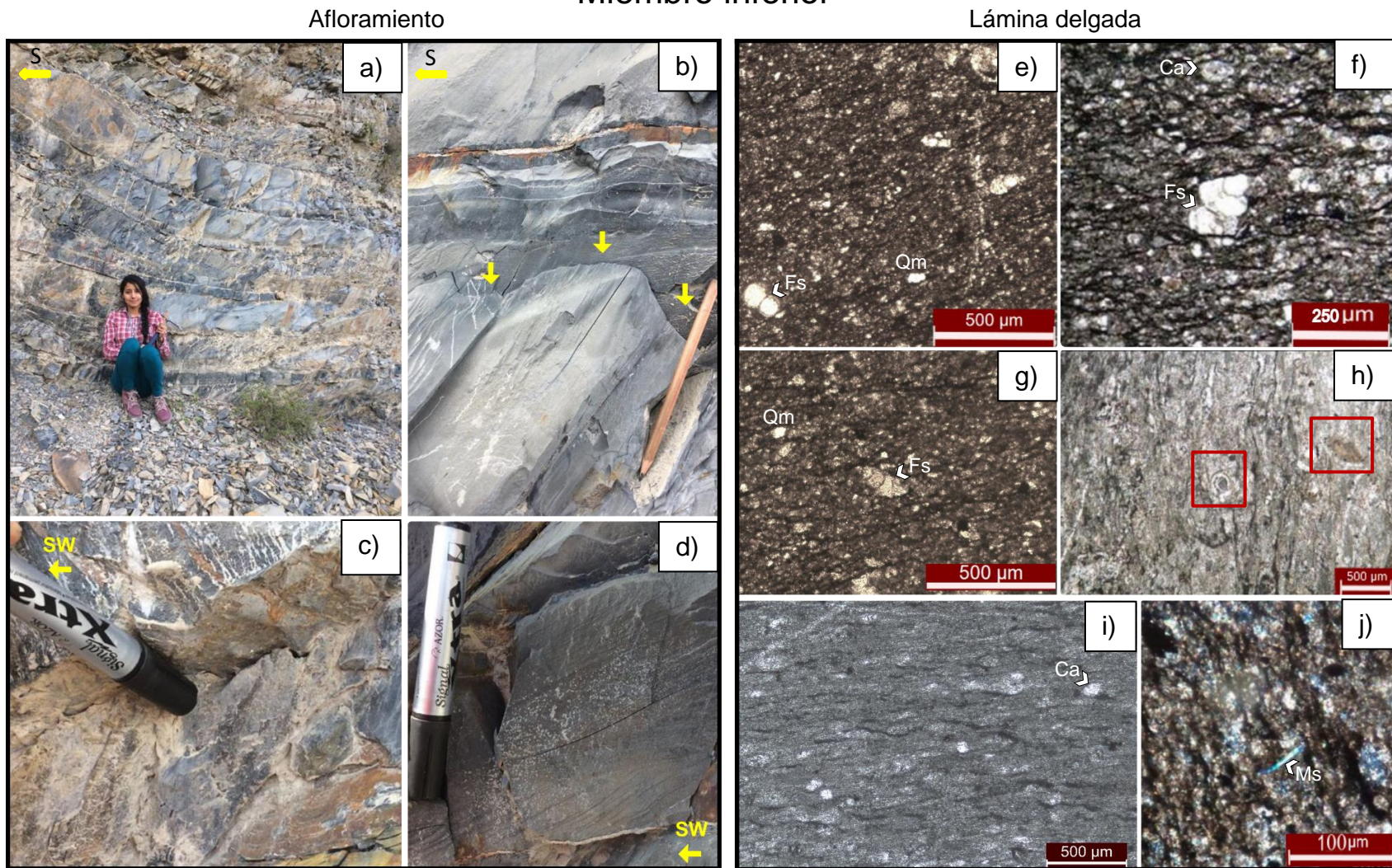


Ilustración 14. Características litoestratigráficas, sedimentológicas y petrográficas del miembro inferior de la Fm. Soyatal en San Joaquín, Qro., observables en afloramiento (a-d) y en lámina delgada (e-j): a) intercalación de estratos delgados y muy delgados de rocas principalmente calcáreas; b) estructuras de carga; c) rizaduras; d) estratificación cruzada; e), f), g) e i) muestran una matriz arcillosa con cementante calcáreo y óxidos, se observan fósiles (Fs) de foraminíferos planctónicos, clastos de calcita (Ca), cuarzo monocristalino (Qm) y muscovita (Ms) como principales componentes del miembro inferior de la Fm. Soyatal; h) otros posibles fósiles sin identificar; j) minerales opacos y trazas de muscovita clástica (Ms).

Línea de paleocorriente	Dirección de inclinación/inclinación
1	45/37
2	220/28
3	265/25
4	265/15
5	250/20

Tabla 1. Orientación de líneas de paleocorrientes medidas en la parte basal de la Fm. Soyatal.

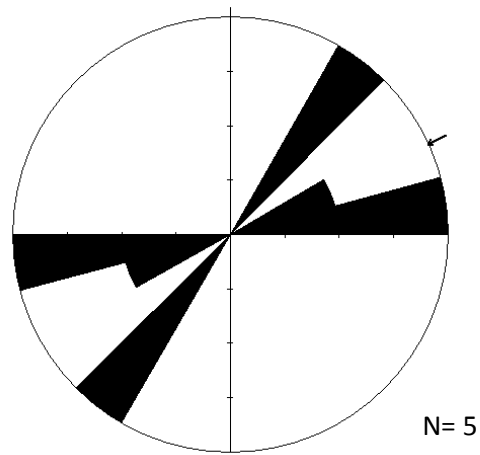


Ilustración 15. Diagrama de rosa que muestra las orientaciones preferenciales de las líneas de paleocorrientes.

	MUESTRA	MATRIZ + CEMENTO (%)	CUARZO MONOCRISTALINO EXTINCIÓN ONDULANTE (%)	CUARZO POLICRISTALINO (%)	CALCITA MONOCRISTALINA (%)	CALCITA POLICRISTALINA (%)	PLAGIOCLASA (%)	MICAS (%)	LIMOLITA-ARENISCA FINA (%)	CALIZA CON ABUNDANTES OPACOS (%)	ARENISCA GRANO FINO-MEDIO (%)	CALIZA WACKSTONE (%)	LÍTICOS EXTRUSIVOS MÁFICOS (%)	MINERALES OPACOS (%)	
P1 ←	ZM0101	54	3	0.5	3.75	5	0.125	0.125	20	2.5	1.5	1.5	3.5	4.5	En Zimapán
P6 ←	JQ0106	49	24	2	5	4	3.5	6	1	0.5	0.5	4.5			En San Joaquín
P9 ←	JQ0107	59.3	6.6	7	0.6	2	0.6	9.6	0.5	0	0	0	0.2	3.1	10.3
P10 ←	TR0110	42.6	26.3	5.6	3	0	1.3	0.5	0.3	0.2	14.3	1.1	0.2	0	0.6
P14 ←	JQ0114	49	22	4	2	0	1.5	0	2	0.2	13	0.5	0.2	0	1.5
P3 ←	MC0102	57	2.5	1.5	23	0.5	0.5	4	11						
P4 ←	MC0103	58	5	2	24	0.5	0.5	2	8						
P5 ←	MC0104	58	0	0	23	0	0	1	18						
P13 ←	JQ0111	60	0	0	37	0	0	1	2						

Tabla 2. Petrografía de muestras de roca correspondientes a los tres miembros de la Fm. Soyatal. Estas muestras involucran preferencialmente fracciones gruesas (en especial en lo que se refiere a rocas siliciclásticas). Para cada muestra se indican los porcentajes estimados de cada uno de los componentes identificados, así como la estación estructural en la que fue recolectada, misma que puede ubicarse en el mapa de la Ilustración 12a.

5.3.2 Miembro medio de la Formación Soyatal

Este miembro de la Formación Soyatal está constituido por intercalaciones de rocas calcáreas y rocas siliciclásticas (Ilustración 13).

Lo integran estratos gruesos y muy gruesos, que varían entre 1 y 2.5 m, de rocas gris medio en superficie fresca y marrón a la intemperie, granodecreciente de arena mediana a limos. Composicionalmente incluyen clastos de cuarzo y algunos de feldespato y son ligeramente carbonatadas a la base del estrato. Estos estratos se intercalan de manera rítmica con estratos muy delgados y delgados (2.5 a 30 cm) de rocas gris oscuro al fresco que efervescen mucho al contacto con HCl; mismas que se clasificaron como caliza wackestone que cambia de manera transicional a marga y finalmente a limolita calcárea (Ilustración 16a y b). Por último, se observan esporádicas láminas de caliza de textura mudstone.

Un aspecto característico del miembro medio de la Formación Soyatal es la presencia de estratos lenticulares de conglomerado que alcanzan ~6 m. Éstos se integran principalmente de líticos carbonatados del tamaño de gravas y arenas (algunos incluso son del tamaño de bloques de hasta ~18 cm) con bordes subredondeados a subangulosos (los subangulosos son más comunes en los afloramientos más al oeste, por ejemplo en las cercanías de la cabalgadura El Doctor), en contacto unos con otros y embebidos en una matriz muy oxidada (Ilustración 16d). Los límites entre la matriz y los clastos se observan irregulares y no bien definidos. Se trata de lentes de un conglomerado clastosoportado que se constituye principalmente por intraclastos de diferentes tipos de caliza.

En los intervalos más arenosos es posible observar estructuras primarias como marcas de carga, estratificación cruzada y convoluta (Ilustración 16e).

En la estación P21 (ver mapa de la Ilustración 12a), se observó dentro de uno de los estratos arenosos de esta unidad un bloque de una roca caliza de textura mudstone-wackestone (Ilustración 16c). Clastos con características semejantes, pero de diámetros centimétricos y representando estructuras sigma se observaron en la estación P29 (Ilustración 12a).

Las muestras del miembro medio de la Formación Soyatal que se recolectaron en campo y se identificaron posteriormente en lámina delgada corresponden a dos rocas de distinta composición (tabla 2).

1. Rocas epiclásticas psammíticas de grano fino a medio, de moderadamente a bien seleccionadas, cementadas por calcita (microespatita-pseudoespatita) y hematita, cuya abundancia de cementantes varía entre ~42 y ~60 %, con clastos de subangulosos a subredondeados, compuestas por: cuarzo monocristalino con extinción recta (entre ~6 y ~27 %, Ilustración 16n), pedernal (~14 %, Ilustración 16n y r), fósiles (~10 %, Ilustración 16n, q y s), clastos de calcita (~10 %, Ilustración 16n), cuarzo monocristalino con extinción ondulante (~4 - ~7 %, Ilustración 16n), cuarzo policristalino con extinción ondulante (~3 %, Ilustración 16k y n), muscovita clástica (~2 %, Ilustración 16n), plagioclasa (~1.5%, Ilustración 16p), glauconita (~1.5 %, Ilustración 16o), fragmentos líticos constituidos por cristales de cuarzo con posibles contactos suturados y micas (hasta ~1 %, Ilustración 16j y ñ), fragmentos líticos foliados (<0.5 %, Ilustración 16l), feldespato con maclas (<0.5 %, Ilustración 16m), circón (<0.5 %), además de minerales opacos (entre ~3 y ~4 %) y cuarzo diagenético.

En la transición entre la parte superior del miembro inferior y la parte basal del miembro medio es posible observar foraminíferos planctónicos (Ilustración 16s) y posiblemente valvas de ostrácodos, así como fragmentos de probables conchas de pelecípodos (Ilustración 16q).

Estas muestras corresponden a una arenisca siliciclástica cementada por calcita que se clasificó como una cuarzoarenita de grano fino a medio.

2. Rocas de textura epiclástica psefítica a epiclástica psammítica que consisten en ~63% de fragmentos subangulosos a subredondeados de líticos de calizas packstone y grainstone (Ilustración 16i), ~14% de caliza wackestone (Ilustración 16f y g) y ~4% de caliza mudstone-wackestone (Ilustración 16f y

h); además, clastos de calcita (~2%) y cuarzo de extinción ondulante (~2%). Estos líticos se encuentran principalmente en contacto unos con otros, aunque también son soportados por una matriz limo-arcillosa muy oxidada o parcialmente cementados por calcita. Los límites entre la matriz y los clastos de calizas se observan irregulares y no bien definidos.

Los fósiles contenidos en los líticos de caliza mudstone-wackestone consisten principalmente de foraminíferos planctónicos y otro tipo de fósiles no clasificados que se muestran en la Ilustración 16h. En el caso de los líticos de caliza wackestone, sus fósiles más representativos se muestran en la Ilustración 16f y g, mientras que los más representativos de la caliza grainstone se muestran en la Ilustración 16i.

La descripción anterior llevó a clasificar estas muestras como correspondientes a un conglomerado polimíctico.

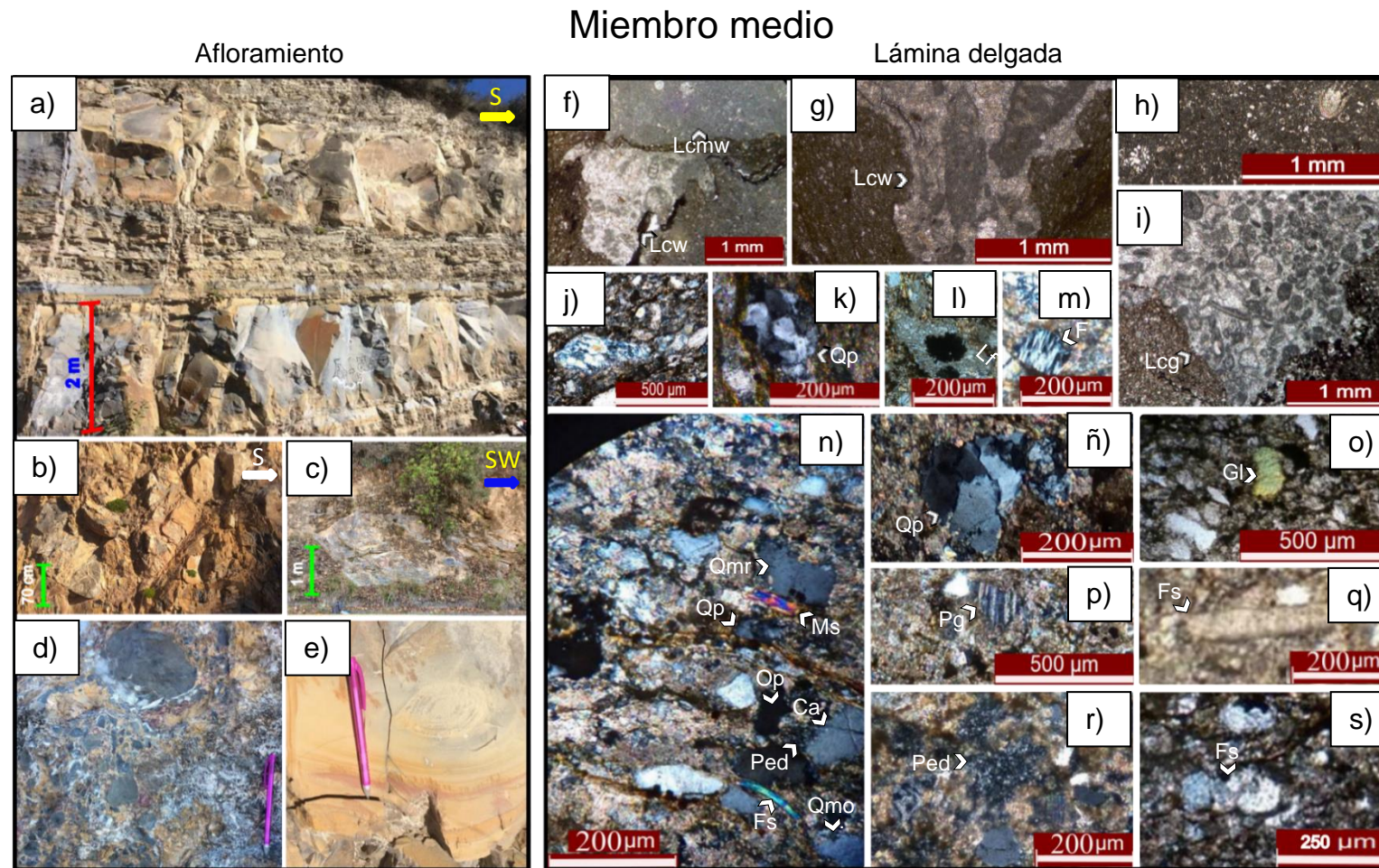


Ilustración 16. Características litoestratigráficas, sedimentológicas y petrográficas del miembro medio de la Fm. Soyatal en San Joaquín, Qro., observables en afloramiento (a-e) y en lámina delgada (f-s): a) intercalación de estratos siliciclásticos y carbonatados; b) lente de conglomerado; c) estructura sigma en caliza mudstone-wackestone; d) conglomerado clasto-soportado con intraclastos de caliza; e) estratificación convoluta; f) y g) intraclastos de caliza wackestone (Lcw) y mudstone-wackestone (Lcmw) en el conglomerado clasto-soportado; h) foraminíferos planctónicos y otros fósiles sin identificar en un Lcmw; i) intraclasto de caliza grainstone (Lcg); j) fragmento lítico con cuarzo de posibles contactos suturados y micas; k) cuarzo policristalino con extinción ondulante; l) fragmento lítico foliado (Lf); m) feldespato (F) con maclas; n) cuarzo monocristalino con extinción recta (Qmr) y ondulante (Qmo), cuarzo policristalino (Qp), pedernal (Ped), clastos de calcita (Ca), muscovita clástica (Ms), minerales opacos (Op) y fósiles (Fs) en arenisca del miembro medio; ñ) cuarzo policristalino (Qp) con contactos irregulares; o) glauconita (Gl); p) plagioclasa (Pg); q) posible fragmento de concha de pelecípodo; r) pedernal (Ped); s) fósiles (Fs) de foraminíferos planctónicos.

5.3.3 Miembro superior de la Formación Soyatal en San Joaquín

Se compone de estratos delgados y gruesos (desde 1.5 y hasta 70 cm) de rocas de color gris medio en superficie fresca y pardo a la intemperie, con gradación granodecreciente. La parte basal de los estratos está constituida por arenisca de grano grueso a medio, que incluye granos de cuarzo y feldespato, mientras que hacia la cima cambia a arenisca de grano mediano y limolita (Ilustración 17a y c). Adicionalmente se encuentran intercalaciones con estratos muy delgados de lutita, así como algunos horizontes de yeso. En los estratos de arenisca y limolita es posible observar estructuras primarias como laminaciones y estratificación cruzada (Ilustración 17b) y convoluta.

La composición de las muestras de arenisca de esta unidad es semejante a la de aquéllas del miembro medio (Tabla 2); sin embargo, en la secuencia estratigráfica se observa muy escasa presencia de estratos de caliza, así como disminución de los componentes carbonatados.

El análisis petrográfico de algunas de las muestras de arenisca permite identificar rocas con cemento calcáreo (microespatita-pseudoespatita) y de hematita, cuya abundancia es de ~49 %, que contiene granos de: cuarzo monocristalino con extinción recta (~24 %), pedernal (~6 %), cuarzo monocristalino con extinción ondulante (~2 %), muscovita clástica (~3.5 %), plagioclasa (~4 %), fragmentos líticos de caliza con abundantes minerales opacos (~1 %), fragmentos líticos constituidos por cristales de cuarzo con contactos suturados o irregulares (~0.5 %), circón (<0.5 %), además de minerales opacos (~4.5 %) y cuarzo diagenético (Ilustración 17g y h).

Estas rocas presentan una textura epiclástica psammítica de grano fino a medio y varían de bien seleccionadas a moderadamente bien seleccionadas. Sus clastos son principalmente subangulosos y en menor proporción subredondeados. Estas muestras corresponden a una cuarzoarenita cementada por carbonato de calcio.

5.3.4 Miembro superior de la Formación Soyatal en Zimapán

Consiste en general de estratos tabulares gruesos y muy gruesos de marga arenosa y caliza arenosa en la base de los mismos, que presentan una disminución gradual del tamaño de sus clastos hacia su parte alta. Éstos se intercalan rítmicamente con estratos delgados de lutita calcárea (Ilustraciones 13 y 17d). El cementante calcáreo de estas rocas presenta un color gris al fresco que intemperiza a pardo. En el área de Zimapán, el miembro superior de la Formación Soyatal se encuentra cubierto discordantemente por la Formación El Morro (Ilustraciones 13 y 17e).

Entre las características identificadas se incluyen estructuras primarias como gradación normal y laminación cruzada (Ilustración 17e), así como algunos horizontes de la secuencia Bouma. Además, se desarrollan algunos pliegues sinsedimentarios de extensión local (Ilustración 17f).

Las muestras analizadas cuentan con una matriz calcáreo-arcillosa (matriz + cemento ~54 %) cuyo color de meteorización es marrón. Los fragmentos siliciclásticos reconocidos al microscopio tienen tamaños muy variados, que van desde arena fina hasta arena gruesa (en algunos casos grava fina) y corresponden principalmente a fragmentos líticos (~29 %), cuarzo (~3.5 %, representando el cuarzo monocristalino de extinción recta el ~3 % y el policristalino ~0.5 %) y en menor proporción plagioclasa (~0.125 %) y micas (~0.125 %); mientras que no se observa una clara presencia de fósiles. También se encuentran minerales opacos (~4.5 %), clastos de calcita monocristalina (~3.75 %) y calcita policristalina aparentemente rellenando antiguas oquedades (información desglosada en la Tabla 2). Estas muestras corresponden a una marga arenosa.

Cabe mencionar que, del porcentaje total de fragmentos líticos, el ~20 % son fragmentos líticos de limolita-arenisca fina (Ilustración 17j), el ~3.5 % líticos negros de textura afanítica (vistos con luz paralela) en los que puede reconocerse lo que sugieren ser microlitos de plagioclasa y piroxeno, por lo que se concluyó que se trata de líticos de rocas volcánicas máficas (Ilustración 17k). Por otro lado, el ~2.5 % corresponde a caliza con abundantes minerales opacos (Ilustración 17l), en tanto

que el ~1.5 % a arenisca de grano fino-medio (Ilustración 17n) y el ~1.5 % a caliza de textura wackestone (Ilustración 17i y m).

En los fragmentos líticos encontrados, pueden observarse bordes clasto-matriz bien definidos (Ilustración 17i-n); además, en algunos casos incluso hay signos de deformación previa, como la presencia de fracturas rellenas y clivaje cuya distribución se limita a dichos fragmentos (Ilustración 17i y j).

Miembro superior

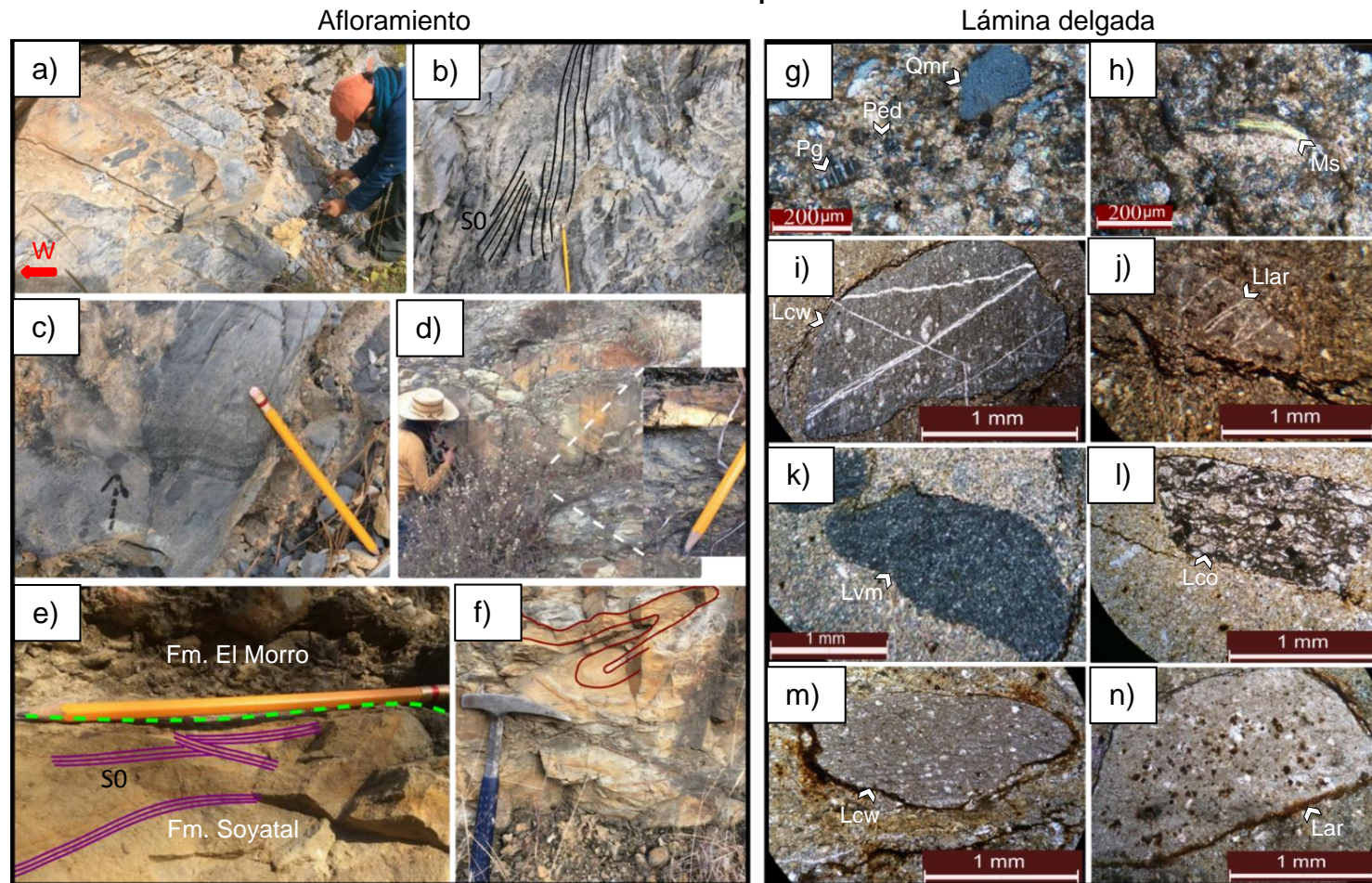


Ilustración 17. Características litoestratigráficas, sedimentológicas y petrográficas del miembro superior de la Fm. Soyatal en San Joaquín, Qro., y en Zimapán, Hidalgo, observables en afloramiento (a-f) y en lámina delgada (g-n). De San Joaquín: a) estratos con gradación normal intercalados con estratos delgados de lutita; b) estratificación cruzada; c) arenisca de grano grueso exhibiendo gradación normal; g) plagioclasa (Pg), pedernal (Ped) y cuarzo con extinción recta (Qmr); h) muscovita (Ms). De Zimapán: d) estratos de margas arenosas con gradación normal; e) superficie de contacto entre las formaciones Soyatal y El Morro, así como laminaciones cruzadas en la Fm. Soyatal; f) pliegue sinsedimentario; i) fragmento lítico de caliza con textura wackestone (Lcw) y con fracturas rellenas; j) fragmento lítico de limolita-arenisca fina (Llar) con fracturas rellenas; k) fragmento lítico volcánico máfico (Lvm); l) fragmento de caliza con abundantes minerales opacos (Lco); m) fragmento de caliza con textura wackestone (Lcw); n) fragmento de arenisca de grano fino-medio (Lar).

5.4 Características estructurales

Las estructuras mayores que acomodan el acortamiento del área de estudio incluyen una serie de anticlinales, sinclinales, cabalgaduras, fallas inversas y fallas normales. De poniente a oriente, y siendo la estructura principal, el área de estudio incluye aproximadamente 14 km de la traza de la cabalgadura El Doctor, donde las capas de la Formación El Doctor se encuentran cabalgando a las de la Formación Soyatal; al oriente de esta estructura se encuentra una cabalgadura de menor extensión y que repite la misma disposición de estas dos formaciones. Más al este se reconoce un pliegue sinforme asimétrico con vergencia al NE que es afectado por una falla normal kilométrica subvertical de rumbo NW-SE; aún más al este, se observan dos fallas inversas kilométricas asociadas a pliegues por propagación de falla con vergencia al NE, donde rocas de la Formación Tamaulipas Superior se montan sobre rocas de la Formación Soyatal. La orientación preferencial de los ejes de los pliegues es NW-SE y los planos de las fallas presentan buzamientos al SW (Ilustración 12a y b).

Las estructuras menores incluyen principalmente pliegues por *buckling* tipo *chevron* con vergencia preferencial al NE (localmente también pliegues isoclinales), intenso clivaje de plano axial, zonas de cizalla, fallas con desplazamientos de centímetros a decenas de centímetros y fracturas. Su expresión y rasgos característicos a través de los distintos miembros de la Formación Soyatal se discutirán a continuación. Todas estas estructuras evidencian acortamiento SW-NE.

5.4.1 Miembro inferior de la Formación Soyatal

5.4.1.1 Descripción mesoscópica

En los afloramientos del miembro inferior de la Formación Soyatal se observan pliegues *chevron* cuyos planos axiales buzcan 18° - 80° al SW (Ilustración 18b), de acuerdo con los buzamientos de los planos de clivaje de plano axial medidos

(Ilustración 18c e i). Los ejes de estos pliegues tienen una dirección NW-SE, como lo indican algunas crenulaciones paralelas a dichos ejes (Ilustración 18l).

Asociado a los pliegues, se tiene un clivaje de plano axial (S1) que a escala de afloramiento y en muestra de mano se expresa a través de superficies espaciadas, distribuidas de manera paralela-subparalela entre sí, subplanares, finas, oscuras y en algunos casos rojizas debido a la presencia de minerales insolubles y arcillas. Estas superficies presentan un buzamiento preferencial al SW (variando de 18° a 80°) (Ilustración 18c e i) y cortan los planos de estratificación/laminación. De acuerdo con lo anterior, a esta escala, S1 puede ser clasificado como un clivaje de crenulación discreto (*discrete crenulation cleavage*) (Gray, 1977a) o como un clivaje espaciado (Passchier y Trouw, 2005).

Tanto a escala mesoscópica (que va de los mm a los dm y que incluye las escalas de afloramiento y de muestra de mano) como microscópica, S1 es un clivaje intenso y bien definido en los estratos menos competentes (Ilustración 18c), mientras que en los estratos más competentes su expresión es mínima e incluso imperceptible, siendo más común observar a estos últimos afectados por pliegues *chevron* sin el desarrollo de un clivaje penetrativo.

Un segundo clivaje (S2) pudo reconocerse en una de las estaciones estructurales dentro del miembro inferior de la Formación Soyatal (P41 de la Ilustración 12a). Éste se encuentra representado por planos más espaciados que los de S1, mismos que buzaban al SW, variando de 25° a 47° (Ilustración 18j). S2 corta a S1 y en algunos casos se relaciona con pequeños pliegues que afectaron a este último.

En la estación estructural P15 se identificaron estructuras S-C (Ilustración 18d), donde las estructuras C tienen buzamientos de 30°-40° al SW.

También hay presencia de fracturas, las cuales en un diagrama de rosa muestran estar agrupadas en 2 familias principales: la primera y predominante con rumbo NW-SE, en tanto que la segunda con rumbo NE-SW (Ilustración 18k). Las fracturas cortan a estructuras de acortamiento como pliegues, clivaje y fallas inversas, lo que indica que el desarrollo de estas últimas fue previo al de las fracturas.

De las estructuras mayores ubicadas en el polígono de estudio, una de las fallas inversas, de extensión kilométrica NW-SE y asociada a un pliegue por propagación de falla asimétrico con vergencia al NE, involucra rocas de la Formación Tamaulipas Superior que se encuentran cabalgando a rocas del miembro inferior de la Formación Soyatal (Ilustraciones 12, estaciones P13, P52 y P53, y 18a). El plano de falla tiene un buzamiento al SW de 25° y a lo ancho de la zona de falla se observa harina de falla. Cabe mencionar que el paquete sedimentario que yace entre esta estructura y el contacto inferior (y cizallado) entre las formaciones Soyatal y Tamaulipas, muestra características de una zona de cizalla al presentar pliegues más cerrados y con planos axiales subhorizontales, así como un clivaje de plano axial muy intenso.

5.4.1.2 Descripción microscópica

A escala de lámina delgada, el clivaje (S1) es claro incluso en las fracciones de grano grueso, donde se identificó que, morfológicamente (de acuerdo con Powell, 1979), puede clasificarse como un clivaje disyuntivo rugoso (*rough disjunctive cleavage*) que se asocia a una alineación incipiente de los clastos (Ilustraciones 14e-i y 18f). No obstante, localmente, S1 llega a observarse menos rugoso y asociado a clastos con mayor alineación (Ilustración 18e y g).

Miembro inferior

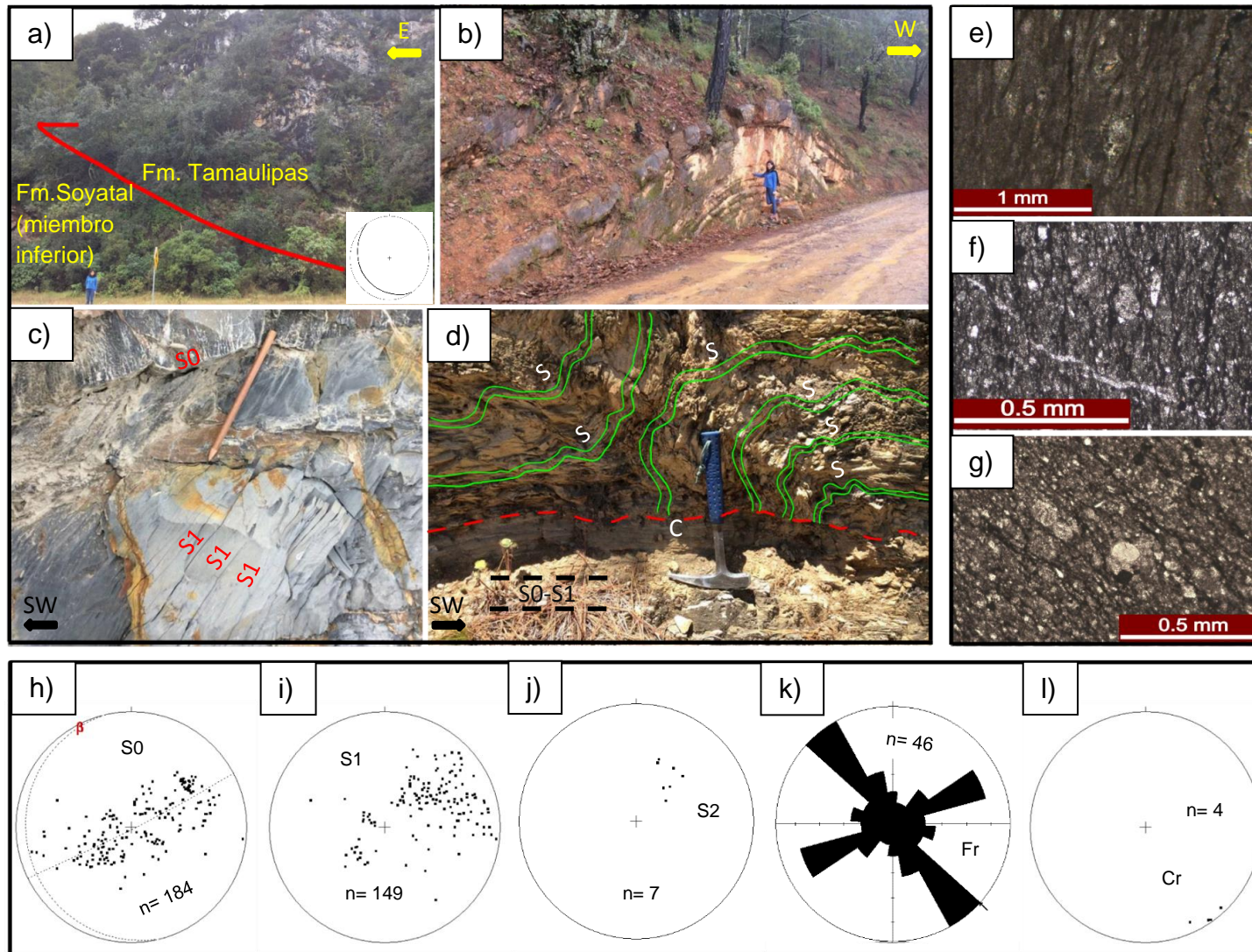


Ilustración 18. Características estructurales del miembro inferior de la Fm. Soyatal en San Joaquín, Qro., observables en afloramiento o en lámina delgada: a) estratos de la Fm. Tamaulipas Superior cabalgando a estratos del miembro inferior de la Fm. Soyatal; b) pliegue *chevron* simétrico; c) limolita y lutita calcáreas de esta facies afectadas por clivaje (S1); d) estructuras S-C; e), f) y g) reflejan un clivaje (S1) disyuntivo rugoso; h) polos correspondientes a los planos de estratificación medidos en esta facies, asociados a éstos se muestran la guirnalda, la superficie media y el eje beta; i) polos correspondientes al primer clivaje (S1); j) polos correspondientes al segundo clivaje (S2); k) familias de fracturas; l) líneas de crenulación.

5.4.2 Miembro medio de la Formación Soyatal

5.4.2.1 Descripción mesoscópica

En los afloramientos del miembro medio de la Formación Soyatal se observan también pliegues *chevron* (Ilustración 19a) con planos axiales que buzcan 5°-88° al SW y ejes en dirección NW-SE que tienen una orientación paralela a la de la mayor parte de las crenulaciones medidas (Ilustración 19m). Asimismo, se distingue un clivaje de plano axial (S1) asociado a estos pliegues, que a escala de afloramiento y en muestra de mano presenta características semejantes a las del S1 desarrollado en el miembro inferior, por lo que se le clasificó también como un clivaje de crenulación discreto (Gray, 1977a) o como un clivaje espaciado (Passchier y Trouw, 2005). Las superficies de S1 buzcan preferencialmente al SW entre 5° y 88° (Ilustración 19b y j).

Los planos de S1 se refractan localmente debido a la presencia de los clastos de caliza (Ilustraciones 16c y 19b), ya que éstos actúan como bloques rígidos y representan estructuras sigma que reflejan la cinemática en la deformación (Ilustración 19b). A escala mesoscópica, S1 es más intenso en los estratos menos competentes y mínimo o imperceptible en los más competentes.

Un segundo clivaje (S2) pudo reconocerse en algunas de las estaciones estructurales del miembro medio (P11, P12 y P33 de la Ilustración 12a). Éste se encuentra representado por planos más espaciados que los de S1, que buzcan al SW entre 31° y 75° (Ilustración 19k). S2 corta a S1 y en algunos casos se relaciona con pequeños pliegues que afectaron a este último.

En la estación P48 (Ilustración 12a) se identificó una zona de cizalla en la que la deformación se concentra a través de fallas inversas mesoscópicas con desplazamientos centimétricos. Los planos de falla buzcan al SW con inclinaciones de 45° a 50°, mientras que planos axiales de pliegues *chevron* y su clivaje asociado buzcan al SW (Ilustración 16c). En uno de los planos de falla se identificaron estrías

que señalan dos direcciones de movimiento: la primera al NE y la segunda y más reciente al NW (Ilustración 19e).

En este miembro de la Formación Soyatal se observan fracturas que se agrupan en 3 familias principales con distintos rumbos: NE-SW, E-W y NW-SE (Ilustración 19l). Las fracturas cortan a pliegues, clivaje y fallas inversas.

A través de una cabalgadura asociada a la cabalgadura El Doctor, pero de menor extensión, las rocas de la plataforma El Doctor se sobreponen a rocas de la Formación Soyatal. Un punto de observación y descripción de esta estructura es la estación estructural P14 (Ilustración 12a), donde se reconocieron estratos intercalados de arenisca y lutita del miembro medio de la Formación Soyatal involucrados en una intensa y compleja deformación (Ilustración 19d). Esta deformación desarrolla un clivaje intenso, subhorizontal y paralelo a los planos axiales de pliegues isoclinales y subparalelo al plano de falla de la cabalgadura (que muestra buzamientos al SW de 25° a 45°). Los flancos de los pliegues isoclinales se observan estirados y con fragmentación plástica (*boudinage*); adicionalmente, dichos pliegues se encuentran cortados por fracturas y desplazados por fallas.

5.4.2.2 Descripción microscópica

A escala de lámina delgada, las rocas de esta unidad, incluso las de grano grueso, muestran un clivaje (S1) disyuntivo rugoso (Powell, 1979) que se asocia a una ligera alineación de los clastos (Ilustración 19f y h). Sin embargo, localmente, S1 puede observarse menos rugoso y relacionado con clastos más alineados, preferencialmente en las rocas que afloran cerca de la cabalgadura El Doctor (Ilustración 19g).

Miembro medio

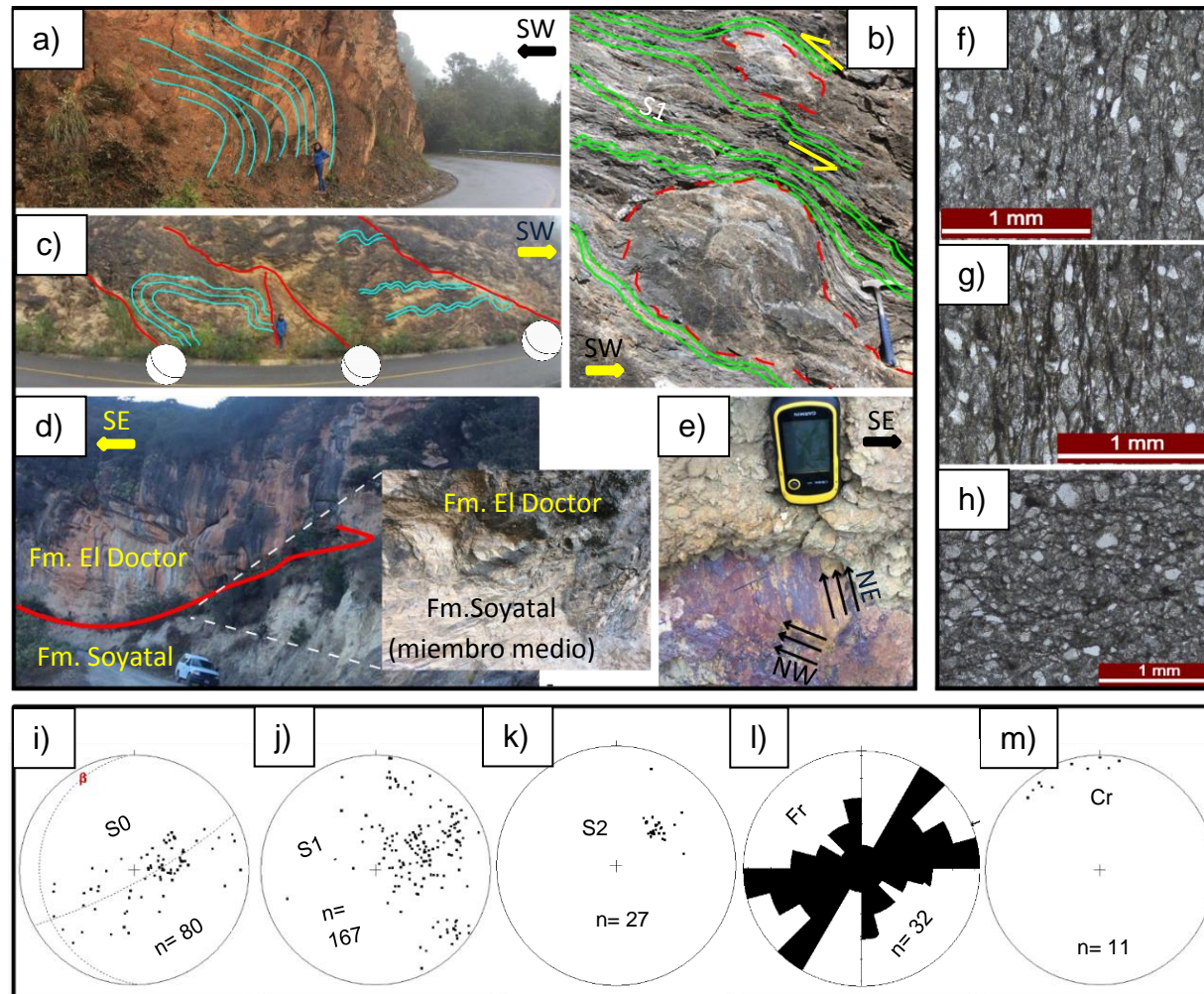


Ilustración 19. Características estructurales del miembro medio de la Fm. Soyatal en San Joaquín, Qro., observables en afloramiento o en lámina delgada: a) pliegue con plano axial subhorizontal; b) estructuras sigma representadas por clastos de caliza mudstone-wackestone; c) zona de cizalla con 3 fallas inversas y pliegues asociados; d) vista de la cabalgadura asociada a la cabalgadura El Doctor, donde la Fm. El Doctor se monta sobre la Fm. Soyatal; e) estrías encontradas sobre uno de los planos de falla de la zona de cizalla mostrada en c), que indican dos direcciones cinemáticas; f), g) y h) reflejan un clivaje (S1) en general disyuntivo rugoso; i) polos correspondientes a los planos de estratificación; asociados a éstos se muestran la guirnalda, la superficie media y el eje beta; j) polos correspondientes al primer clivaje (S1); k) polos asociados al segundo clivaje (S2); l) familias de fracturas; m) líneas de crenulación.

5.4.3 Miembro superior de la Formación Soyatal en San Joaquín

5.4.3.1 Descripción mesoscópica

Dentro de la zona de San Joaquín, en los afloramientos del miembro superior de la Formación Soyatal, se observan pliegues *chevron* con planos axiales buzando al SW 8°-90° (Ilustración 20a) y ejes en dirección NW-SE (Ilustración 20m).

El clivaje de plano axial relacionado con los pliegues mencionados (S1), a escala de afloramiento y muestra de mano presenta características similares a las de S1 en los miembros anteriores de la Formación Soyatal, por lo que se le clasificó también como un clivaje de crenulación discreto (Gray, 1977a) o como un clivaje espaciado (Passchier y Trouw, 2005). Este clivaje es más intenso en los intervalos de granulometría más fina y tiene un buzamiento preferencial al SW de entre 8° y 90° (Ilustración 20a, b y d). Los polos asociados a estos planos de clivaje se plasmaron en una misma proyección equiareal junto con aquéllos medidos en los afloramientos correspondientes al miembro superior en el área de Zimapán, Hgo. (Ilustración 20j).

Un segundo clivaje pudo reconocerse en algunas de las estaciones estructurales de este miembro en San Joaquín, con planos que buzaban al SW con 21°-83° y más espaciados que los de S1 (Ilustración 20k). S2 corta a S1 y en algunos casos se relaciona con pequeños pliegues que afectaron a este último. En el caso de P8 de la Ilustración 12a, la presencia de dos clivajes generó estructuras de lápiz (Ilustración 20b).

Muy cerca de la estación P8, una falla normal con rumbo NW-SE y con los bloques tanto de techo como de piso en rocas del miembro superior de la Formación Soyatal, tiene un plano de falla que buza al SW con 79° (Ilustración 20e), con desarrollo de estrías que indican una cinemática de falla normal. Además, a lo ancho de la zona de falla se encuentra harina de falla. La linealidad del cauce del arroyo Solares, así como la identificación de esta estructura en el área circundante, llevaron a la

deducción de la existencia de una falla normal kilométrica a lo largo del cauce de dicho arroyo, con una longitud de algunos kilómetros y orientación NW-SE (ver en el mapa de la Ilustración 12a).

Otras estructuras en esta unidad de la Formación Soyatal son fracturas. En un mismo diagrama de rosa se plasmaron las orientaciones de las fracturas medidas en esta unidad tanto de sus afloramientos de San Joaquín como los de Zimapán; dicho diagrama muestra que éstas se agrupan en 3 familias principales con distintos rumbos: NE-SW, E-W y NW-SE (Ilustración 20I). Las fracturas cortan a pliegues, clivaje y fallas inversas, lo que indica que el desarrollo de estos últimos fue previo al de las fracturas.

De las estructuras mayores ubicadas en el polígono de estudio, otra de las fallas inversas, de extensión kilométrica, orientación NW-SE y desplazamiento del orden de decenas metros, involucra rocas de la Formación Tamaulipas que cabalgan a las rocas del miembro superior de la Formación Soyatal (Ilustración 20c; estación P6 del mapa de la Ilustración 12a). El plano de falla buza al SW con 32°.

5.4.3.2 Descripción microscópica

El clivaje (S1) de las rocas de esta unidad, a escala microscópica evidente incluso en las fracciones de grano grueso, es igualmente disyuntivo rugoso (Powell, 1979). S1 y la incipiente alineación de clastos asociada a éste se muestran en la Ilustración 20g.

5.4.4 Miembro superior de la Formación Soyatal en Zimapán

5.4.4.1 Descripción mesoscópica

Las observaciones estructurales en esta localidad corresponden únicamente a aquéllas hechas en la estación P1 (mapa de la Ilustración 12a), donde se identificó

al miembro superior de la Formación Soyatal. A escala de afloramiento y de muestra de mano se distingue un clivaje (S1) pobremente desarrollado (Ilustración 20f) en comparación con el que se observa en San Joaquín. Éste fue también clasificado como un clivaje de crenulación discreto (Gray, 1977a) o como un clivaje espaciado (Passchier y Trouw, 2005). S1 se desarrolla sólo en las rocas de grano fino y tiene un buzamiento preferente al SW entre 12° y 31°. Los polos relativos a los planos de S1 se plasmaron en el mismo estereograma en que se plasmaron los del miembro superior de esta formación en San Joaquín (Ilustración 20j).

Por otro lado, pueden observarse algunas fracturas y vetas de calcita. Las orientaciones de las fracturas se plasmaron en un diagrama de rosa junto con aquéllas de esta unidad en San Joaquín (Ilustración 20l). Las fracturas cortan a los pliegues y al clivaje.

5.4.4.2 Descripción microscópica

A escala microscópica, S1 es visible también en las fracciones de grano grueso, donde se reconoce que es disyuntivo rugoso (Powell, 1979) y se asocia a una ligera alineación de los clastos (Ilustración 20h). A esta escala se reconocieron algunos fragmentos líticos que presentan fracturas rellenas y clivaje cuya extensión se limita únicamente a éstos (Ilustración 20i y j), indicando deformación previa.

Miembro superior

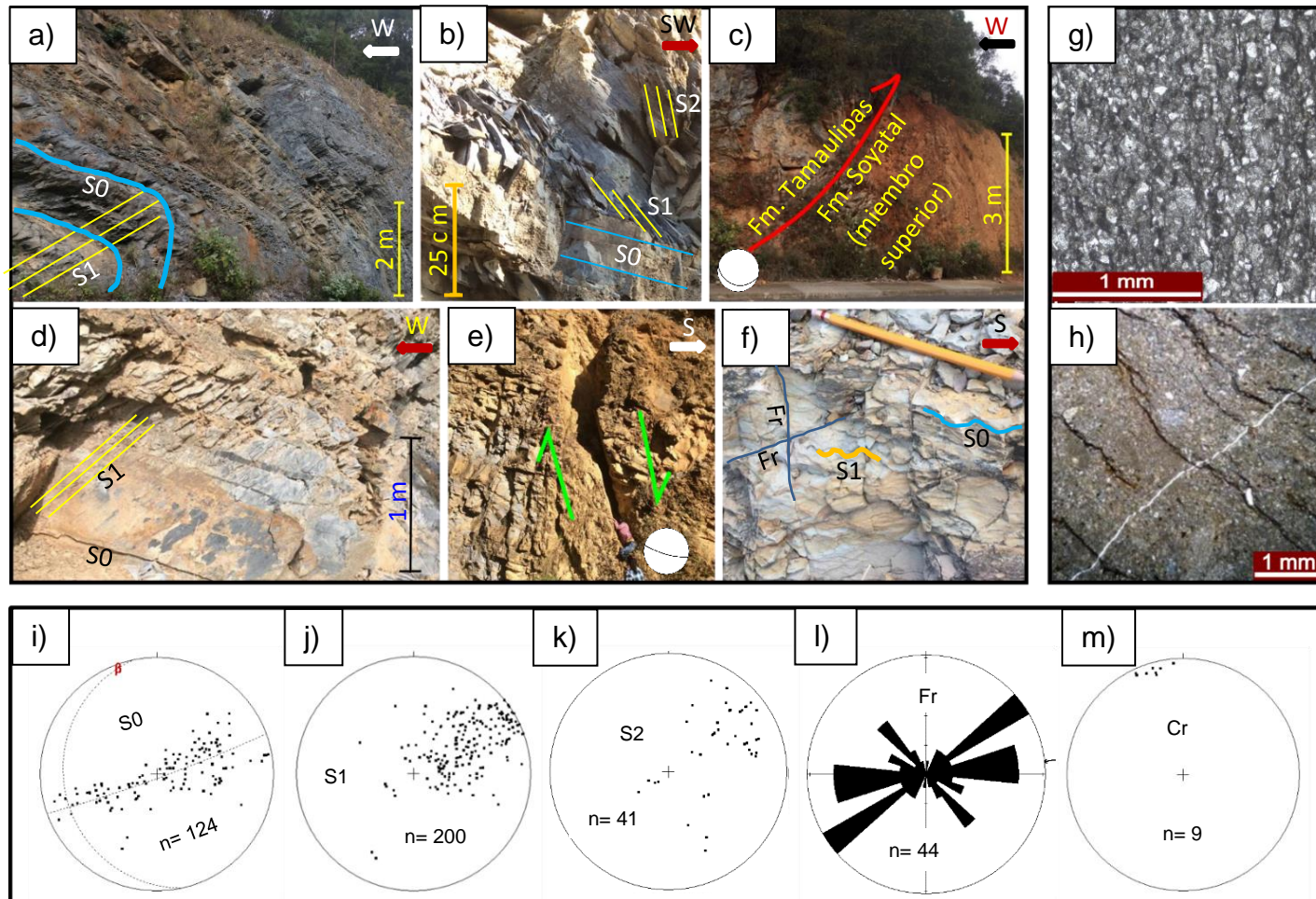


Ilustración 20. Características estructurales del miembro superior de la Fm. Soyatal en San Joaquín y Zimapán, observables en afloramiento o en lámina delgada. De San Joaquín: a) pliegue *chevron* asimétrico con vergencia al SW, asociado al clivaje (S1); b) planos de estratificación (S0), primer (S1) y segundo (S2) clivajes; c) falla inversa que involucra rocas de la Fm. Tamaulipas montándose sobre rocas del miembro superior de la Fm. Soyatal; d) estratificación (S0) y primer clivaje (S1), desarrollado principalmente en las fracciones más finas; e) falla normal que buza al SW con bloques de techo y piso en rocas del miembro superior de la Fm. Soyatal; g) clivaje (S1) disyuntivo rugoso; k) polos correspondientes a S2; m) líneas de crenulación. De Zimapán: f) planos de estratificación (S0), clivaje (S1) y fracturas (Fr); h) clivaje disyuntivo rugoso. De ambas áreas: i) polos relativos a los planos de estratificación, asociados a éstos se muestran la guirnalda, la superficie media y el eje beta; j) polos de S1; l) familias de fracturas.

Capítulo VI. Discusión

6.1 Modelos de depósito de la Formación Soyatal y las propuestas sobre su origen

Se han propuesto dos modelos de depósito para la Formación Soyatal, cada uno de los cuales se asocia, además, a una interpretación diferente sobre su origen con base en sus características. Los trabajos que abordan el estudio de la Formación Soyatal la reconocen como una sucesión eminentemente calcárea y con variaciones litoestratigráficas y composicionales mínimas (por ejemplo: Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Hernández-Jáuregui, 1997; Carrillo-Martínez, 1998); sin embargo, otros trabajos han reconocido un componente siliciclástico a través del paquete sedimentario (Mendoza-Rosales, 1990; Lawton *et al.*, 2009; Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a; Vásquez-Serrano, 2018).

El primer modelo (Hernández-Jáuregui, 1997) propone que el depósito de la Formación Soyatal se relaciona con una cuenca montada (*piggy-back*) localizada en el sinclinal de Maconí (Ilustración 21a), donde el desarrollo de la cuenca y el depósito de sedimentos sintectónicos fueron procesos simultáneos. Estos sedimentos habrían sido el resultado de la erosión de los altos estructurales próximos, tales como la plataforma El Doctor y el anticlinal El Piñón. A pesar de que Hernández-Jáuregui (1997) describe a la Formación Soyatal como predominantemente calcárea, reconoce algunos cambios de la base a la cima, como el aumento en contenido pelítico, así como una repentina presencia de siliciclastos cuyo origen relaciona con aportes de la Formación Las Trancas.

En contraparte a lo anterior, el segundo modelo considera que el depósito de esta formación y en general de las sucesiones sintectónicas del Cretácico Superior en la Cuenca Mesozoica del Centro de México se llevó a cabo en la antefosa del sistema de cuenca de antepaís (Ilustración 21b) (Lawton *et al.*, 2009; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016; Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a; Vásquez-Serrano, 2018), de acuerdo con la

presencia de sedimentos que fueron transportados grandes distancias desde sus fuentes ubicadas principalmente al oeste, noroeste y sur, y cuya naturaleza es muy variada e incluye rocas ígneas plutónicas y volcánicas, rocas sedimentarias y rocas metamórficas (Lawton *et al.*, 2009; Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a).

A partir de análisis petrográficos realizados en areniscas de las sucesiones sintectónicas de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (incluida la Formación Soyatal), Juárez-Arriaga *et al.* (2016a) han propuesto que durante el Cenomaniano tardío-Turoniano y durante la etapa temprana de depósito de la Formación Soyatal, la sedimentación sintectónica tuvo fuentes de naturaleza ígnea, sedimentaria y metamórfica. Por su parte, durante el Coniaciano-Campaniano temprano (hacia la etapa tardía de depósito de esta formación), los aportes de rocas metamórficas disminuyeron e incluso cesaron; predominando las fuentes de naturaleza ígnea y sedimentaria.

Dichas observaciones fueron complementadas con los resultados del análisis de geocronología de circones clásticos obtenidos por Lawton *et al.* (2009) y Juárez-Arriaga *et al.* (2016a), reportando poblaciones de circones en el rango de edades de ~90-100 Ma, ~128 y ~475 Ma. La primera y mayor población derivada de fuentes ígneas ubicadas al oeste (probablemente rocas del Terreno Guerrero o rocas relacionadas con plutonismo en lo que más tarde sería la península de Baja California); asimismo, la segunda población relacionada con plutonismo y vulcanismo más antiguo en el Arco Cordillerano (al oeste), en tanto que la tercera población podría corresponder a los plutones Esperanza del Terreno Mixteco. Adicionalmente, Lawton *et al.* (2009) consideran fuentes sedimentarias y metamórficas: la primera estaría en el cinturón de pliegues y cabalgaduras, mientras que la segunda sería difícil de ubicar, pero podría asociarse a la erosión de rocas expuestas del basamento del Terreno Guerrero, así como a la erosión de rocas de basamento de la parte SW de Estados Unidos.

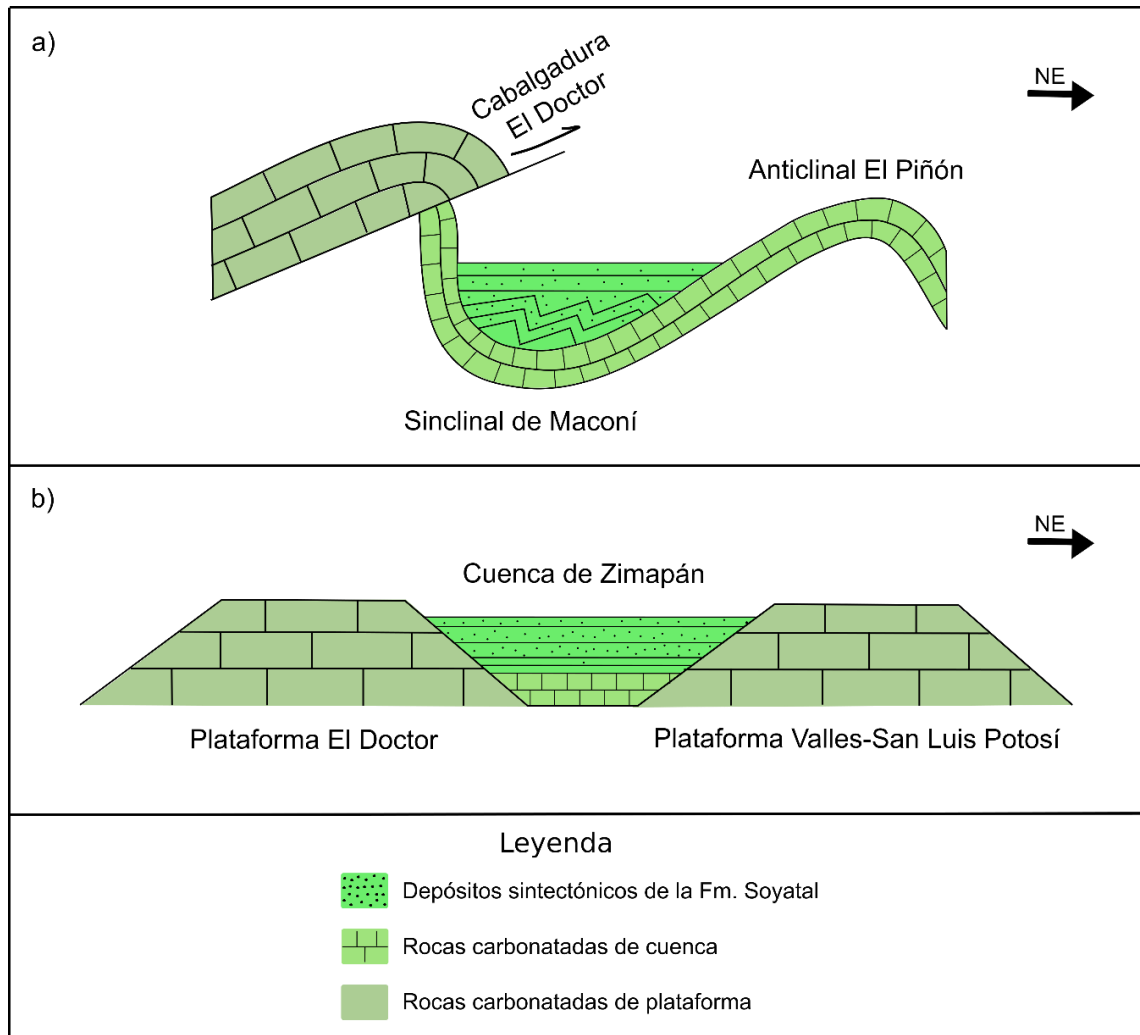


Ilustración 21. Ambientes tectónicos en los que se depositó la Formación Soyatal durante el Cretácico Tardío: a) según el modelo de Hernández-Jáuregui (1997); b) con base en el modelo de Lawton *et al.* (2009) y Juárez-Arriaga *et al.* (2016a).

6.2 Procedencia de la Formación Soyatal y modelo de depósito

La Formación Soyatal presenta características distintivas en cada uno de sus miembros, siendo las que a continuación se puntualizan las más representativas o significativas a fin de establecer las diferencias litoestratigráficas y sedimentológicas entre sus miembros, discutir su origen y determinar el modelo de depósito de la Formación Soyatal al que más se adapta.

6.2.1 Miembro inferior: rasgos característicos y origen

Es predominantemente calcáreo y consiste en estratos delgados de caliza wackestone, marga y lutita con abundantes estructuras primarias que representan gran parte de la secuencia Bouma y sugieren su origen turbidítico. Un rasgo propio en este miembro es también la presencia de pirita sedimentaria.

Las paleocorrientes medidas indican turbiditas predominantemente depositadas por corrientes del SW y del NE (Tabla 1 e Ilustración 15).

Cabe mencionar que las trazas de siliciclastos identificados en las láminas delgadas de caliza, si bien es claro que no reflejan la fuente de aporte principal o más importante, adquieren relevancia al sugerir aportes de una fuente ígnea (probablemente de composición félsica o intermedia) e incluso metamórfica. La primera estaría representada por los cristales de cuarzo monocristalino con extinción recta, en tanto que la segunda por los cristales de cuarzo monocristalino con extinción ondulante. Por otra parte, la pirita es evidencia de las condiciones reductoras prevalecientes durante el depósito.

Las características de este miembro concuerdan con las de un ambiente de antifosa en el que imperan las condiciones reductoras, así como los aportes de sedimentos carbonatados, que contemplan sedimentación pelágica y flujos turbidíticos predominantemente calcáreos; en estos últimos, los sedimentos pudieron derivarse de las plataformas adyacentes.

A lo anterior se sumaron aportes menores de sedimentos de probable origen ígneo (de rocas de composición félsica o intermedia) y metamórfico. Esto tiene cierta compatibilidad con la propuesta de Juárez-Arriaga *et al.* (2016a) para la etapa temprana del depósito de la Formación Soyatal, así como con la propuesta de Lawton *et al.* (2009). Los sedimentos de origen ígneo podrían corresponder a fuentes ubicadas al oeste (rocas asociadas al Terreno Guerrero o a plutonismo en lo que más tarde sería la península de Baja California), mientras que los de origen metamórfico podrían asociarse a la erosión de rocas expuestas del basamento del Terreno Guerrero o a la erosión de rocas de basamento de la parte SW de Estados

Unidos. Adicionalmente, cabe la posibilidad de que los fragmentos de origen metamórfico se hayan derivado de fuentes más cercanas como las rocas del Complejo El Chilar, donde se han reportado fragmentos líticos metamórficos dentro de sus areniscas (Ortega-Flores *et al.*, 2014).

6.2.2 Miembro medio: rasgos característicos y origen

Muestra un carácter mucho más siliciclástico que el anterior, pues se encuentran intercalaciones de rocas siliciclásticas y rocas calcáreas. Las rocas siliciclásticas, particularmente los estratos de arenisca y los lentes de conglomerado, definen las diferencias más claras con respecto a los otros dos miembros. Además, los bloques de caliza son también característicos.

En este miembro se observan los estratos más gruesos de toda la columna sedimentaria. Corresponden a estratos gruesos y muy gruesos de una cuarzoarenita de grano fino-medio con gradación normal y otras estructuras primarias en abundancia, mismas que reflejan gran parte de la secuencia Bouma y denotan su naturaleza turbidítica. Además de estos rasgos característicos a escala mesoscópica, las láminas delgadas de arenisca permiten ver claras diferencias composicionales con respecto a la caliza y marga del miembro inferior (Tabla 2). De los clastos observables destacan algunos por sugerir la naturaleza de sus fuentes, las cuales incluyen una mezcla de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas: cuarzo monocristalino con extinción recta (fuente ígnea, probablemente de composición félsica o intermedia), pedernal y clastos de calcita (fuente sedimentaria), cuarzo monocristalino con extinción ondulante (fuente metamórfica), cuarzo policristalino con extinción ondulante (fuente metamórfica), plagioclasa y muscovita (fuente ígnea félsica o metamórfica), fragmentos líticos constituidos por cristales de cuarzo con posibles contactos suturados y en otros casos con contactos irregulares (fuente metamórfica, cuarcita), fragmentos líticos foliados (fuente metamórfica, esquisto), feldespato con maclas (fuente metamórfica, posiblemente rocas graníticas deformadas).

En cuanto a los lentes de conglomerado calcáreo, éstos representan el rasgo más característico del miembro medio. Los bordes no bien definidos entre sus clastos y su matriz comprueban que se trata de intraclastos. El hecho de que los intraclastos correspondan principalmente a calizas packstone y grainstone hace que las fuentes principales más probables sean rocas de plataformas activas adyacentes. La primera opción es la Plataforma Valles-San Luis Potosí, en la que se ha reportado actividad hasta el Turoniano (López Doncel, R., 2003) e incluso hasta el Santoniano (Rodríguez-Hernández *et al.*, 2009). Además, no se descarta la posibilidad de que tengan influencia de la plataforma El Doctor, lo que explicaría el hecho de que en los afloramientos más al oeste del área de estudio los clastos subangulosos son más comunes. En lo referente a los de caliza wackestone y caliza mudstone-wackestone, probablemente corresponden a la misma Formación Soyatal. A su vez, los cristales de cuarzo con extinción ondulante hablan de una posible fuente metamórfica.

Las características de este miembro concuerdan con las de un ambiente de cuenca en el que, aunque hay sedimentación pelágica y aportes de fuentes carbonatadas, predominan los flujos turbidíticos de naturaleza principalmente siliciclástica. El origen de sus sedimentos se relaciona con fuentes ígneas, sedimentarias y metamórficas, por lo que también existe compatibilidad con las propuestas de Lawton *et al.* (2009) y Juárez-Arriaga *et al.* (2016a). De manera semejante al miembro inferior, los clastos de origen ígneo y metamórfico podrían estar relacionados, respectivamente, con el Terreno Guerrero o plutonismo en la península de Baja California, y con rocas expuestas del basamento del Terreno Guerrero, con rocas de basamento de la parte SW de Estados Unidos o con rocas del Complejo El Chilar. En cuanto a los clastos de origen sedimentario, su fuente estaría en rocas carbonatadas y siliciclásticas expuestas en el cinturón de pliegues y cabalgaduras, incluyendo aquéllas de estratos basales de la Formación Soyatal.

Por otro lado, flujos turbidíticos posiblemente originados en bordes de la plataforma Valles-San Luis Potosí (e incluso de la plataforma El Doctor), acarrearían fragmentos no consolidados y, al depositarse sobre estratos contemporáneos de la Formación

Soyatal, también incorporaron a su paso sedimentos de ésta. Adicionalmente, bloques de la Formación Tamaulipas y posiblemente de la plataforma El Doctor fueron desprendidos e incorporados en los depósitos de la Formación Soyatal.

6.2.3 Miembro superior: rasgos característicos y origen

El miembro superior de la Formación Soyatal presenta características particulares según el nivel estratigráfico, es decir, las rocas de la parte basal del miembro superior (que afloran en las cercanías de San Joaquín, Qro.) se diferencian de aquéllas que se encuentran más próximas al contacto con la Formación El Morro (observables en las cercanías de Zimapán, Hgo.). A pesar de esto, se puede hacer una descripción general para el miembro superior de la Formación Soyatal, en su conjunto, al decir que se caracteriza por ser principalmente siliciclástico.

Las características de este miembro concuerdan con las de un ambiente de flujos turbidíticos de naturaleza siliciclástica y en menor medida aportes de fuentes calcáreas. Inicialmente, los sedimentos depositados probablemente son de origen ígneo (de rocas de composición félsica o quizás intermedia) y sedimentario, con un aporte metamórfico disminuido. Por otro lado, hacia la cima de este miembro, el aporte siliciclástico es predominantemente de fuentes sedimentarias y en menor medida ígneas, en tanto que el aporte metamórfico es escaso. Las características identificadas en este miembro, incluyendo la disminución en el aporte de sedimentos de origen metamórfico, tienen correspondencia con las que proponen Lawton *et al.* (2009) y Juárez-Arriaga *et al.* (2016a) para el Coniaciano-Campaniano temprano, siendo la posible fuente de sedimentos ígneos el Terreno Guerrero o plutones de la península de Baja California, mientras que las fuentes de rocas sedimentarias serían las rocas del cinturón de pliegues y cabalgaduras, incluyendo aquéllas de estratos basales de la Formación Soyatal.

El miembro superior en San Joaquín

En los alrededores de San Joaquín, la sucesión estratigráfica de esta unidad se compone de rocas principalmente siliciclásticas, que corresponden a estratos delgados y gruesos de arenisca calcárea intercalados con estratos muy delgados de lutita; asimismo, puede encontrarse yeso. Otro aspecto importante es que a partir de aquí ya no se encuentran los estratos lenticulares de conglomerado que se observan en el miembro medio. Por otro lado, en la sucesión estratigráfica el contenido calcáreo es considerablemente menor que en cualquiera de los miembros anteriores.

Las características sedimentológicas y composicionales de los estratos de arenisca son semejantes a las del miembro medio, aunque en algunos casos la cuarzoarenita de esta unidad es incluso de grano grueso, además de que suele presentar un menor contenido calcáreo tanto en la matriz como en los clastos. Destacan entre los clastos observados los siguientes: cuarzo monocristalino con extinción recta (fuente ígnea, probablemente de composición félsica o intermedia), cuarzo monocristalino con extinción ondulante (fuente metamórfica), plagioclasa y muscovita (fuente ígnea félsica), fragmentos líticos de caliza oxidada (fuente sedimentaria), fragmentos líticos constituidos por cristales de cuarzo con posibles contactos suturados y en otros casos con contactos irregulares (fuente metamórfica, cuarcita).

El miembro superior en Zimapán

El miembro superior en las cercanías de Zimapán muestra también una importante componente siliciclástica al presentar rocas de textura predominantemente calcáreo-arenosa-arcillosa: estratos gruesos y muy gruesos de marga arenosa y caliza arenosa con gradación normal y otras estructuras primarias que reflejan parte de la secuencia Bouma; éstos se intercalan con estratos delgados de lutita calcárea.

Los fragmentos líticos, al presentar bordes clasto-matriz bien definidos y signos de

deformación previa, indican que se trata de exoclastos, los cuales representan los principales componentes de estas rocas y aportan información sobre las posibles fuentes, que indican ser principalmente sedimentarias e ígneas volcánicas. Las fuentes sedimentarias están representadas por fragmentos líticos de limolita-arenisca fina, caliza oxidada, arenisca de grano fino-medio y caliza de textura wackestone (que tiene mucha similitud con las rocas carbonatadas del miembro inferior de la Formación Soyatal), en tanto que las fuentes ígneas están representadas por líticos extrusivos máficos (probablemente basalto), plagioclasa y muscovita (posible fuente ígnea félsica o metamórfica); asimismo, los cristales de cuarzo monocristalino con extinción ondulante y de cuarzo policristalino podrían indicar aportes de rocas metamórficas.

6.2.4 Modelo de depósito de la Formación Soyatal

Las características petrográficas y sedimentológicas identificadas a través del paquete sedimentario de la Formación Soyatal sugieren tener correspondencia con las de una anfosa en la que la sedimentación sintectónica pasó de ser calcárea en su miembro inferior a predominantemente siliciclástica en sus miembros medio y superior, con aportes de fuentes de naturaleza ígnea (rocas máficas y félsicas), sedimentaria (rocas carbonatadas y siliciclásticas) y metamórfica en menor proporción.

Un aspecto importante que sugiere que la Formación Soyatal se depositó en la anfosa del sistema de cuenca de antepaís es la abundancia de sedimentos finos en la sucesión y la ausencia de discordancias internas, así como de estructuras de desarrollo. Esto es contrario a lo que se esperaría si se tratara de una cuenca montada, en cuyo caso probablemente habría mayor presencia de sedimentos de grano grueso, pobremente seleccionados y más angulosos, así como estructuras de desarrollo y discordancias internas (Ori y Friend, 1984; DeCelles y Giles, 1996). Con el desarrollo de una cuenca montada, un mayor contenido carbonatado en la sucesión estratigráfica sería una característica importante en la cuenca de Zimapán,

donde la mayor parte de los sedimentos tendría su origen en rocas cercanas como las del anticlinal El Piñón o la plataforma El origen Doctor (Hernández-Jáuregui, 1997).

Las observaciones anteriores permiten establecer una mayor afinidad con el modelo de depósito que proponen Lawton *et al.* (2009) y Juárez-Arriaga *et al.* (2016a), así como con la mayoría de las fuentes de aporte que estos autores consideran para la Formación Soyatal, mismas que estarían relacionadas con flujos de sedimentos provenientes principalmente del W y del NW.

También resulta importante mencionar que las vastas similitudes petrográficas entre las areniscas de los miembros medio y superior de la Formación Soyatal y las de la Formación Concepción del Oro (o Formación Caracol), estas últimas descritas por Ocampo-Díaz *et al.* (2016) en las inmediaciones de Concepción del Oro (Zacatecas), hacen posible que ambas formaciones compartan varias de sus rocas fuente, siendo de las principales y más probables las rocas asociadas al Terreno Guerrero.

Considerando todo lo anterior, se propone el siguiente modelo tectónico-sedimentario para el Cretácico Tardío en la porción central de México (Ilustración 22), enfatizando además las variaciones en la procedencia de los sedimentos de la Formación Soyatal a través de las distintas etapas de depósito de sus miembros (Ilustración 23).

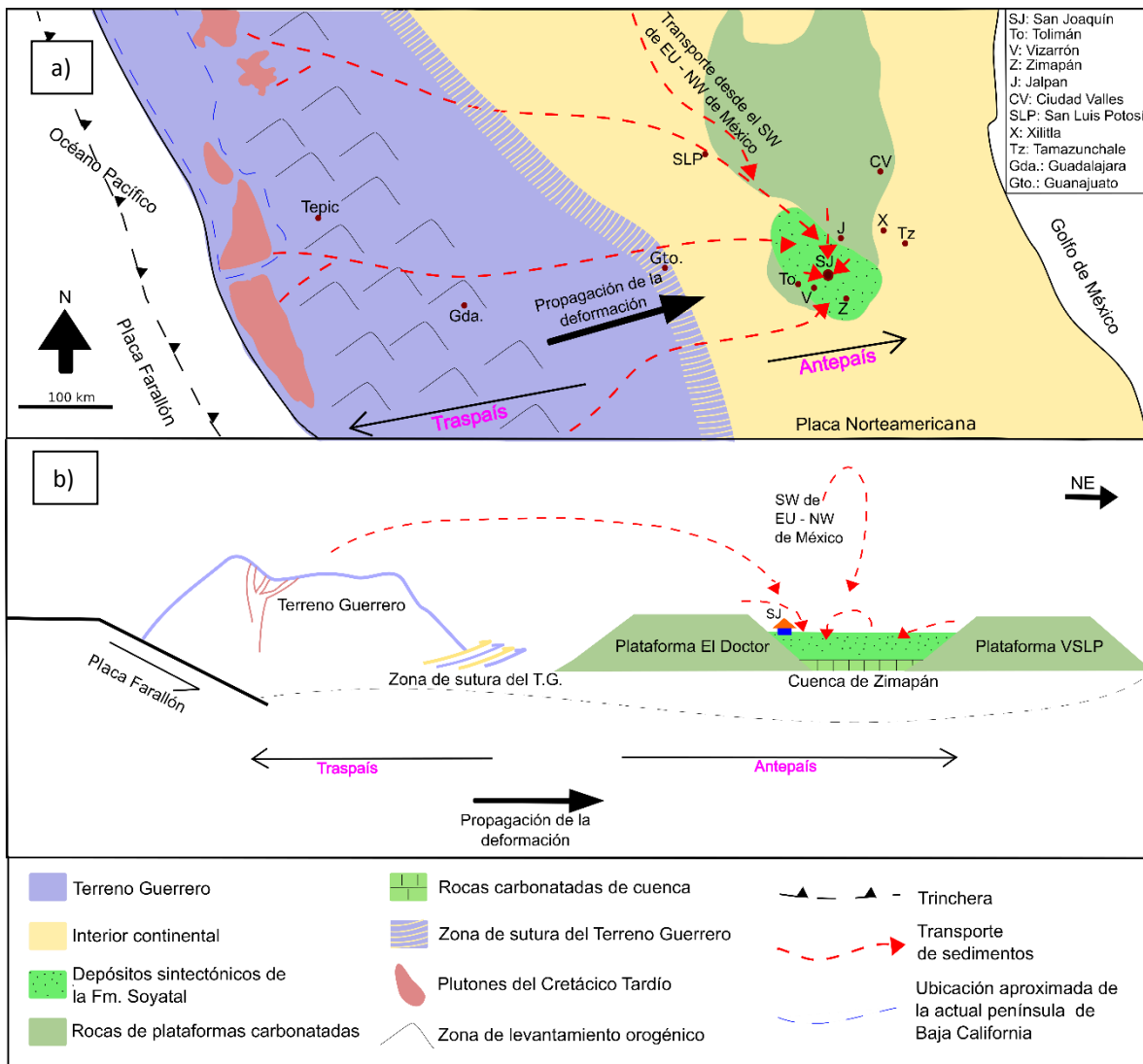


Ilustración 22. Modelo tectónico-sedimentario para la porción central de México durante el Cretácico Tardío: a) mapa del contexto tectónico y distribución aproximada del traspais y antepais del Orógeno Mexicano, con una vista en planta de las fuentes más probables del paquete sintectónico de la Formación Soyatal y las posibles rutas de transporte de sedimentos; b) vista transversal de la distribución de los mismos elementos mencionados en a). Nótese la contribución de fuentes de naturaleza y ubicación geográfica variada al depósito de la Formación Soyatal. Basado en los resultados del presente estudio, así como en los modelos propuestos por Juárez-Arriaga *et al.* (2016a), Martini *et. al.* (2016) y Vásquez-Serrano (2018).

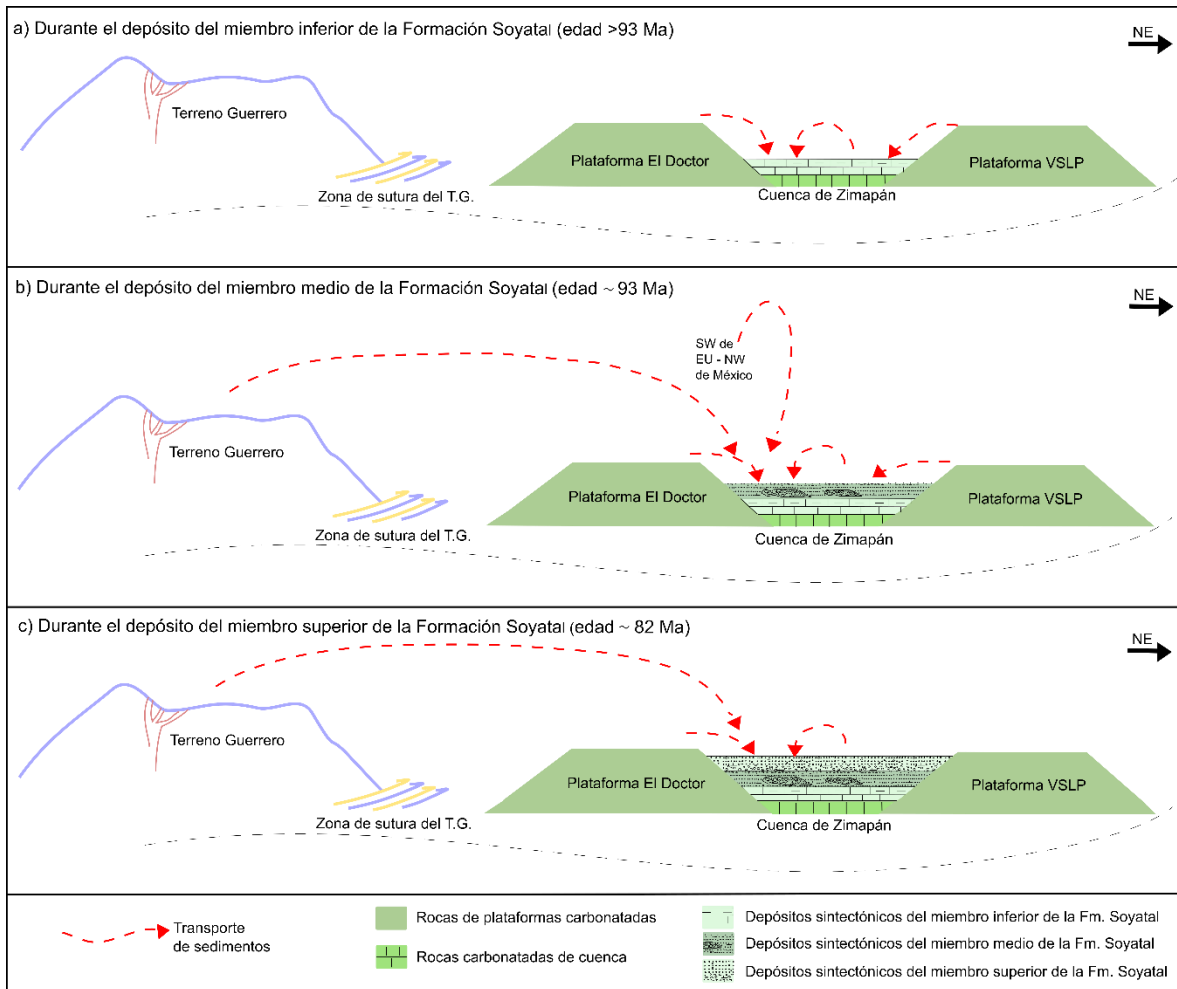


Ilustración 23. Fuentes probables de sedimentación sintectónica durante el depósito de cada miembro de la Formación Soyatal: a) durante el depósito del miembro inferior; b) durante el depósito del miembro medio; c) durante el depósito del miembro superior. Detalles en el texto.

6.3 Las variaciones estructurales a través del paquete sedimentario de la Formación Soyatal

Como se mencionó en el capítulo introductorio, estudios como los de Fitz-Díaz *et al.* (2011, 2012 y 2014), Vásquez-Serrano *et al.* (2018) y Vásquez-Serrano (2018), sugieren la existencia de diferencias en el estilo de deformación de las cuencas y de las plataformas a consecuencia de las diferencias en las propiedades mecánicas de las rocas pretectónicas. Este aspecto influyó directamente no sólo en la deformación dentro de la cuña orogénica, sino también en la manera en que se

deformaron los depósitos sintectónicos sobreyacientes. De acuerdo con estos autores, en el caso de las cuencas es más común reconocer pliegues generados por *buckling* (tipo *chevron*); esto tiene concordancia con lo que se observó en los depósitos sintectónicos de la porción occidental de la cuenca de Zimapán, donde las estructuras predominantes son pliegues *chevron* asimétricos mesoscópicos, en tanto que a escala de grano domina un intenso clivaje de plano axial.

Vásquez-Serrano *et al.* (2018) mencionan que, de manera general, los patrones de deformación de los depósitos sintectónicos de un sistema de cuenca de antepaís dependen de su posición dentro de la cuña orogénica, su proximidad a las estructuras mayores, sus propiedades reológicas y mecánicas y las variaciones litoestratigráficas laterales de las unidades pretectónicas.

A escala del área de estudio de este trabajo, las características estructurales identificadas, complementadas con las observaciones hechas por Vásquez-Serrano (2018), permiten reconocer que la deformación de la Formación Soyatal en la porción occidental de la cuenca de Zimapán tiene una clara influencia de las estructuras kilométricas (la cabalgadura El Doctor y el contacto cizallado entre las formaciones Soyatal y Tamaulipas) por lo que la deformación a través del paquete sintectónico está primordialmente en función de la cercanía a estas estructuras, que promueven el desarrollo de una deformación más intensa y compleja.

Puede decirse que, de manera general, hacia los estratos basales de la sucesión sintectónica o cercanos al contacto cizallado con la Formación Tamaulipas (que involucra principalmente rocas correspondientes al miembro inferior de la Formación Soyatal, aunque también llega a abarcar del miembro medio), hay una influencia importante de esta cizalla, por lo que la deformación se muestra más intensa y compleja. Lo anterior es evidenciado por la presencia de pliegues isoclinales (Vásquez-Serrano, 2018), zonas de cizalla con fallas inversas y pliegues cerrados con planos axiales subhorizontales que indican un transporte predominante al NE, estructuras S-C, así como un intenso clivaje de plano axial (S1) subhorizontal e inclinado al SW, que a escala microscópica se observa incluso asociado a una alineación de clastos, lo que sugiere ya una foliación. Sin embargo,

son también muy comunes los pliegues *chevron* con vergencia al NE y planos axiales que buzcan al SW, mismos que señalan una intensidad menor de la deformación de manera local.

Por su parte, los intervalos superiores de la sucesión sedimentaria son probablemente los que tuvieron mayor influencia de la cabalgadura El Doctor, estructura que provocó una intensificación y mayor complejidad de la deformación, generando cizalla localizada a lo largo de la falla, mientras que las rocas cercanas al contacto son afectadas por pliegues isoclinales, un clivaje muy penetrativo (subhorizontal y paralelo a los planos axiales de pliegues isoclinales y subparalelo al plano de falla), fragmentación plástica de los flancos de los pliegues, fracturas, así como fallas inversas que cortan y trasladan a los pliegues hacia el NE.

En cuanto a la porción central del paquete sedimentario, la influencia de las estructuras de la parte superior y basal se muestra atenuada, pues la deformación es menos compleja. Esto se sostiene con base en la predominancia de pliegues *chevron* mesoscópicos con planos axiales que buzcan al SW y de un clivaje de plano axial (S1) que es menos intenso. En el caso de las rocas del miembro medio que se observan directamente bajo la cabalgadura El Doctor, están afectadas por una zona de cizalla localizada con una intensa deformación.

Por otro lado, los estereogramas de estratificación (S0), primer clivaje (S1), segundo clivaje (S2) y crenulaciones (Cr), así como los diagramas de rosa correspondientes a los tres miembros, permiten obtener información valiosa sobre características de la deformación.

Es así que, en el caso de los estereogramas de S0, éstos dan indicios de que, aunque la deformación haya sido intensa y compleja, casi todo el acortamiento acomodado mediante pliegues mantuvo en los ejes de estas estructuras un rumbo NW-SE. En contraparte, los estereogramas de S1 permiten ver más de la complejidad de la deformación al sugerir que los planos de clivaje fueron localmente plegados generando uno nuevo (S2), lo cual podría estar relacionado con una reactivación importante en la cabalgadura El Doctor, como lo sugieren Garduño-

Martínez *et al.* (2015) y Vásquez-Serrano *et al.* (2018). El patrón de distribución de polos especialmente caótico en el miembro medio podría tener también relación con la presencia de bloques y clastos que modifican localmente la orientación del clivaje. En cuanto a los estereogramas de S2, éstos muestran prácticamente una sola población de polos, indicando un clivaje que casi siempre buza al SW. En comparación con S1, S2 suele ser más vertical y mucho más espaciado. Vásquez-Serrano (2018) lo interpreta como un clivaje que se relaciona con pequeños pliegues que afectan a S1 y que es un indicio de la reactivación de fallas inversas durante etapas tardías de la deformación progresiva. Cabe mencionar que son pocos los afloramientos dentro del área de estudio en los que se pudo reconocer claramente a S2.

Los diagramas de crenulaciones confirman que el rumbo principal de los ejes de los pliegues es NW-SE. De manera semejante, las estrías identificadas en planos de fallas inversas en rocas del miembro medio sugieren ser resultado del transporte tectónico al NE, así como de una reactivación de fallas que produjo transporte al NW en etapas más tardías.

En lo referente a los diagramas de rosa, éstos favorecen el reconocimiento de las principales familias de fracturas abiertas que afectan a la Formación Soyatal en el área de estudio y que presentan rumbos NE-SW, NW-SE y E-O. Con base en lo anterior se deduce la existencia de fallas normales mesoscópicas con rumbos semejantes ya sea dentro del área de estudio o en regiones aledañas. Es así que puede establecerse una relación entre la falla normal kilométrica de rumbo NW-SE identificada y la familia de fracturas con mismo rumbo. Tanto fracturas como fallas probablemente están ligadas a eventos de extensión más recientes (Carrillo-Martínez, 1998).

Conclusiones

Las variaciones en las características litoestratigráficas, sedimentológicas, petrográficas y estructurales reconocibles a través del paquete sedimentario sintectónico de la Formación Soyatal en el área de San Joaquín, acompañadas del análisis correspondiente, permiten concluir o proponer lo siguiente:

- De base a cima en la sucesión sedimentaria, la Formación Soyatal puede ser dividida en tres miembros: el inferior, que en general consta de estratos delgados de rocas predominantemente calcáreas; el medio, que muestra un carácter mucho más siliciclástico que el inferior y en el cual pueden reconocerse los estratos más gruesos de los depósitos sintectónicos, así como lentes de conglomerado como un rasgo muy característico; finalmente, el miembro superior, también de carácter predominantemente siliciclástico aunque sin la presencia de lentes de conglomerado. Tales cambios se reflejan también en la petrografía de sus rocas.
- Las características identificadas en las rocas de la Formación Soyatal del área de San Joaquín muestran correspondencia con aquéllas observadas por Mendoza-Rosales (1990) en las cercanías de Zimapán, Hidalgo, sobre todo en cuanto a que las sucesiones basales tienen componentes primordialmente carbonatados, mientras que las superiores son más siliciclásticas, con una presencia importante de cuarzo.
- Los sedimentos que contribuyeron al depósito de la Formación Soyatal indican un transporte desde fuentes no sólo proximales, sino también distales. Quedan incluidas como probables fuentes rocas ígneas (tanto máficas como félsicas), rocas sedimentarias (terrágenas y químicas), así como rocas metamórficas, mismas que estarían ubicadas al oeste-suroeste, noroeste y en el mismo cinturón de pliegues y cabalgaduras.
- No existe concordancia con un modelo tectónico-sedimentario en el que se proponga como ambiente de depósito de la Formación Soyatal una cuenca

montada (*piggy-back*), como lo sugiere Hernández-Jauregui (1997). Más bien, se reconoce como sitio de depósito dentro del sistema de cuenca de antepaís la antefosa (*foredeep*), por lo que existe correspondencia con el modelo propuesto por Lawton *et al.* (2009) y Juárez-Arriaga *et al.* (2016a).

- Las variaciones estructurales a través de la columna sedimentaria se ven determinadas principalmente por la influencia de la cabalgadura El Doctor y del contacto cizallado con la Formación Tamaulipas.

Referencias bibliográficas

Agirrezabala, L.M., Owen, H.G., García-Mondéjar, J., 2002. Syntectonic deposits and punctuated limb rotation in an Albian submarine transpressional fold: Geological Society of America Bulletin, v. 114, p. 281-297.

Allen, P.A., Crampton, S.L., Sinclair, H. D., 1991. The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland: Basin Research, 3, p. 143-163.

Allen, P.A., Homewood, P., Williams, G.D., 1986. Foreland Basins: An introduction. In: Allen, P.A., Homewood, P., eds., Foreland basins: International Association of Sedimentologists Special Publication, 8, p. 3-12.

Beaumont, C., 1981. Foreland basins: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 65, p. 291-329.

Bouma, A. H., 1962. Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation: Elsevier, 168 p.

Carrasco, B., 1970. La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: Instituto Mexicano del Petróleo, Revista, v. 2, no. 3, p. 97-99.

Carrillo-Martínez, M., 1998. Hoja Zimapán 14Q-e(7). Resumen de la geología de la hoja Zimapán, estados de Hidalgo y Querétaro: Carta geológica de México, serie de 1:100,000, no. 24, p. 1-32.

Carrillo-Martínez, M., 1990. Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Peñamiller y Jalpan, estado de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Geología, Revista, v. 9, no. 1., p. 62-70.

Carrillo-Martínez, M., Suter, M., 1982. Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo. In: Alcayde, M., de Cserna, Z., eds., Libro-guía de la excursión geológica a

la región de Zimapán y áreas circundantes, estados de Hidalgo y Querétaro: Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención Geológica Nacional, p. 1-20.

Carrillo-Martínez, M., 1981. Contribución al estudio geológico del Macizo Calcáreo El Doctor, Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Geología, Revista, v. 5, no. 1., p. 25-29.

Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero Composite Terrene of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. In: Draut, A., Clift, P.D., Scholl, D.W., eds., Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones: Geological Society of America Special Paper, v. 436, p. 279–308

Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1189-1198.

Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J.A., Porras-Vázquez, N.D., Cossio-Torres, T., Aranda-Gómez, J.J., 2011. Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 63, p. 253-270.

Coney, P.J., Jones, D.L., Monger, J.W.H., 1980. Cordilleran suspect terranes: Nature, v. 288, no. 5789, p. 329-333.

Covault, J.A., Graham, S.A., 2008. Turbidite architecture in proximal foreland basin-system deep-water depocenters: Insights from the Cenozoic of Western Europe: Austrian Journal of Earth Sciences, v. 101, p. 36-51.

Cooper, M., 2007. Structural style and hydrocarbon prospectivity in fold and thrust belts: a global review: Geological Society of London, special publication, v. 272, p. 447-472.

Crampton, S.L., Allen, P.A., 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: Example from the North

Alpine foreland basin: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 79, p. 1495-1514.

Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012. Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 29, p. 179-203.

Covault, J.A., Graham, S.A., 2008. Turbidite architecture in proximal foreland basin-system deep-water depocenters: Insights from the Cenozoic of Western Europe: Austrian Journal of Earth Sciences, v.101, p. 36-51.

Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges: Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 1153-1172.

DeCelles, P.G., Giles, K.N., 1996. Foreland basin systems: Basin Research, v.8, p. 105-123.

Eguiluz-De-Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 1-26.

English, J. M., Johnston, S.T., 2004. The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces?: Journal of International Geology Review, v. 46, p. 833-838..

Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2017. The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: Earth Science Reviews, v. 183, p. 56-84.

Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Hudleston, P., Tolson, G., 2014a. Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: International Geology Review, v. 56, no. 6, p. 734-755.

Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vásquez-Serrano, A., 2012. The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: *Geosphere*, v. 8, p. 931-949.

Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Siebenaller, L., Kirschner, D., Camprubi, A., Tolson, G., Puig, T.P., 2011a. Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican fold-thrust belt: *Journal of Structural Geology*, v. 33, p. 1237–1253.

Flemings, P.B., Jordan, T.E., 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithospheric rheology: *Geology*, 18, p. 430-434.

Garduño-Martínez, D.E., Pi Puig, T., Solé, J., Martini, M., Alcalá-Martínez, J.R., 2015. K-Ar illite-mica age constraints on the formation and reactivation history of the El Doctor fault zone, central Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 32, no. 2, p. 306-322.

Giles, K.A., Dickinson, W.R., 1995. The interplay of eustasy and lithospheric flexure in forming stratigraphic sequences in foreland settings: an example from the Antler foreland, Nevada and Utah. In: Corobek, S.L., Ross, G.M., eds., *Stratigraphic Evolution of Foreland Basins: SEPM Special Publication*, 52, p. 187-211.

Goffey, G.P., Craig, J., Needham, T., Sctott, R., 2010. *Hydrocarbons in Contractional Belts: Geological Society of London, Special Publications*, v. 348.

Gómez-Islas, C.A., 2015. Desarrollo de yacimientos petroleros en cuencas tipo foreland con ejemplos de México y el mundo: Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 184 p.

Gray, D.R., 1977a. Morphologic classification of crenulation cleavages: *J. Geol.*, 85, p. 229-235.

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, 120 p.

Jordan, T.E., 1981. Thrust Loads and Foreland Basin Evolution, Cretaceous, Western United States: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 2506-2520.

Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Stockli, D., 2016a. Soyatal Formation and Related Strata: Onset of Sedimentation in the Cretaceous Foreland-basin System, Central Mexico. In: American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention and Exhibition.

Lawton, T.F., Bradford, L.A., Vega-Vera, J. F., Gehrels, G.E., Jeffrey, A.M., 2009. Provenance of Upper Cretaceous-Paleogene sandstone in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, Northeastern Mexico, and its bearing on the fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: Geological Society of America Bulletin, v. 121, p. 820-836.

Lawton, T.F., Roca, E., Guimerá, J., 1999. Kinematic-stratigraphic evolution of a growth syncline and its implications for tectonic development of the proximal foreland basin, southeastern Ebro basin, Catalunya, Spain: Geological Society of America Bulletin, v. 111, no. 3, p.412-431.

Lawton, T.F., Giles, K.A., 1997. Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico, American Association Petroleum Geologists, Dallas Geological Society, no. 10.

Lawton, T.F., Trexler, J.H., 1991. Piggyback basin in the Sevier orogenic belt, Utah; implications for development of the thrust wedge: Geology, v. 19, no. 8, p. 827-830.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, p. 279-297.

López-Doncel, 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, v. 20, no. 1, p. 1-19.

Magaña-Castillo, L.I., 2018. Análisis del efecto de la geometría del límite cuenca-plataforma en la deformación de las rocas de la Cuenca de Zimapán a través de experimentos analógicos: Tesis de Licenciatura, Instituto Politécnico Nacional, ESIA, 115 p.

Martini, M., Solé, J., Garduño-Martínez, D.E., Pi Puig, T., Omaña, L., 2016. Evidence for two superposed orogenic belts in central Mexico based on paleontologic and K-Ar geochronologic data from the Sierra de los Cuarzos: *Geosphere*, 12, p. 1-14.

Mendoza-Rosales, C.C., 1990. Estructura del sector Xajha (cabalgadura El Doctor), estados de Hidalgo y Querétaro: Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 64 p.

McClay, K.R., Price, N.J., 1981. Thrust and Nappe Tectonics: Geological Society of London, Special Publications, no. 9.

Mulder, T., Hüneke, H., 2014. Turbidite. *Encyclopedia of Marine Geosciences*, p. 1–7.

Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., Fava, L., 1999. An Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basins from an Outcrop Perspective: *American Association of Petroleum Geologists Course notes*, 39, 93 p.

Nava-Urrego, L.M., 2008. Caracterización geoquímica e isotópica de vetas asociadas a estructuras de acortamiento en el área de Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale en los estados de Querétaro, Hidalgo, San Luis Potosí y Veracruz: Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 84 p.

Nemcok, M., Schamel, S., Gayer, R., 2005. Thrust-belts: Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems: Cambridge University Press, 541 p.

Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Pinzon-Sotelo, M.P., Chávez-Cabello, G., Ramírez-Díaz, A., Martínez-Paco, M., Velasco-Tapia, F., Guerrero-Suastegui, M., Barboza-Gudiño, J. R., 2016. Propuesta nomenclatural y análisis de procedencia de la Formación

Concepción del Oro (antes Formación Caracol): implicaciones sobre la evolución tectónica del sur de Norteamérica durante el Cretácico Tardío: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 33, no. 1, p. 3-33.

Ori, G.G., Roveri, M., Vannoni, F., 1986. Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (central Adriatic Sea, Italy). In: Allen, P.A., Homewood, P., eds., *Foreland Basins: International Association of Sedimentologists Special Publication*, 8, p. 183-198.

Ori, G.G., Friend, P.G., 1984. Sedimentary basins, formed and carried piggyback on active thrust sheets: *Geology*, 12, p. 475-478.

Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., Ortega-Obregón, C., 2014. Detrital-zircon record of major Middle Triassic-Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwana continental fluvial system and onset of back-arc volcanism and sedimentation: *International Geology Review*, v. 56, p. 237-261.

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, p. 19-42.

Passchier, C., Trouw, R., 2005. *Microtectonics*: Berlin, Springer-Verlag, 366 p.

Picha, F.J., 1996. Exploring for hydrocarbons under thrust belts - a challenging new frontier in the Carpathians and elsewhere: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 80, p. 103-130.

Picotti, V., Capozzi, R., Bertozzi, G., Mosca, F., Sitta, A., Tornaghi, M., 2007. The Miocene Petroleum System of the Northern Apennines in the Central Po Plain (Italy). In: Lacombe, O., Roure, F., Lavé, J., eds., *Thrust Belts and Foreland Basins: From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems*. Springer, *Frontiers in Earth Sciences*, p. 117-131.

Powell, C. McA., 1979. A morphological classification of rock cleavage. In: Bell, T. H, Vernon, R. H., eds., *Microstructural Processes during Deformation and Metamorphism: Tectonophysics*, 58, p. 21-34.

Ricci-Lucchi, F., 2003. Turbidites and foreland basins: an Apenninic perspective: *Marine and Petroleum Geology*, 20, p. 727–732.

Rodríguez-Hernández, E., López-Doncel, R., Barboza-Gudiño, J.R., Cruz-Márquez, J., 2009. Análisis sedimentológico-facial de clastos formadores de brechas calcáreas cretácicas de una zona transicional plataforma-cuenca en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, no.3, p. 687-708.

Sanders, J.E., 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In: Middleton, G. V., ed., *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation: SEPM Special Publication*, v. 12, p. 192-219.

Simons, F.S., Mapes, V.E., 1957. *Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Zimapán, Hidalgo: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, Boletín 40.*

Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral Foreland Basins: an Alpine perspective: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 324-346.

Sinclair, H.D., Allen, P.A., 1992. Vertical versus horizontal motions in the Alpine Orogenic Wedge: stratigraphic response in the Foreland Basin: *Basin Research*, 4, p. 215-232.

Schwab, F.L., 1986. Sedimentary “signatures” of foreland basin assemblages: Real or counterfeit? In: Allen, P. A., Homewood, P., eds., *Foreland Basins: International Association of Sedimentologists Special Publication*, 8, p. 395-410.

Stockmal, G.S., Chapple, W., 1981. Modeling accretionary wedge deformation using a rigid-perfectly plastic rheology (abstract), *Eos Trans. AGU*, 62, p. 379-398.

Suter, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 98, p. 246-264.

Vásquez-Serrano, A., 2018. Incorporación de depósitos sintectónicos en la deformación progresiva de cinturones de pliegues y cabalgaduras: su rol mecánico y mecanismos de deformación: Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, 175 p.

Vásquez-Serrano, A., Tolson, G., Fitz-Díaz, E., Chávez-Cabello, G., 2018. Influence of pre-tectonic carbonate facies architecture on deformation patterns of syntectonic turbidites, an example from the central Mexican fold-thrust belt: Journal of Structural Geology, v. 109., p. 127-139.

Vásquez-Serrano, A., 2013. Análisis fractal de fracturas geológicas en un análogo expuesto de yacimientos carbonatados naturalmente fracturados y su aplicación en modelos de flujo de fluidos: Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 154 p.

Vásquez-Serrano, A., 2010. Estimación de acortamiento a través del 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, Facultad de Ingeniería, 105 p.

Wilson, B.W., Hernández-M., J.P., Meave, T.E., 1955. Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 18, p. 1-10.

Wu, J.E., McClay, K.R., 2011. Two-Dimensional Analog Modeling of Fold and Thrust Belts: Dynamic Interactions with Syncontractional Sedimentation and Erosion. In: McClay, K., Shaw, J. H. y Suppe, J., eds., Thrust fault-related folding: American Association of Petroleum Geologists Memoir 94, p. 301-333.

Yonkee, W.A., Weil, A.B., 2015. Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera orogenic system: Earth Science Reviews, v. 150, p. 531-593.

Zoetemeijer, R., Sassi, W., Roure, F., Cloetingh, 1992. Stratigraphic and kinematic modeling of thrust evolution, northern Apennines, Italy: *Geology*, 20, p. 1035-1038.

Zoetemeijer, R., Desegaulx, P., Cloetingh, S., Roure, F., Moretti, I., 1990. Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro basin: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 2701-2711.