



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

INCORPORACIÓN DE DEPÓSITOS SINTECTÓNICOS EN LA DEFORMACIÓN PROGRESIVA DE CINTURONES DE
PLIEGUES Y CABALGADURAS: SU ROL MECÁNICO Y MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
ALBERTO VÁSQUEZ SERRANO

TUTOR
DR. GUSTAVO TOLDON JONES. INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM.

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
DRA. ELISA FITZ DÍAZ. INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM.
DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO. FACULTAD DE COENCIAS DE LA TIERRA, UANL.

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX.

MARZO, 2018



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.

En memoria del Prof. José Lázaro Vásquez Méndez

1960-2014



Índice

Agradecimientos	I
Resumen	III
Abstract	V
Prefacio	VII
Capítulo I.- Introducción	1
1.1.-Antecedentes.....	1
1.2.- Objetivos.....	4
1.3.- Metas.....	4
1.4.- Hipótesis.....	5
1.5.- Justificación.....	5
1.6.- Metodología.....	6
Capítulo II.- Marco geológico regional	8
2.1.- Localización.....	8
2.2.- El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM).....	10
2.3.- Estratigrafía.....	10
2.3.1.- Estratigrafía dentro de los elementos paleogeográficos.....	11
2.3.2.- Estratigrafía en la sucesión Tolimán.....	17
2.4.- Estructuras mayores.....	19
Capítulo III.- Los cinturones de pliegues y cabalgaduras y sus depósitos sintectónicos	23
3.1.-Teoría de la cuña orogénica y los cinturones de pliegues y cabalgaduras.....	24
3.2.- Cuencas de antepaís.....	28
3.3.- Características sedimentológicas generales de los sistemas turbidíticos en las cuencas de antepaís.....	32
3.4.- Sistema de cuenca de antepaís en el Orógeno Mexicano.....	37
3.5.- Resultados de las observaciones de campo en los depósitos sin-orogénicos en la	

sección Vizarrón-Tamazunchale del CPCM	39
3.5.1.- Formaciones Soyatal y Méndez: características sedimentológicas.....	40
3.6.- Deformación de los depósitos sin-orogénicos en la sección Vizarrón-Tamazunchale.....	44
3.6.1.- Deformación en la Formación Soyatal.....	45
3.6.2.- Deformación en la Formación Méndez.....	55
3.7.- Discusión.....	59
3.7.1.- Sobre las características sedimentológicas de las formaciones Soyatal y Méndez.....	59
3.7.2.- Sobre la deformación de los depósitos sin-orogénicos.....	64
3.8.- Conclusiones.....	71
Capítulo IV.- Modelos analógicos a escala.....	73
4.1.- Conceptos básicos.....	74
4.2.- Modelado de la sección estructural Vizarrón-Tamazunchale.....	80
4.2.1.- Cambios laterales de facies en la sección Vizarrón-Tamazunchale.....	81
4.3.- Metodología.....	82
4.3.1.- Materiales granulares y el ángulo de reposo.....	82
4.3.2.- Diseño e implementación de los modelos analógicos.....	84
4.4.- Ángulo de reposo de los materiales usados en los experimentos.....	86
4.5.- Experimentos de la sección Vizarrón-Tamazunchale.....	88
4.5.1.- Materiales, diseño y escala.....	89
4.5.2.- Procedimiento.....	91
4.5.2.1.- Sedimentación sintectónica.....	91
4.5.2.1.- Erosión sintectónica.....	92
4.5.3.- Evolución temporal de las cuñas experimentales.....	97
4.5.3.1.- Modelo M-SVT ₁ , modelos con material homogéneo.....	97
4.5.3.2.- Modelo M-SVT ₂ , modelo con cuencas y plataformas.....	99
4.5.3.3.- Modelo M-SVT ₃ , modelo con depósitos sintectónicos.....	101
4.5.3.4.- Modelo M-SCT ₄ , modelo con erosión sintectónica.....	105

4.5.3.5.- Modelo M-SCT ₅ , modelo con sedimentación sintectónica.....	107
4.6.- Discusión.....	111
4.6.1.- Limitantes de los modelos.....	111
4.6.2.- Geometría de las cuñas y su evolución.....	112
4.6.3.- Actividad de las fallas.....	114
4.6.4.- Distribución de la deformación de las cuñas.....	116
4.6.5.- Variación del desplazamiento en las fallas y de la distancia entre rampas.....	119
4.6.5.- Deformación del paquete sintectónico.....	121
4.7.- Conclusiones.....	122
Capítulo V.- Modelado numérico de la sección Vizarrón-Tamazunchale.....	124
5.1.- Modelos numéricos en el programa de elemento finito en Abaqus.....	125
5.2.- Comportamiento de los materiales en Abaqus.....	126
5.3.- Diseño, geometría y materiales de los experimentos numéricos.....	126
5.4.- Resultados del modelado numérico.....	130
5.5.- Discusión.....	141
5.5.1.- Comparación de modelos numéricos.....	142
5.5.2.- Cuña con material homogéneo y con variaciones reológicas laterales.....	148
5.5.3.- Evolución de la deformación en el modelo Mo ₁₅ y su comparación con lo interpretado por Fitz-Díaz <i>et al.</i> , 2014a.....	148
5.5.4.- Deformación del paquete sintectónico en el modelo numérico Mo ₁₅	151
5.6.- Conclusiones.....	156
Referencias bibliográficas.....	158
Anexos.....	172

Agradecimientos

Agradezco a mi esposa Elizabeth Rangel Ganados por su amor y apoyo incondicional, a mi madre Rosa Serrano Hernández, a mis hermanos y a mis suegros.

De manera especial agradezco a mi asesor Dr. Gustavo Tolson Jones, por tantos años de aprendizaje y por su apoyo dentro y fuera del Instituto de Geología.

Quiero agradecer a mis sinodales, Dra. Elisa Fitz Díaz, Dr. Michelangelo Martini, Dr. Juan Contreras Pérez y Dr. Timoty Lawton por tomarse el tiempo para leer mi tesis, y por sus comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorarla sustancialmente. También agradezco a mi comité tutor formado por el Dr. Gustavo Tolson Jones, la Dra. Elisa Fitz Díaz y el Dr. Gabriel Chávez Cabello, por su apoyo y sugerencias a mi proyecto doctoral.

Estoy muy agradecido con el Prof. George Hilley y el Dr. Leonardo Cruz por su hospitalidad en la Universidad de Stanford y por las conversaciones tan valiosas sobre el proceso de erosión en los cinturones orogénicos.

Agradezco a Uriel Luna, Lilian Magaña, Dulce María Chávez, Andrea Billarent y Arturo Godínez por contribuir al conocimiento de la sección Vizarrón-Tamazunchale a través de sus proyectos de tesis, y por ayudarme a entender algunos aspectos importantes en mi doctorado. Gracias por las grandiosas jornadas en el campo y sobre todo por su compañerismo y amistad durante los últimos años.

Les doy las gracias a Bernardo García, Víctor Manuel Ramón y Gonzalo Cid por su amistad de tantos años y por las pláticas tan amenas en el posgrado.

Estoy muy agradecido con el grupo del laboratorio de Petrología Experimental del Instituto de Geología por las divertidas tardes de plática y por los buenos seminarios. A la Mtra. Elizabeth Rangel Granados y Dr. José Luís Arce por su apoyo e invitaciones al campo, aprendí mucho en estos años sobre vulcanológica. A Diana, Sarah, Gessel, Lucero, Patricia, Sandra Luz, Fernando y Diego por las tardes de seminario y por las mañanas de café con pan en donde hablamos mucho sobre geología y otras cosas. Su amistad es muy valiosa para mí.

Agradezco especialmente a Eli, Diana, Sarah, Gessel, Dulce, Andrea, Sandra Luz, Paty, Rebeca, Isela, Fernando Jaramillo y Emanuel por nuestras memorables salidas al campo, ojalá podamos seguir las haciendo.

Les doy las gracias a mis amigos del posgrado por su valioso apoyo, a Mildred, Rodrigo, Atziri Miche, Elisa, Joseph y Mario.

También agradezco a mis alumnos de la Facultad de Ciencias de la clase de Geología Estructural por su dedicación y retroalimentación en los cursos que impartí junto con los profesores Elizabeth Rangel, Bernardo García y Lilian Magaña.

Agradezco a la Dra. Elizabeth Solleiro y a la Dra. Beatriz Ortega por su gran apoyo en el posgrado y su amistad.

Gracias a las secretarías del posgrado por su ayuda durante mi estancia en el posgrado, especialmente a María Luisa.

Finalmente agradezco profundamente al posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geología por ser mi segunda casa durante muchos años. Al CONACYT por la beca de doctorado y al proyecto PAPIIT IN115314 a cargo del Dr. Gustavo Tolson por el financiamiento a mi proyecto de doctoral.

Resumen.

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) en el centro de México, presenta cambios laterales de facies producidos por rocas depositadas en cuencas y plataformas del Albiano-Cenomaniano (Suter, 1987). Estos cambios juegan un papel importante en el estilo, acomodo y evolución de la deformación. También existe una excelente exposición de depósitos sin-orogénicos del Cretácico Tardío-Paleoceno, los cuales están representados por las formaciones Soyatal y Méndez. Estas formaciones se presentan como una sucesión de capas de arenisca, arenisca calcárea, margas y lutitas. En este trabajo se investiga la manera cómo son involucrados los depósitos sin-orogénicos en la deformación progresiva de los cinturones de pliegues y cabalgaduras, poniendo especial atención en la influencia de las rocas pre-tectónicas y sus propiedades mecánicas.

De acuerdo con las observaciones de campo, los depósitos sin-orogénicos se encuentran afectados por pliegues mesoscópicos en toda el área de estudio y por algunas zonas de cizalla inversa cerca de las cabalgaduras principales ubicadas en los bordes entre plataformas y cuencas. La variación del acortamiento en la sección, muestra que hacia el SW del área, los depósitos sin-orogénicos acomodan entre 60 y 70% y aún más; mientras que hacia el NE el acortamiento es menor, teniendo un valor de 40-50%, concentrándose en las fronteras entre cuencas y plataformas.

Aquí se presentan una serie de modelos analógicos que indican que la evolución cinemática, estilo de deformación y variaciones de acortamiento dentro de una cuña orogénica están relacionadas con las propiedades reológicas en las rocas pre-tectónicas, la geometría de las fronteras entre las rocas de plataforma y cuenca, el espesor del paquete sin-orogénico y los procesos superficiales de sedimentación y erosión sintectónica. También se presentan resultados de simulaciones numéricas, donde los resultados obtenidos permiten determinar el valor de ciertas variables fundamentales que determinaron geometría final y distribución interna de la deformación en la cuña representada por la sección estructural Vizarrón-Tamazunchale. Los modelos numéricos muestran que la fricción en el despegue más probable fue de $\mu_b = 0.2$, mientras que el espesor de las plataformas fue de ~2 km. Por otro lado, el espesor del paquete sin-orogénico probablemente tuvo entre 1.2 y 1.5 km. Un parámetro

importante obtenido e este trabajo fue la tasa de erosión estimada para el CPCM en el centro de México, la cual es baja con $K=2.5 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$, mientras que la erosión post-tectónica fue aun más baja con un valor de K dos órdenes de magnitud más pequeño.

Los resultados obtenidos en esta tesis permiten concluir que en la construcción de una cuña orogénica, la variación lateral de las propiedades mecánicas de las rocas que la constituyen influye fuertemente en su geometría final y distribución interna de la deformación. Así mismo, dichas variaciones determinan en gran medida los patrones de deformación observados en los depósitos sin-orogénicos y la manera como se involucran en la deformación progresiva.

Abstract

The Mexican Fold and Thrust Belt (MFTB) in central Mexico is composed of Jurassic-Cretaceous sedimentary successions that display abrupt lateral facies changes (Suter, 1987); these changes play an important role in the style and evolution of the deformation. In this part of MFTB, there are excellent exposures of the Late Cretaceous-Paleocene syn-orogenic deposits, which are represented by the Soyatal and Méndez formations. These formations are characterized by a succession of sandstone, and shale. In this work, I investigated the incorporation of syntectonic deposits in the progressive deformation of the fold and thrust belts, with special emphasis on the influence of the architecture of the pre-orogenic successions and their mechanical properties.

Based on field observations, the syn-orogenic deposits are affected by mesoscopic chevron folds throughout the area, and by some inverse shear zones close to the mayor thrusts, which are located at the boundaries between platforms and basins. The shortening variation shows that in the SW part of the study section the syntectonic deposits accommodated a range of shortening of >70-60%, whereas in the NE part the shortening is lower with a value of 50-40%. The deformation is concentrated at the boundaries between platforms and basins.

Analog models show that the kinematic evolution, internal variation in deformation in a orogenic wedge and deformation style are related with the mechanical properties of the pre-tectonic units, the geometry of the transitions between platforms and basins, the load of syntectonic deposits and the syntectonic erosion and sedimentation. In addition, the results of the numerical models, show that the probable friction in the detachment zone at the base of the MFTB was on the order of $\mu_b = 0.2$, whereas the thickness of the platforms was on the order of ~2 km prior to the deformation. On the other hand, the thickness of the syn-orogenic succession probably was 1.2-1.5 km. Finally, the syntectonic erosion rate was low ($K=2.5 \times 10^{-6}$) and the post-tectonic erosion rate was even lower.

The results in this work allow us to conclude that in the construction of an orogenic wedge, the lateral variation in the mechanical properties of the rocks of the wedge play an important role

in the final geometry and the internal shortening distribution in an orogenic wedge. These lateral variations determine the deformation patterns observed in the syn-orogenic deposits and how they are involved in the progressive deformation of the fold-thrust belt.

Prefacio.

Durante el Cretácico Tardío-Paleógeno se desarrolló un sistema de cuencas de antepaís en la parte centro oriental de México. Este sistema es una continuación hacia el sur del mar interior de Norteamérica que existió durante esta época (Juárez-Arriaga *et al.*, 2016; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). En esta gran cuenca de antepaís se depositaron una serie de sedimentos contemporáneos con la deformación, los cuales fueron involucrados en el plegamiento conforme avanzó el orógeno hacia el oriente. Tanto las rocas pre-tectónicas mayormente calcáreas, como los depósitos sin-orogénicos formaron al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) al ser deformados (Suter, 1987; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

En el centro de México, el CPCM presenta ciertas características particulares en el estilo y acomodo de la deformación debido a la presencia de cambios laterales en las unidades pre-tectónicas del Abiano-Cenomaniano (Suter, 1987; Fitz-Díaz *et al.*, 2012), las cuales se depositaron en ambientes de cuencas y plataformas. Estas variaciones en el sustrato fueron determinantes en la deformación de los depósitos sin-orogénicos en el centro de México. En esta tesis se presentan los resultados del análisis de la deformación de las formaciones Soyatal y Méndez, a través de tres aproximaciones: análisis de observaciones de campo, modelado analógico y numérico.

El trabajo que se presenta a continuación, está dividido en 5 capítulos, los dos primeros están enfocados en la presentación de las bases del proyecto de investigación, junto con un marco geológico del área de estudio en la sección Vizarrón-Tamazunchale. En los restantes tres capítulos se presentan los resultados principales de la tesis; cada capítulo incluye una discusión independiente y las conclusiones correspondientes de cada parte.

En el capítulo 3 se presenta una revisión bibliográfica sobre la teoría de la cuña crítica y la generación de sistemas de cuencas de antepaís, los cuales son las bases teóricas de este trabajo. Adicionalmente, se incluye la teoría sobre los sistemas turbidíticos relacionados con el desarrollo de los cinturones de pliegues y cabalgaduras. La segunda mitad de este capítulo está enfocada en describir las características sedimentológicas de las formaciones Soyatal y

Méndez, así como las relaciones de contacto que guardan actualmente con las rocas pre-tectónicas. Además, se incluyen una descripción detallada de la deformación de los depósitos sintectónicos en la sección Vizarrón-Tamazunchale, de la base a la cima y de oeste a este.

En el capítulo 4, están incluidos los resultados del modelado analógico, así como un marco teórico relacionado con el modelado de sistemas orogénicos y los procesos superficiales que configuran su relieve. En este capítulo se hace un análisis detallado de la deformación de la sección Vizarrón-Tamazunchale en los modelos y su comparación con lo observado en la naturaleza. Los resultados, también incluyen un análisis de la influencia de los procesos de erosión y sedimentación sintectónica en la sección estudiada.

Finalmente, en el capítulo 5 se presentan los resultados del modelado numérico realizado con el programa de elemento finito Abaqus. El análisis estuvo enfocado en probar la influencia de ciertas variables como: fricción en el despegue, espesor del paquete sintectónico y de las plataformas, y erosión sintectónica. Adicionalmente, se hace una comparación de lo observado en la naturaleza, y en los modelos analógicos y numéricos, tomando también en cuenta la información sobre la distribución y edad de la deformación publicada en trabajos previos.

Esta tesis presenta aportaciones importantes sobre el desarrollo y geometría final de una cuña orogénica que tiene variaciones reológicas internas (cuña heterogénea). Así mismo hay un avance en el conocimiento sobre la deformación de los depósitos sin-orogénicos en varias escalas y sobre la manera en la cual fueron involucrados en la deformación progresiva de un cinturón de pliegues y cabalgaduras. Adicionalmente, se obtuvieron nuevas observaciones sobre la influencia que tiene la sedimentación y erosión sintectónica en la dinámica interna de una cuña heterogénea. En lo que se refiere a la sección estructural Vizarrón-Tamazunchale, se pudo describir con más detalle las características sedimentológicas y de deformación en las formaciones sin-orogénicas Soyatal y Méndez, lo cual permite tener un avance significativo en el conocimiento de los depósitos sin-tectónicos del sistema orogénico en México. También se obtuvieron datos fundamentales sobre la tasa de erosión sin- y post-orogénica en la sección estudiada, que pueden revelar condiciones climáticas y de exposición de rocas dentro del orógeno en los últimos 90 Ma. Éste es un problema pobremente estudiado que es importante investigar con más detalle. Otro resultado significativo obtenido en este trabajo es la

generación de nuevas líneas de investigación relacionadas con la influencia de los procesos superficiales (erosión y sedimentación sin-orogénica) en el desarrollo del CPCM, mediante observaciones de campo y el uso de modelos analógicos y numéricos. La tesis también permite hacer nuevas preguntas como: ¿Se involucran de la misma manera los depósitos sin-orogénicos en otras secciones del CPCM? ¿Cómo varía la deformación de los depósitos sin-orogénicos a lo largo CPCM? ¿Hay una variación en la tasa de erosión sin-orogénica en todo el CPCM o es la misma que la encontrada en la sección Vizarrón-Tamazunchale? ¿Por qué una vez que termina la actividad orogénica la tasa de erosión cambia? ¿La tasa de erosión post-tectónica es la misma en todo el CPCM y en otros cinturones de pliegues y cabalgaduras?

Capítulo I: Introducción.

1.1.- Antecedentes.

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras tienen una distribución amplia a nivel mundial, por ejemplo, las Montañas Rocallosas en Canadá y E. U., los Pirineos en España y Francia, Los Montes Zagros en Iran, Los Montes Apeninos en Italia o la Sierra Madre Oriental en México (Davis *et al.*, 1983; DeCelles y Giles, 1996; Hilley *et al.*, 2004). Dichas cadenas montañosas se han formado durante ciertos periodos a lo largo del tiempo geológico y se han reconocido como la manera más común de acomodo del acortamiento cortical (Davis *et al.*, 1983). Dichos cinturones se originan a partir del acortamiento horizontal de las rocas en la corteza, las cuales son incorporadas en la formación de los sistemas orogénicos (Bally *et al.*, 1966; Price, 1981).

En muchos trabajos los investigadores se han esforzado en comprender su origen, geometría, evolución y el control ejercido por parámetros como: estructuras preexistentes, ambiente tectónico, estratigrafía y litología (McClay y Price, 1981; MacQueen y Leckie, 1992; McClay, 1992, 1994; Mitra y Fisher, 1992; Nemčok *et al.*, 2005; Lacombe *et al.*, 2007; Fitz-Díaz *et al.*,

2011a). Es importante mencionar la contribución de algunos autores en la metodología de análisis de los cinturones de pliegues y cabalgaduras; sobre todo en la descripción de la geometría de las rocas y estimación de su acortamiento horizontal a escala kilométrica utilizando secciones balanceadas, donde se puede citar algunos trabajos como los de Dahlstrom (1969), Mitra y Namson (1989) y Suppe (1985). Así mismo, se han desarrollado otros métodos de análisis cuantitativo de la distorsión y geometría de las rocas mediante la observación de las estructuras a nivel mesoscópico (pliegues y cabalgaduras), aquí destacan los aportes de Ramsay (1967), Durney y Ramsay (1973) y Fry (1979a, b).

La geometría de las estructuras de acortamiento (pliegues y fallas) dentro de los cinturones depende de la mecánica de las rocas. La forma y longitud de onda de los pliegues, así como el espaciamiento entre cabalgaduras están íntimamente ligadas con el espesor y las viscosidades relativas entre los estratos (Ramsay, 1967; Boyer y Elliot, 1982). En una sucesión litológica mecánicamente homogénea, los pliegues y las cabalgaduras se desarrollan típicamente de manera regular en tiempo y espacio desde la parte trasera hasta el frente del cinturón, comúnmente con una vergencia hacia el antepaís. Las estructuras que se encuentran en la parte trasera serán más viejas, mientras que las del frente serán más jóvenes (Dahlstrom, 1970; Simon y Liesa, 2011). Desde Davis *et al.* (1983) las características geométricas y cinemáticas mencionadas anteriormente se explican a través de la teoría de la cuña crítica, en un régimen mecánico Mohr-Coulomb. En este modelo la geometría idealizada de los cinturones de pliegues y cabalgaduras consiste en un prisma triangular, el cual se encuentra en un estado crítico. La geometría en cuña es el resultado de un equilibrio dinámico entre diferentes fuerzas como: tracción en la base de la cuña, compresión en la parte trasera de la cuña y la fuerza de campo debido a la gravedad (Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984). La teoría de la cuña crítica ha sido muy exitosa ya que explica la variación de la distorsión interna que se observa comúnmente en la naturaleza.

En años recientes, las investigaciones se han enfocado en describir y cuantificar la interacción dinámica entre los cinturones de pliegues y cabalgaduras y procesos como: exhumación, subsidencia, erosión y sedimentación sintectónica; a través de modelado numérico y analógico (Wu y McClay, 2011; Cruz *et al.*, 2010, 2011; Fillon *et al.*, 2013). En el caso de la erosión y la

sedimentación sintectónica (procesos superficiales), se ha observado que tienen una gran influencia en el desarrollo de estructuras dentro de los cinturones de pliegues y cabalgaduras, variando el espaciamiento entre cabalgaduras o longitud de onda de los pliegues; así como la forma de la cuña crítica (Beaumont *et al.*, 1992; Koyi y Beaumont, 1996; Suppe *et al.*, 1992; Simpson, 2006 y 2009; Wu y McClay, 2011) y la longevidad de las cabalgaduras (Stockmal *et al.*, 2007)

Es evidente el avance que se ha tenido en el conocimiento sobre los cinturones de pliegues y cabalgaduras, sin embargo aún quedan algunas incógnitas de primer orden por resolver. Un aspecto importante, que aún no se ha desarrollado del todo y que es el objeto de estudio de este trabajo, es el análisis de la deformación de los depósitos sintectónicos, donde hay algunas preguntas fundamentales por responder. Por ejemplo: ¿Cómo actúan mecánicamente los depósitos sintectónicos? ¿Estaban consolidados o no al momento de la deformación? ¿Qué estructuras desarrollan comúnmente? ¿Qué los deforma? y ¿Cuál es su papel dentro del cinturón de pliegues y cabalgaduras en el marco de la teoría de la cuña crítica? El estudio de los depósitos sintectónicos se ha limitado a su descripción litológica en un marco sedimentológico-estratigráfico, así como al análisis de su influencia en el desarrollo de las estructuras mayores dentro de los cinturones de pliegues y cabalgaduras (Wu y McClay, 2011; Fillon *et al.*, 2013). Estos depósitos suelen ser comunes en muchos cinturones y, generalmente están conformados por una intercalación de areniscas y lutitas de naturaleza turbidítica (Mutti, 1979; Ori y Friend, 1984; Ricci Luci, 1986; Lawton y Trexler, 1991).

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) ofrece un excelente laboratorio natural para el análisis de la deformación y la mecánica de depósitos sintectónicos ya que existen transectos como la sección estructural Vizarrón-Tamazunchale (Suter, 1980, 1984, 1987, 1990; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011a, 2012), en donde estos depósitos se encuentran bien expuestos y están representados por las formaciones Soyatal y Méndez; las cuales han sido descritas anteriormente por varios autores (Mendoza-Rosales, 1990; Suter, 1987; Hernández-Jáuregui, 1997; Carrillo-Martínez, 2000).

1.2.- Objetivos.

Objetivos generales.

- 1.- Determinar los mecanismos mediante los cuales se incorporan a la deformación progresiva los sedimentos sintectónicos durante una orogenia.
- 2.- Establecer la influencia que tienen los procesos superficiales de erosión y sedimentación sintectónica, y la geometría de las rocas pre-orogénicas en la forma final y deformación de una cuña orogénica.

Objetivos específicos:

- Determinar las características mecánicas de los depósitos sintectónicos al momento de su deformación.
- Generar modelos numéricos y analógicos que ayuden a entender cómo los depósitos sintectónicos se involucran en la deformación.
- Realizar observaciones sistemáticas de campo en las formaciones sintectónicas Soyatal y Méndez para describir la deformación en estas rocas desde la parte trasera del orógeno hasta el frente.
- Generar un modelo conceptual de la deformación observada en las formaciones sintectónicas Soyatal y Méndez que sintetice lo observado en el campo y en los experimentos analógicos y numéricos.

1.3.- Metas.

- Elaboración de mapas geológicos 1:10,000 y 1:20,000 para delimitar a detalle la distribución de las formaciones Soyatal y Méndez el área de estudio y para caracterizarlas estructuralmente. Los datos recopilados fueron esenciales para comprender la deformación en estas rocas y fueron la base para realizar los modelados (analógicos y numéricos).

- Muestreo de rocas en distintos sitios ubicados sistemáticamente para la realización de láminas delgadas para estudio petrográfico y de microestructuras.
- Realizar un análisis detallado de distintos materiales granulares mediante su ángulo de reposo, con el propósito de encontrar los materiales adecuados para simular las variaciones mecánicas laterales observadas en la sección Vizarrón-Tamazunchale.

1.4.- Hipótesis.

Los depósitos sintectónicos presentan un comportamiento mecánico particular y distinto en comparación con las litologías pre-orogénicas. Dicho comportamiento puede depender de su posición dentro del sistema cuenca de antepaís y de las tasas relativas de deformación, erosión y sedimentación sintectónica. Esto gobierna las estructuras que afectan a dicho depósitos, así como en la cantidad de acortamiento que acomodan.

1.5.- Justificación.

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras son muy importantes para analizar la manera en cómo se acomoda la deformación por acortamiento en la corteza terrestre. El análisis de su geometría y cinemática, así como de los procesos mecánicos que generan los pliegues y cabalgaduras permite obtener información valiosa para la localización en superficie de posibles yacimientos petrolíferos (Dixon, 2004).

En el caso particular de los depósitos sintectónicos es evidente que tienen una gran influencia en la geometría final de los cinturones de pliegues y cabalgaduras (Wu y McClay, 2011), por lo que su estudio ayudará a entender el desarrollo de las estructuras en las cuales pueden emplazarse los hidrocarburos. Por otro lado, el análisis de su deformación y comportamiento mecánico permitiría tener mayor conocimiento de los cinturones de pliegues y cabalgaduras y su relación con los procesos superficiales (erosión y sedimentación).

Como ya se mencionó anteriormente, el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), ofrece una excelente oportunidad para analizar a los depósitos sintectónicos desde un punto de vista sedimentológico y de su deformación. Las formaciones sintectónicas Soyatal y Méndez son las candidatas ideales para realizar dicho análisis, debido a que se encuentran muy

bien expuestas en una sección que atraviesa de manera perpendicular al CPCM en el centro de México (Sección Vizarrón-Tamazunchale), particularmente en los estados de Querétaro, Hidalgo, y San Luis Potosí. (Suter, 1987; Fitz-Díaz *et al.*, 2011a). En general, el estudio de estos depósitos se realizó sobre tres ejes metodológicos principales: trabajo detallado de campo, análisis sistemático de la deformación, y modelado analógico y numérico. La información obtenida se podrá usar para explicar la deformación observada en depósitos sintectónicos de otros lugares del CPCM, así como de otros lugares del mundo

1.6.- Metodología.

La metodología para el desarrollo de este proyecto se divide en tres partes fundamentales, las cuales se describen de manera general a continuación.

Trabajo de campo: Durante la campaña de campo, se describió a detalle la deformación observada en las formaciones sintectónicas Soyatal y Méndez, mediante la medición de datos estructurales como: estratificación, clivaje, pliegues, y fallas. Las mediciones se realizaron en más de 1000 sitios en los estados de Querétaro, Hidalgo y San Luis Potosí, donde cruza la sección. La descripción se realizó desde el traspais hasta el antepais cubriendo una longitud de la sección de aproximadamente 150 km. También, se hicieron observaciones sistemáticas sobre la variación vertical (de la base a la cima) de la deformación en sitios donde las formaciones sintectónicas están mejor expuestas. Acompañado a las descripciones de campo, se tomaron muestras orientadas para la elaboración de láminas delgadas para la realización de un análisis petrográfico y de microestructuras.

Adicionalmente se elaboraron varios mapas geológico-estructurales escala 1:10,000 y 1:20,000 para entender las relaciones de contacto entre las rocas pre- y sintectónicas, y tener una perspectiva general de las estructuras kilométricas que afectan a los depósitos sintectónicos. Estos mapas fueron integrados al mapa de Fitz-Díaz *et al.*, 2012 para enriquecerlo.

Análisis de datos: Los datos obtenidos del trabajo de campo, se procesaron con la ayuda de algunas técnicas de análisis estructural como: mapeo de estructuras, elaboración de columnas estratigráficas compuestas, proyecciones esféricas, clasificación de pliegues (Ramsay, 1967) entre otras. También se realizó una recopilación bibliográfica extensa relacionada con la

formación y deformación de los depósitos sintectónicos. También se revisó la información publicada sobre a las formaciones Soyatal y Méndez en el área de estudio y en otras partes del CPCM.

Construcción de modelos: Por un lado se realizó el diseño y la implementación de varios experimentos analógicos a escala, con el objetivo de simular la deformación sufrida por las rocas de la sección Vizarrón-Tamazunchale, poniendo especial interés en la deformación de los depósitos sintectónicos. Este modelado analógico se realizó tomando en cuenta la metodología propuesta en otros trabajos (Wu y McClay, 2011; Cruz *et al.*, 2010, 2011), donde se simula la formación y evolución de los cinturones de pliegues y cabalgaduras; así como la influencia que tiene la erosión y la sedimentación sintectónica en la deformación interna y geometría final de la cuña orogénica. Los experimentos se realizaron en el Laboratorio de Modelado Analógico del Instituto de Geología de la UNAM.

Para realizar el modelado numérico, se utilizó el paquete de modelado numérico Abaqus 6.12; un *software* que permite simular problemas tectónicos mediante el uso de la técnica de elemento finito. Los modelos fueron realizados en la Universidad de Stanford en California, E.U., en dos etapas; la primera durante una estancia académica que se realizó en el segundo semestre de 2015 con el Prof. George Hilley y el Dr. Leonardo Cruz, donde se aprendió las bases teóricas del programa y se corrieron los primeros modelos probando algunas variables como: propiedades reológicas de los materiales, geometría del paquete sedimentario a deformar y fricción en la superficie de despegue. En la segunda etapa, se corrieron modelos desde México mediante una conexión remota a la Universidad de Stanford. Estos modelos buscaron probar la influencia de algunas variables como: espesor de las plataformas y de los depósitos sintectónicos, erosión sintectónica y propiedades mecánicas de los materiales.

Capítulo II: Marco geológico regional

La Sierra Madre Oriental es una cordillera cuyo relieve se debe a la deformación de rocas sedimentarias mesozoicas, las cuales fueron levantadas, comprimidas y transportadas hacia el E-NE formando al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Coney *et al.*, 1980; Campa-Uranga, 1983; Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; DeCelles *et al.* 2009; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Éste pertenece al sistema orogénico que se ubica en la parte occidental de Norteamérica y se extiende desde Alaska en E.U. hasta México. (Figura 2.1).

2.1.- Localización.

El área de estudio se encuentra en la parte centro-oriental de México en la parte oriental del estado de Querétaro, norte de Hidalgo y sur de San Luis Potosí, aproximadamente a unos 21° latitud Norte (Figura 2.1).

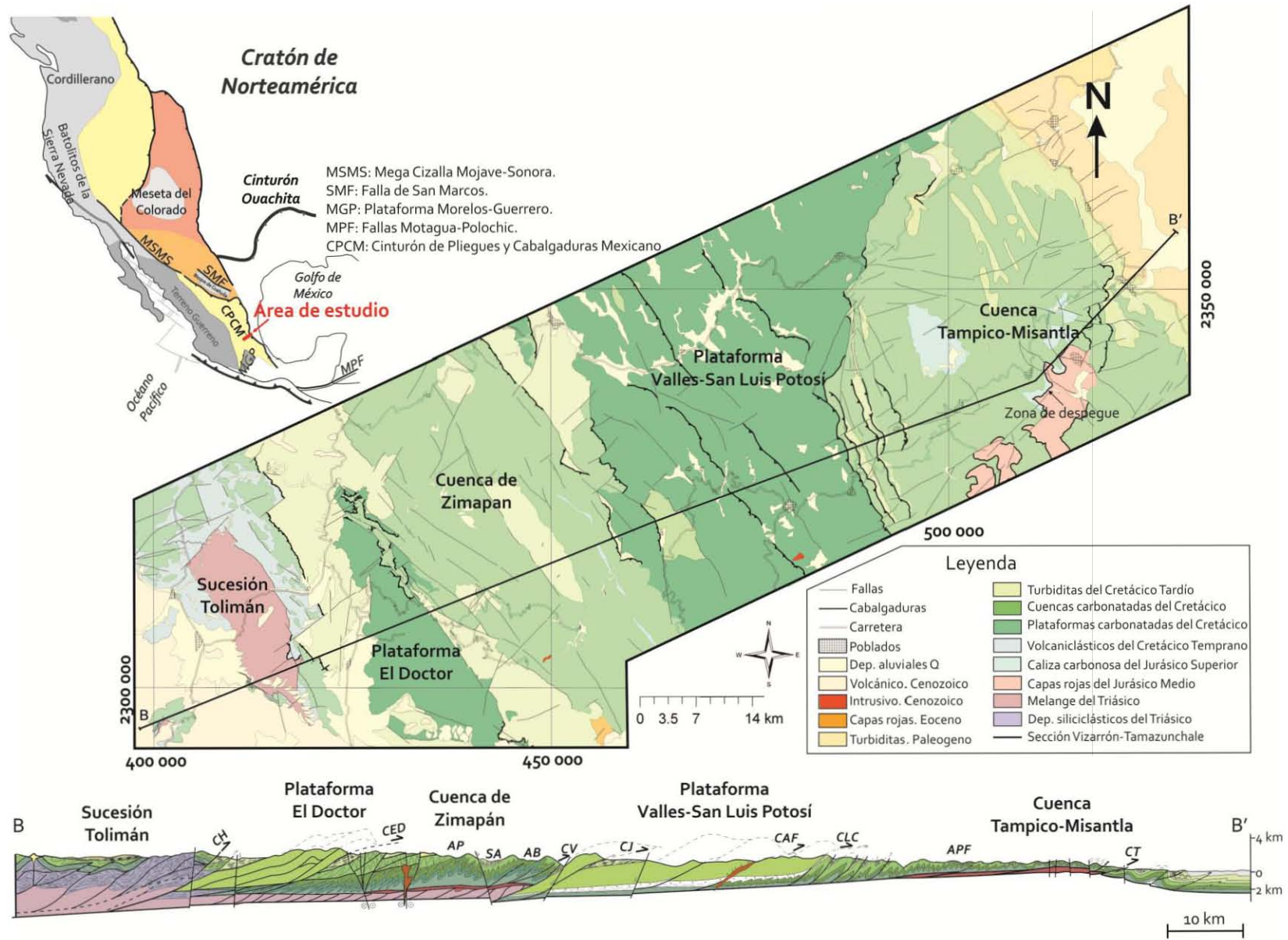


Figura 2.1.- Marco tectónico de Norteamérica (Fitz-Díaz *et al.*- 2017), mapa geológico regional y sección estructural del área de estudio. Es importante notar la ubicación de los elementos paleogeográficos de la Cuenca de Zimapán, Plataforma Valles-San Luis Potosí y la cuenca Tampico-Misantla. (Modificado de Fitz-Díaz *et al.*, 2012). CH-Cabalgadura de Higuierillas; CED-Cabalgadura El Doctor; AP-Anticlinal El Piñón; SA-Sinclinal El Aguacate; AB-Anticlinal Bonanza; CV-Cabalgadura El Volantín; CJ-Cabalgadura Jiliapán; CAF-Cabalgadura Agua-Fría; CLC-Cabalgadura Lobo-Ciénega; APF-Anticlinal Pisaflores; CT-Cabalgadura Tamazunchale.

2.2.- El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.

El CPCM es un rasgo orográfico formado por un macizo montañoso, angosto y alargado, situado en el oriente de México. Tiene cumbres que sobrepasan los 3000 m sobre el nivel del mar, descienden de altura hacia el poniente y pasan a un extenso altiplano situado en el centro del país (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Es una continuación de la Cordillera de Norteamérica que va desde las Montañas Rocosas canadienses y se extiende hasta la Sierra Madre Oriental en México (Figura 2.1). Comparando el CPCM con lo observado en Canadá y EU, se distinguen claras diferencias en el estilo de deformación, cantidad de acortamiento y amplitud del orógeno, entre otros aspectos (Fitz-Díaz *et al.*, 2011a y 2012). Una característica importante del CPCM, es la preservación y excelente exposición de los depósitos sin-orogénicos en el centro y noreste de México pertenecientes al antepaís de este sistema orogénico del Cretácico Tardío-Paleoceno (Lawton *et al.*, 1999). En la parte central del cinturón las formaciones Soyatal y Méndez representan a dichos depósitos sin orogénicos (Hernández-Jáuregui, 1997; Suter, 1987; Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

2.3.- Estratigrafía.

Las rocas que constituyen al CPCM en el centro de México son principalmente calcáreas de edad Mesozoica (sección Vizarrón-Tamazunchale) y han sido estudiadas por varios autores (Segerstrom, 1961; Suter 1980, 1984, 1990; Carrillo-Martínez, 1990; Wilson y Ward, 1993; Carrillo-Martínez *et al.*, 2000, Dávila-Alcocer *et al.*, 2009). Su variación lateral y vertical se puede resumir en función de los diferentes elementos paleogeográficos que se encuentran en el área de estudio. Estos elementos son en un transecto este-oeste: cuenca Tampico-Misantla, plataforma Valles-San Luis Potosí, cuenca de Zimapán y plataforma El Doctor (Figuras 2.1 y 2.2). Es importante mencionar que la parte occidental de la plataforma El Doctor se encuentre en contacto tectónico con un conjunto de rocas definidas como sucesión Tolimán con una estratigrafía particular. A continuación se hace una descripción general de las rocas que se encuentran dentro de la sección Vizarrón-Tamazunchale (Figura 2.2).

2.3.1.- Estratigrafía dentro de los elementos paleogeográficos.

Rocas del Basamento.

Las rocas más antiguas que afloran, están representadas por la *Formación Huiznopala* de edad Grenvilliana caracterizada por un gneiss de textura blastomilonítica, expuesto mediante algunas ventanas en el Anticlinorio de Huayacocotla al sur de la cuenca Tampico-Misantla (Carrillo-Bravo, 1971). Estas rocas son el basamento de las unidades del Paleozoico y Mesozoico, las cuales están caracterizadas por ser en su mayoría calcáreas (Suter, 1987; Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

Rocas Paleozoicas y del Triásico-Jurásico.

Sobre el basamento cristalino descansa una sucesión sedimentaria compuesta por:

- *Formación Guacamaya*, constituida por una intercalación de lutita y arenisca perteneciente al Carbonífero y Pérmico Temprano, que aflora en algunos lugares del núcleo del anticlinorio de Huayacocotla al S de la cuenca Tampico-Misantla (Carrillo-Bravo, 1971).
- *Formación Huizachal*, representada por capas de arenisca del Triásico Tardío que aflora en la parte oriental de área de estudio, y en algunos lugares dentro del Anticlinorio de Huayacocotla (Imlay *et al.*, 1948; Carrillo-Bravo, 1971).
- *Formación Huayacocotla*, consiste en una sucesión de lutita y arenisca de edad Sinemuriana a Pliensbachiana (Imlay *et al.*, 1948; Schmidt-Effing, 1980).
- *Formación Cahuasas*, es una sucesión de capas de arenisca, arenisca conglomerática y conglomerado policmitico de edad Toarciano-Calloviano que tiene un espesor de aproximadamente 500 m en la fosas tectónicas, y está ausente generalmente en los pilares del Jurásicos (Carrillo-Bravo, 1965; Suter, 1987).

Todas estas unidades junto con las rocas del basamento comparten una característica común: están afectadas por las fallas normales, probablemente relacionadas con la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Temprano y Medio (Suter, 1987; Ortega-Flores, 2011). Es importante mencionar que hacia la parte occidental de área de estudio estas unidades no

afloran, por lo que se ha inferido que se encuentran sobre el basamento y bajo la sucesión del Jurásico Tardío-Cretácico (Suter, 1987; Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

Rocas del Jurásico Tardío.

Un evento transgresivo se inició durante el Jurásico Tardío, el cual generó un cambio importante en la sedimentación, principalmente en la parte oriental de la sección Vizarrón-Tamazunchale. Este cambio es representado por las siguientes formaciones:

- *Formación Tepexic*, representada por calcarenita de edad Calloviana (Erben, 1956). Su espesor no ha sido estimado dentro del área de estudio.
- *Formación Santiago*, está constituida por una sucesión de capas delgadas de caliza y lutita carbonosa y marga de edad Calloviano-Oxfordiano. Aflora en la cuenca Tampico-Misantla en los núcleos de los pliegues anticlinales (Figura 2.1) y tiene un espesor de ~ 300 m (Suter, 1987; Ortega-Flores, 2011). Algunos autores han considerado que esta formación se encuentra distribuida en toda la sección estudiada (Figura 2.2), con excepción de la sucesión Tolimán (Fitz-Díaz *et al.*, 2012).
- *Formación Tamán*, compuesta por una intercalación de caliza negra y lutita negra de edad Kimmeridgiano-Titoniano (Suter, 1987). En la parte oriental del área de estudio suele presentar bandas de pedernal y capas de marga oscura, y su espesor estimado no sobrepasa los 300m (Ortega-Flores, 2001).
- *Formación Pimienta*, constituida por una sucesión de capas de arenisca siliciclástica, caliza, marga, lutita negra y bandas de pedernal del Titoniano-Berriasiano. El espesor de esta formación al E del área de estudio se ha considerado de entre 300 y 500 m (Suter, 1990; Ortega-Flores, 2011).

Rocas del Cretácico Temprano.

Durante el Cretácico Temprano ocurre un evento de extensión cortical en la parte occidental del área de estudio (Tolimán), donde, contemporáneamente se depositan sedimentos volcanoclásticos de tipo félsico (Ortega-Flores *et al.*, 2014). La unidad representativa de esta etapa es la siguiente:

- *Formación las Trancas*, dentro de la Cuenca de Zimapán, ésta formación aflora en el núcleo de los anticlinales (Figura 2.2). En los estratos inferiores, la litología está representada por arenisca volcánico-clástica en tanto que en los niveles superiores, margas y calizas son más abundantes con algunos lentes de pedernal (Carrillo-Martínez, 2000). Los fósiles encontrados permiten asignar a esta formación una edad que va del Titoniano al Barremiano (Seegerstrom, 1961; Carrillo-Martínez 2000; Suter, 1982). Estudios recientes realizados por Ortega-Flores *et al.* (2014), han permitido constreñir una edad más correcta entre Berrisiano y Barremiano. El espesor de esta formación es de aproximadamente 1000 m (Lopez-Ramos, 1985; Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000).

De manera casi contemporánea con la Formación Las Trancas, en la parte oriental de la sección Vizarrón-Tamazunchale se depositó una sucesión de evaporitas que posteriormente se convertirían en una plataforma carbonatada (plataforma Valles-San Luis Potosí). Esta sucesión está representada por la formación que a continuación se describe.

- *Formación Cuaxcamá*, de edad Barresiano-Aptiano, se encuentra constituida por una sucesión de capas de yeso y anhidrita de color blanco, con algunas bandas color marrón de material arcilloso (Ortega-Flores, 2011). Tiene un espesor de ~300 en su localidad tipo, aunque se han perforado pozos (PEMEX: Valle de Guadalupe-1 y Colmena-1) en donde se reportan espesores de hasta 3000 m en otras localidades fuera de la sección estudiada.

A partir de la segunda mitad del Cretácico Temprano, en el área de estudio se desarrollaron de manera contemporánea una serie de cuencas y plataformas donde se depositaron sedimentos predominantemente calcáreos. Las rocas de esta etapa se agrupan en las siguientes formaciones geológicas:

- *Formación El Doctor*. Las rocas de la plataforma El Doctor, localizada al W del área de estudio (Figura 2.2), están agrupadas en la formación del mismo nombre, la cual fue descrita formalmente por Carrasco (1970), para las rocas de facies de plataforma de edad Aptiano-Cenomaniano que afloran entre el Macizo El Ángel-El Espolón al NE del

Estado de Querétaro y N de Hidalgo (Suter, 1987). Está constituida por caliza en estratos gruesos (mayores a 1 m.). En la periferia de la plataforma (facies de talud) afloran rocas que consisten en calcarenita, caliza brechoide y conglomerática, con abundantes fósiles de gasterópodos, rudistas y algas (Carrillo-Martínez, 2000). El espesor estimado para la Formación El Doctor es de 1,500-2000 m (Wilson *et al.*, 1955; Suter, 1987), en tanto que Ward (1979) midió alrededor de 800 m en el Cerro el Ángel. Esta diferencia en los espesores es debido probablemente a duplicación tectónica de la plataforma (Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

- *Formación El Abra.* De manera contemporánea con la plataforma El Doctor, también se desarrolló otra plataforma en el sector oriental de la sección Vizarrón-Tamazunchale durante el Aptiano-Albiano (plataforma Valles-San Luis Potosí. Figura 2.2. Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Las rocas de esta plataforma están agrupadas dentro de la Formación El Abra, la cual se presenta a manera calizas masivas de unos 1500 a 2000 m de espesor con ciertos cambios laterales de facies (Omaña-Pulido, 2012; Suter, 1984). Las facies de borde de plataforma contienen arrecifes de rudistas y calizas bioclásticas, oolíticas de textura grainstone-rudstone, con estratificación discontinua no paralela. Los depósitos del interior de la plataforma están generalmente bien estratificados y contienen en parte evaporitas. Es probable que las rocas de la Formación El Abra alcancen una edad hasta el Coniaciano (Suter, 1987).
- *Formación Tamaulipas.* Esta formación es el equivalente de las formaciones El Doctor y EL Abra en las cuencas (Zimapán y Tampico-Misantla. Figura 2.2); consiste en una sucesión de capas de caliza con espesor variable y lentes de pedernal. La caliza tiene esencialmente una textura arenosa (wackstone) e incluye brechas y olistolitos. Bajo el microscopio, algunas de estas muestras exhiben clastos calcáreos y microfósiles, tales como calciesferúlidos y foraminíferos planctónicos cementados por lodo calcáreo (Carrillo-Martínez, 2000). Se ha estimado un espesor para esta formación de entre 1000 y 500 m (Suter, 1987; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). En la cuenca Tampico-Misantla, la Formación Tamaulipas también es conocida con el nombre de las formaciones Chapulhuacán y Aguacatlán (Suter, 1987).

Rocas del Cretácico Tardío.

Al final del Cretácico Temprano e inicio del Cretácico Tardío inicia la sedimentación de depósitos sintectónicos relacionados con el evento orogénico de Norteamérica (DeCelles, 2004; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Estos sedimentos fueron transportados desde altos topográficos ubicados al oeste del área de estudio y depositados en una cuenca de antepaís localizada en la parte oriental de México (Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a). Las rocas que representan esta nueva etapa se describen en los siguientes párrafos.

- *Formación Soyatal.* Corresponde a una sucesión marina que consiste en lutita amarilla alternada con marga y caliza micrítica de color negro. La litología varía lateralmente, siendo en algunos lugares más calcárea y en otros más lutítica. Se calcula un espesor de al menos 1000 m según Carrillo-Martínez, (2000). Hernández-Jáuregui (1997) le asignó una edad del Turoniano Medio al Santoniano en la Cuenca de Zimapán, mientras que Juárez-Arriaga *et al.* (2016a) le asignan una edad de 92 ± 3 Ma mediante un análisis de zircones detríticos. Esta formación se distribuye en toda la parte occidental de la sección Vizarrón-Tamazunchale, hasta el borde oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí (Figuras 1.1 y 2.2), donde cambia lateralmente a otra formación. La Formación Soyatal es el objeto de estudio de este trabajo, por lo que en el siguiente capítulo se hará una descripción más detallada de esta formación con base en observaciones de campo realizadas en este trabajo y se discutirá su naturaleza sin-orogénica.
- *Formación Agua Nueva.* En la cuenca Tampico-Misantla, la Formación Agua Nueva está formada por una sucesión de capas de caliza con lentes de pedernal, marga y lutita carbonosa (Carrillo-Bravo, 1971). Su espesor en el borde oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí es de 100 a 150 m (Suter, 1990). De acuerdo con el contenido faunístico y su posición estratigráfica se le asigna una edad Cenomaniano-Turoniano (Carrillo-Bravo, 1971).
- *Formación San Felipe.* Se caracteriza por tener capas delgadas de caliza, lutita y arenisca de edad Coniaciano-Campaniano medio. Aflora en la parte oriental de la cuenca Tampico-Misantla cerca del poblado de Tamazunchale, San Luis Potosí y tiene un espesor de ~140 m (Suter, 1990). La Formación San Felipe sobreyace concordante y

transicionalmente a la Formación Agua Nueva y subyace de la misma manera a la Formación Méndez; sin embargo, en algunos sitios sobreyace discordantemente a la Formación El Abra (Ortega-Flores, 2011).

- *Formación Méndez.* Ésta se caracteriza por una sucesión estratificada de lutita y margas de color gris y gris verdoso de edad Campaniano-Maastrichtiano (Carillo-Bravo, 1971). En cuanto a su espesor, éste se ha estimado en 300 m en su localidad tipo (Estación Méndez en el km. 629.3 del ferrocarril San Luis Potosí-Tampico); mientras que en el margen sureste de la plataforma Valles-S.L.P, el espesor varía entre 500 a 1000 m (Carillo-Bravo, 1971). Suter (1990), menciona que es difícil establecer un espesor real de la Formación Méndez debido a la deformación interna que presenta, sin embargo propone un espesor de ~500 m en el área de Tamazunchale y de ~250 m en el flanco inferior de la cabalgadura Lobo-Ciénega. Al igual que la Formación Soyatal, las rocas de la Formación Méndez también son el objeto de estudio de este trabajo, por lo que se describirán en el próximo capítulo con más detalle.

Rocas del Paleoceno-Eoceno.

En la Cuenca Tampico-Misantla se depositó sobre la Formación Méndez una secuencia rítmica de arenisca y lutita pertenecientes a las formaciones Velasco y Chicontepec (Busch y Gavela, 1978) acumuladas durante el Maastrichtiano tardío (?) al Eoceno temprano. El espesor estimado para la Formación Velasco es de ~ 80 m de acuerdo con Suter (1990), mientras que para Formación Chicontepec varía entre 600 y 2000 m (Aguayo *et al.*, 2006).

Cenozoico Continental

- *Formaciones El Morro y Tarango.* En la parte occidental del área de estudio (Figura 2.2), las rocas continentales cenozoicas están representadas por la Formación El Morro, de probable edad Oligocénica (Segerstrom, 1961), la cual está constituida por capas de conglomerados calcáreos que sobreyacen discordantemente sobre las formaciones del Mesozoico (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009). El Cenozoico volcánico indiferenciado pertenece a la Formación Tarango de edad Plioceno-Cuaternario (Carrillo-Martínez 2000), la cual consiste en lavas y depósitos piroclásticos de composición riolítica y

riodácítica, presentes en la parte del Estado de Hidalgo, o lavas de composición basáltica con intercalaciones de depósitos volcanoclásticos y por algunos sedimentos fluviolacustres que afloran principalmente en las cercanías de Jalpan y Peña Blanca Qro.

- *Secuencia pre-cuaternaria y cuaternaria.* Como parte de la provincia magmática alcalina del oriente de México con rocas de edad Oligoceno-Cuaternario, tenemos a la *Formación Tlanchinol*, formada por una serie de derrames basálticos que descansan subhorizontalmente sobre las rocas sedimentarias marinas plegadas y erosionadas (Suter, 1990).
- *Rocas ígneas intrusivas.* En la cuenca Tampico-Misantla se han observado diques máficos al E y al ESE de Tamazunchale, con las siguientes rumbos NE₂₉, NE₃₇, NE₃₁ y NW₄, la dirección de los diques es subparalela a la dirección de fallas normales post-orogénicas según Suter (1990).

2.3.2.-Estratigrafía en la sucesión Tolimán.

Las rocas que pertenecen a la sucesión Tolimán fueron descritas inicialmente por Segestrom (1961) y López-Ramos (1985); este último consideró que estas rocas eran del Paleozoico, nombrándolas como Formación El Chilar. Recientemente, Dávila-Alcoser *et al.* (2009) y Ortega-Flores *et al.* (2014) interpretan la estratigrafía de esta zona y proponen que dentro de esta sucesión, las rocas más antiguas están representadas por rocas metamórficas (filitas y esquistos) en facies de esquistos verdes que representan al Complejo El Chilar de edad Triásico-Jurásico Medio. Estas rocas han sido interpretadas como parte de un *melange*, debido a las características litológicas y estructurales que presentan (Dávila-Alcoser *et al.*, 2009, 2013). Esta unidad es sobreyacida discordantemente por la Formación San Juan de la Rosa, la cual está representada por una sucesión estratificada de rocas volcanoclásticas de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Ortega-Flores *et al.*, 2014), la cual es correlacionable con la Formación Las Trancas. De manera transicional las rocas de esta formación pasan a ser más calcáreas dando lugar a la Formación Peña Azul, caracterizada por una sucesión de capas delgadas de caliza y depósitos de *slump* (Carrillo-Martínez, 2000; Ortega-Flores *et al.*, 2014). Finalmente, en la parte más superior de la sucesión, se depositó discordantemente la Formación Tamaulipas y sobreyaciendo discordantemente a ésta, la Formación Soyatal (Figura 2.2).

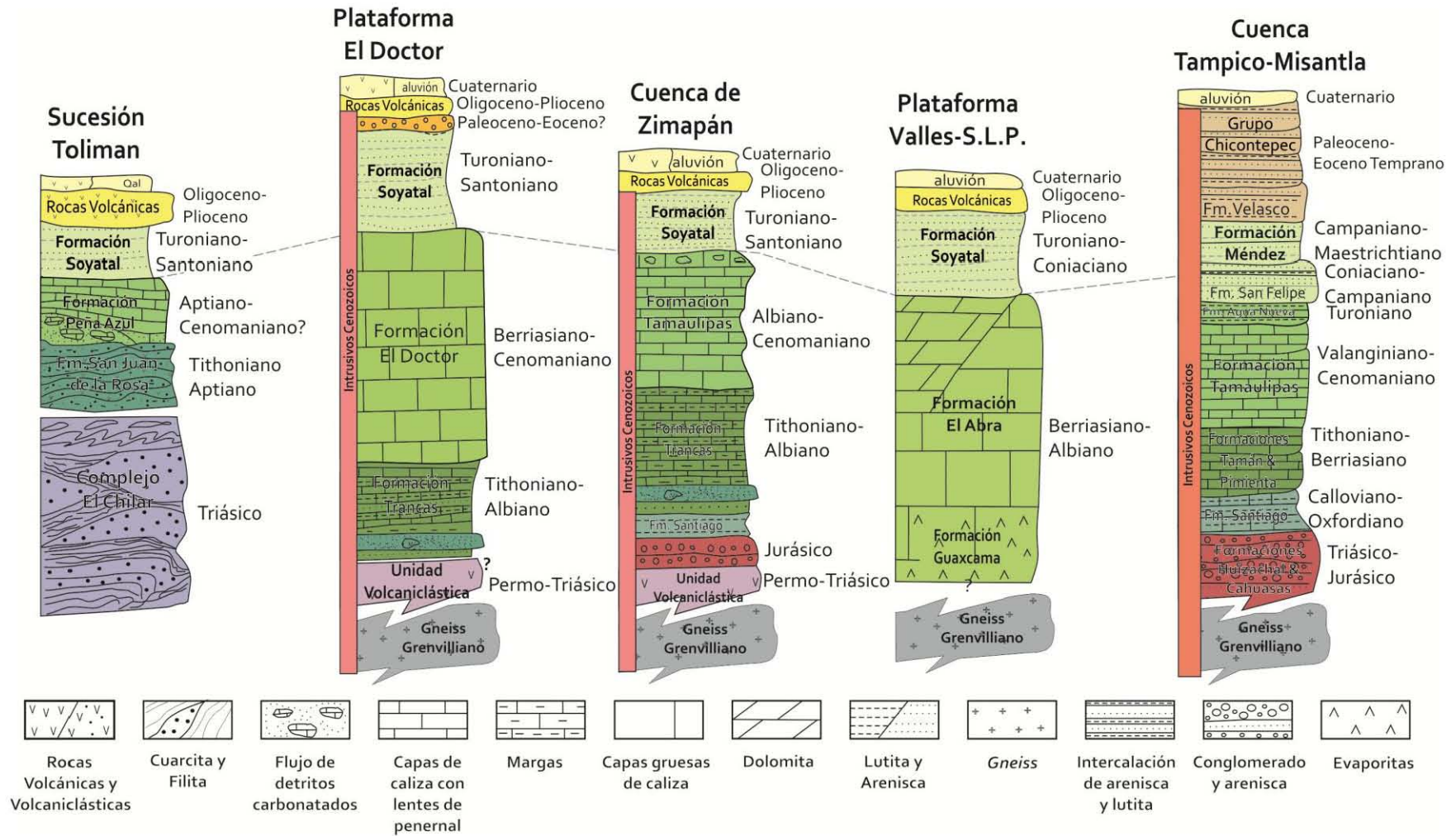


Figura 2.2.-Columnas estratigráficas de los diferentes elementos paleogeográficos que se encuentran dentro del área de estudio. Es importante ubicar a las formaciones sintectónicas Méndez y Soyatal en tiempo y espacio en estas columnas estratigráficas. Modificado de Fitz-Díaz *et al.* (2012).

2.4.- Estructuras mayores.

Como se mencionó anteriormente, el CPCM está constituido por un paquete sedimentario heterogéneo de edad Mesozoica y del Paleógeno, que es afectado por un acortamiento con un estilo de piel delgada (*thin-skinned*). Las estructuras presentes en el área de estudio están caracterizadas por una serie de pliegues y cabalgaduras, con una orientación preferencial NW-SE, las cuales se describen a continuación:

Estructuras en la sucesión Tolimán. En la parte más occidental del área de estudio, las rocas más antiguas expuestas (Complejo el Chilar) presentan una deformación compleja representada por una esquistosidad anastomosada, pliegues isoclinales desmembrados con un buen desarrollo de clivaje de plano axial, replegamiento y fallas inversas (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Dávila-Alcocer *et al.*, 2009; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Esta complejidad en las estructuras ha sido interpretada como consecuencia de varias etapas de deformación (al menos 2) en esta parte del CPCM (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Las unidades que sobreyacen al complejo El Chilar, presentan un menor grado de complejidad. Las formaciones San Juan de la Rosa y Peña Azul presentan pliegues con planos axiales subhorizontales y cabalgaduras a escala de metros y decenas de metros (Millán-Sánchez, 2014). Una estructura importante por su escala y la cantidad de deformación que acomoda es la Cabalgadura de Higuierillas (CH); ésta sobrepone a la Formación Peña Azul sobre la Formación Soyatal. Su orientación general es NW-SE con el plano de falla inclinándose hacia el SW. Se encuentra muy bien expuesta en el arroyo El Venado a 1 km al oeste de Vizarrón, Oro. (Carrillo-Martínez, 2000).

Estructuras en la Plataforma El Doctor. En la frontera entre la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán existe una estructura kilométrica llamada Cabalgadura El Doctor (CED), ésta se caracteriza por formar un pronunciado escarpe denominado macizo El Ángel-El Espolón (Figura 2.3). Dicha estructura es visible en el corte transversal del Río Moctezuma, donde las calizas de la Formación El Doctor cabalgan sobre la Formación Soyatal (Carrillo-Martínez, 2000). El plano de falla se inclina hacia el suroeste con movimiento hacia el NE, el cual visible en toda su extensión en un espectacular afloramiento (Carillo-Martínez, 2000; Vásquez-Serrano, 2013).

Existen también varias estructuras relacionadas con acortamiento a nivel mesoscópico en el interior de la plataforma; un ejemplo de ello es una estructura *duplex* que se puede observar en un corte sobre la carretera que va de Vizarrón a San Joaquín, Qro. (Figura 2.3). Otras estructuras que se encuentran afectando a las rocas de la plataforma son las fracturas (Modo I y II; Irwin, 1960) rellenas con calcita (Nava-Urrego, 2008; Vásquez-Serrano, 2013).

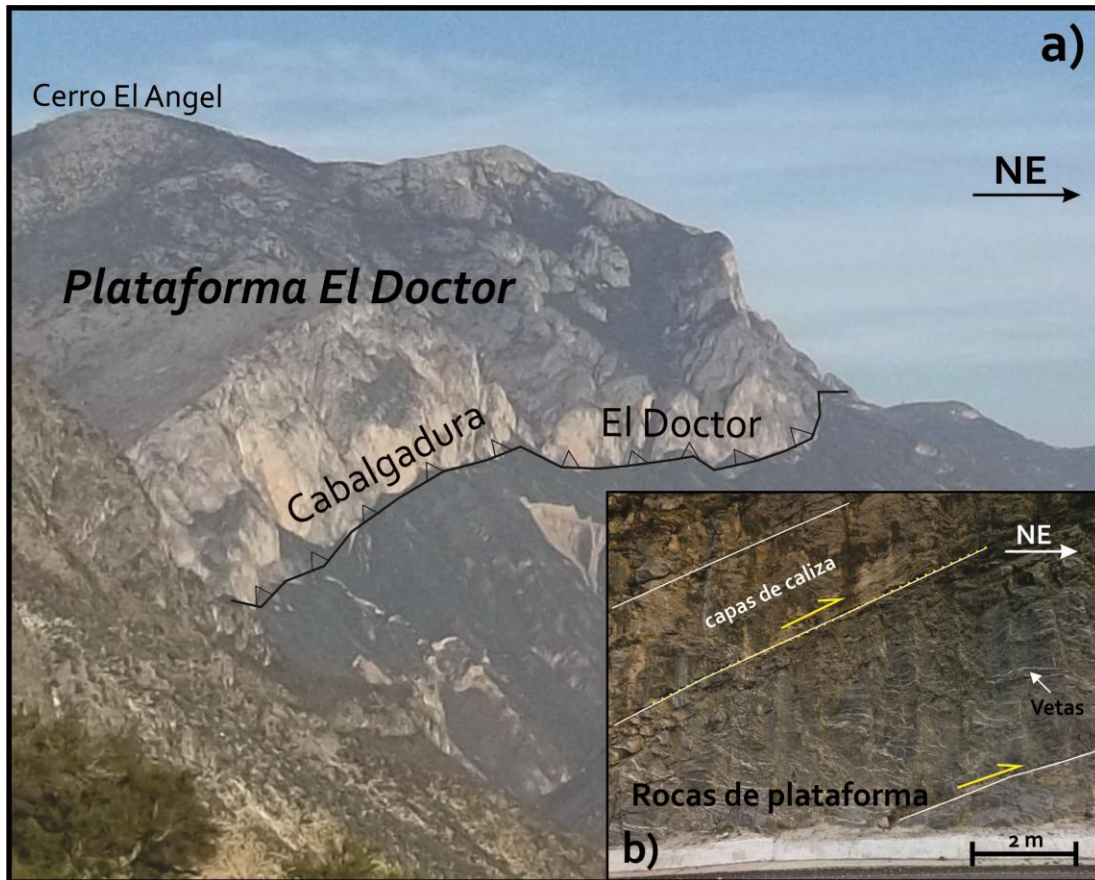


Figura 2.3.- a) Vista panorámica de la frontera entre la plataforma El Doctor (izquierda) y la cuenca de Zimapán (derecha). b) Deformación mesoscópica del interior de la plataforma, nótese las fracturas rellenas contenidas en una estructura *duplex* (afloramiento sobre la carretera Vizarrón-San Joaquín, Querétaro). Modificado de Vásquez-Serrano (2013).

Estructuras en la Cuenca de Zimapán. La sección Vizarrón-Tamazunchale (Figura 2.1) muestra las siguientes estructuras dentro de la cuenca de occidente a oriente.

Anticlinal el Piñón (AP). Delimitado por los sinclinales Maconí y El Aguacate, está formado por la Formación Trancas en una zona de charnela de ~14 km (Carrillo-Martínez, 1990). En los flancos y la cresta del anticlinal el Piñón se observan pliegues tipo *chevron* métricos. Los pliegues mesoscópicos en el flanco suroeste del anticlinal están frecuentemente recostados,

mientras que los del flanco noreste y de la cresta, tienen planos axiales sub-verticales inclinados hacia el SW (Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

Sinclinal El Aguacate (SA): se encuentra entre el Anticlinal El Piñón y el Anticlinal Bonanza. Al igual que en la estructura anterior, también está afectado por pliegues métricos (pliegues parásitos). En el flanco occidental los pliegues son apretados y con planos axiales sub-verticales inclinados hacia el SW (Suter, 1982; Carrillo-Martínez, 1990).

Anticlinal Napa Bonanza (AB): Es una estructura convexa hacia el noreste. En su núcleo aflora la Formación Las Trancas (Carrillo-Martínez, 1990). Es casi recumbente y cabalga hacia el noreste sobre el Sinclinal El Fraile, a lo largo de la Cabalgadura El Volantín. El espesor del flanco occidental es tectónicamente atenuado en la Formación Tamaulipas, donde hay una intensa densidad de pliegues tipo *chevron* mesoscópicos (Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

Cabalgadura El Volantín (CV). Se ubica en la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, se inclina hacia el suroeste y yuxtapone a las Formación Tamaulipas contra la Formación Soyatal (Carrillo-Martínez, 2000).

Estructuras en la Plataforma Valles-S.L.P. En muchos lugares los estratos dentro de la plataforma son horizontales pero en otros, como en el valle que existe entre los poblados de La Palma y Santo Domingo, Qro., existen pliegues de longitudes de onda hectométricas (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). La plataforma sólo es cortada por la Cabalgadura Agua Fría (CAF), cuyo frente se observa en el transecto Jacala-Santo Domingo y Cordonal-San Andrés Miraflores, donde la Formación El Abra cabalga sobre la Formación Méndez (Suter, 1987).

Estructuras en la Cuenca Tampico-Misantla. Las rocas presentes dentro de la Cuenca Tampico-Misantla, constituyen un medio mecánico heterogéneo, que se ve reflejado en el acomodo de la deformación. Dentro de la cuenca podemos distinguir las siguientes estructuras de oeste a este:

Cabalgadura La Misión. Esta cabalgadura se caracteriza por tener un buzamiento medio de 41° hacia el oeste (Suter, 1987). Su principal afloramiento está en el Cerro Macanguí, donde la Formación Ahuacatlán cabalga sobre la Formación Agua Nueva (Ortega-Flores, 2011).

Cabalgadura Lobo-Ciénega (CLC). En esta cabalgadura, la Formación Tamaulipas Inferior está en contacto tectónico con la Formación San Felipe y con la Formación Méndez, y buza 46° hacia el oeste (Suter, 1987). En su parte norte, cerca del poblado de El Lobo, cabalga a la formación Méndez formando una zona de cizalla de varios metros de espesor (Suter, 1987; Ortega-Flores, 2011) (Figura 2.1).

Cabalgadura Agua Zarca. Tiene un buzamiento de aproximadamente 30° hacia el oeste y pone en contacto tectónico a la Formación Ahuacatlán con la Formación Agua Nueva. Esta cabalgadura al igual que las anteriores muestra una cinemática hacia el antepaís (Suter, 1987)

Anticlinorio Pisaflores (APF). Se caracteriza por presentar pliegues métricos dentro de la secuencia que va desde la Formación Tepéxic a la Formación Tamaulipas. En el núcleo del anticlinorio se observan pliegues cilíndricos en la Formación Santiago (Suter, 1987).

Cabalgadura Xilitla. Aquí las rocas calcáreas de las Formaciones Tamaulipas y Pimienta cabalgan a las formaciones San Felipe y Méndez. En la Formación Tamaulipas la deformación se acomoda mediante pliegues *chevron* (Suter, 1984).

Anticlinorio Huayacocotla. Consiste en un pliegue simétrico y en forma de cofre limitado al oeste por el Sinclinal Xilitla-Chapulhuacán y al oriente por el Sinclinal Axtla. Se distinguen varios pliegues mesoscópicos en las formaciones Chapulhuacán y Tamán (Suter, 1990).

Cabalgadura Tamazunchale (CT). Delimita al Anticlinorio Huayacocotla al oriente. En su parte norte las calizas de la Formación Ahuacatlán, con pendiente hacia el oeste cabalgan sobre la Formación Méndez. Hacia el sur existe una escama de bajo de la cabalgadura principal donde las Formaciones Agua Nueva y San Felipe cabalgan a la Formación Méndez (Suter, 1987; Ortega-Flores, 2011).

Capítulo III: Los cinturones de pliegues y cabalgaduras y sus depósitos sintectónicos.

Las cuencas de antepaís se forman como resultado de la flexura en la litosfera producida por la carga que ejerce un cinturón de pliegues y cabalgaduras (Beamont, 1981; Jordan, 1981). Durante una orogenia, las escamas tectónicas son propagadas y apiladas dentro de la cuenca, donde cortan y deforman a sedimentarios sintectónicos. Este fenómeno de incorporación progresiva de los depósitos sintectónicos en el cinturón es una característica fundamental de las cuencas de antepaís (Allen *et al.*, 1986). Una cuenca de antepaís bien desarrollada incluye distintas partes: una cuña superior (*top wedge*), una cuenca profunda o antifosa (*foredeep*), una zona de levantamiento o abultamiento (*fore-bulge*) y cuenca tras-abultamiento (*back-bulge*), las cuales forman todo un sistema (DeCelles y Giles, 1996). Cada parte del sistema tiene características estructurales y sedimentológicas particulares que ayudan a distinguirlas. Sin embargo, durante la evolución de la cuenca cada parte del sistema cambiará con la evolución del orógeno. En los siguientes párrafos se hará una revisión sobre la naturaleza de los depósitos

sintectónicos y se describirá la manera en cómo se generan. Para este propósito se analizará la teoría de la cuña crítica para entender la propagación de la deformación hacia el antepaís, así como el papel de los procesos superficiales (erosión y sedimentación) en la dinámica de la cuña orogénica. También se describirán las distintas partes del sistema propuesto por DeCelles y Giles (1996) desde un punto de vista sedimentológico y de las estructuras que se desarrollan en cada parte. Adicionalmente se describen las características de los depósitos turbidíticos sinorogénicos en las cuencas de antepaís.

3.1.- Teoría de la cuña orogénica y los cinturones de pliegues y cabalgaduras.

La dinámica de los cinturones de pliegues y cabalgaduras ha sido investigada través de la generación de modelos bidimensionales, lo cuales están basados en el desarrollo de cuñas en cinturones orogénicos de piel delgada. Estos modelos incluyen, además del efecto de la gravedad y la topografía, la generación de una cuña a lo largo de una zona de despegue que se va propagando hacia el antepaís a consecuencia del empuje desde la parte trasera del orógeno (Chapple, 1978; Davis *et al.*, 1983; Stockmal y Chapple, 1981; Dahlen, 1984; Dahlen *et al.*, 1984; Dahlen y Barr, 1989; Beamont *et al.*, 1994). En todos los casos, la cuña avanzará sí y sólo sí la suma de la pendiente topográfica y la inclinación de la zona de despegue alcanza un ángulo crítico.

En materiales no cohesivos, la deformación dentro de la cuña será dependiente del estado crítico de ésta. En dicho estado no hay acreción de nuevo material durante el avance de la cuña, por lo cual no existirá distorsión interna. Cuando la cuña pierde su estado crítico se acrecionará nuevo material en el frente y ocurrirá una distorsión del material dentro de la cuña. Este fenómeno se debe al acomodo de nuevo material incorporado y a la restitución del estado crítico de la cuña (Davis *et al.*, 1983). Con el crecimiento y la deformación progresiva de la cuña, el traspais se vuelve más rígido tomando el papel de contrafuerte. La deformación dentro de la cuña durante su desarrollo se encuentra en un régimen Mohr-Coulomb:

$$\tau = c + \mu(\sigma_n - p) \quad (1),$$

Donde τ es el esfuerzo de cizalla, c es la cohesión, μ es el coeficiente de fricción interna, σ_n es el esfuerzo normal y p es la presión de poro de fluido. De todos estos factores, la cohesión parece

tener poca influencia en los cinturones de pliegues y cabalgaduras donde existen materiales siliciclásticos (Hoshino, 1972). Por otro lado, la presión de fluido juega un papel importante en el desarrollo de la cuña, debido a que afecta al esfuerzo normal que actúa en la zona de despegue y modifica la resistencia del material dentro de la cuña (Saffer y Bekins, 2002).

La geometría de la cuña estará controlada por un balance de tres o cuatro fuerzas que actúan sobre ella (Figura 3.1), dependiendo si es subaérea (3 fuerzas) o si está sumergida (4 fuerzas) (Davis *et al.*, 1983). Estas fuerzas son las siguientes:

- Fuerza gravitacional ejercida sobre el material de la cuña.
- Fuerza gravitacional ejercida por agua sobreyacente.
- La resistencia friccional a lo largo de la zona de despegue.
- El empuje compresivo en la parte trasera de la cuña.

Para el caso subaéreo de cuatro fuerzas, Davis *et al.* (1983), proponen la siguiente expresión para el ángulo crítico de la cuña (Figura 3.1).

$$\alpha + \beta = \frac{(1-\lambda)\mu_b + (1-\rho_w/\rho)\beta}{(1-\rho_w/\rho) + (1-\lambda)K} \quad (2)$$

En la ecuación anterior α es la pendiente topográfica de la superficie de la cuña, β es la inclinación de la superficie de despegue, λ es la razón entre la presión de fluido y la presión litostática, μ_b es el coeficiente de fricción de la parte basal de la cuña, ρ_w es la densidad del agua, ρ es la densidad del material que constituye a la cuña y K es un parámetro adimensional que se define como:

$$K = \frac{\text{sen}(\varphi)}{1-\text{sen}\varphi} + \frac{\text{sen}^2\varphi_b + \text{cos}\varphi_b(\text{sen}^2\varphi - \text{sen}^2\varphi_b)^{1/2}}{\text{cos}^2\varphi_b - \text{cos}\varphi_b(\text{sen}^2\varphi - \text{sen}^2\varphi_b)^{1/2}} \quad (3)$$

Aquí φ es el ángulo de fricción interna del material dentro de la cuña y φ_b es el ángulo de fricción en la superficie de despegue. Las ecuaciones 2 y 3 describen el estado crítico ($\alpha + \beta$) para una cuña orogénica (Figura 3.1). El ángulo $\alpha + \beta$ será más grande si hay un incremento en la fricción basal (μ_b) o será más pequeño si K tiene un valor grande, el cual depende de los coeficientes de fricción en el material y en la superficie de despegue.

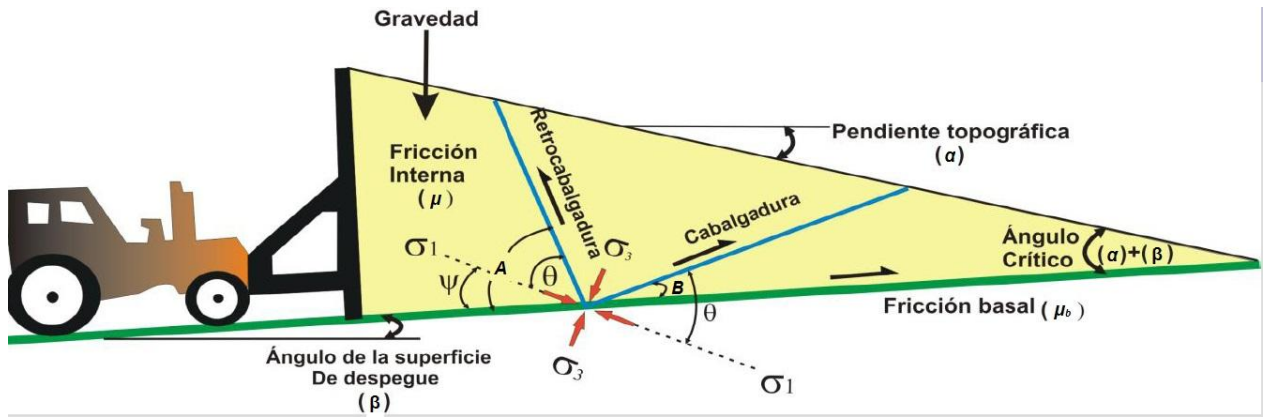


Figura 3. 1.- Modelo conceptual de a cuña crítica (Modificado de Davis *et al.*, 1983)

En lo referente a la fricción que existe en la zona de despegue, Davis *et al.* (1983) establecen una ecuación para el esfuerzo de cizalla que se genera en esta zona, dicha ecuación se escribe de la siguiente manera:

$$\tau_b = (\rho - \rho_w)gh\alpha + (1 - \lambda)K\rho gh(\alpha + \beta) \quad (4)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad y h es el espesor local de la cuña medido a lo largo del eje z . Esta expresión describe la resistencia a lo largo de la zona de despegue a partir de dos fuerzas; la primera es la gravedad que actúa sobre la superficie topográfica de la cuña y la segunda es horizontal actuando en la parte trasera de la cuña y depende del ángulo $\alpha + \beta$.

La teoría de la cuña crítica permite explicar de forma cualitativa la deformación del material con sólo calcular el estado crítico. Si la cuña está por debajo de su estado crítico (subcrítico), el material dentro de ella sufre acortamiento hasta que se alcance dicho estado. Este proceso suele ser evidenciado por los siguientes fenómenos estructurales en las cuñas orogénicas.

- Inversión de cuencas.
- Reactivación de cabalgaduras y generación de cabalgaduras fuera de secuencia.
- Retrocabalgaduras
- Generación de duplicaciones (*duplex*) en la zona de despegue.

En la evolución dinámica de las cuñas orogénicas existen varios periodos de estabilidad e inestabilidad que marcan transiciones hacia el estado crítico de la cuña. Esto queda registrado

en las rocas que se encuentran dentro de los cinturones de pliegues y cabalgaduras. Por ejemplo, en las Montañas Rocallosas (E.E.U.U) existe una propagación episódica de la deformación hacia el antepaís (Dixon, 1982). Esto se refleja en las discordancias que hay dentro de los depósitos sedimentarios sintectónicos en el antepaís (Sinclair y Allen, 1992).

Si la cuña está por encima de su estado crítico (supercrítico), esta reaccionará acrecionando nuevo material en el frente, lo cual incrementa su longitud hasta alcanzar nuevamente su estado crítico. Otra manera de regresar al estado crítico de la cuña es mediante el colapso de material de la parte más elevada de la cuña. Un ejemplo de esto, es el colapso gravitacional observado en las Montañas Rocallosas, donde existen fallas normales (Constenius, 1996).

La zona de despegue tiene una influencia muy clara en la cuña orogénica. El estado crítico de la cuña es directamente proporcional al coeficiente de fricción basal (ecuación 2). Con una zona de despegue débil (evaporitas) hay un menor acoplamiento entre las rocas por abajo y por encima de esta zona, lo cual implica que exista un mayor deslizamiento y por lo tanto un menor ángulo de la cuña. Lo contrario ocurre cuando existe una gran fricción en la superficie de despegue. En este caso el ángulo de la cuña va a ser mayor. Estudios sobre la variación del esfuerzo de cizalla en la zona de despegue en prismas de acreción activos y en modelos analógicos, muestran que no sólo el ángulo de la cuña se ajusta a dicha variación; también existe un acomodo diferente en la deformación (Lallemand *et al.*, 1992, 1994). Es por esto que muchos de los cambios observados en el estilo estructural a lo largo de un mismo cinturón de pliegues y cabalgaduras, se piensa que son debidos a las variaciones del esfuerzo de cizalla en la zona de despegue (Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984). Dichos cambios han sido documentados en los Apalaches (E.E.U.U., Davis y Engelder, 1985) y los Pirineos (España. Verges *et al.*, 1992) y están representados por una variación significativa en la distribución de la deformación dentro de las cuñas y en su geometría final).

Adicionalmente, tanto la pendiente topográfica como la inclinación de la zona de despegue son influenciadas directamente por procesos como: isostasia, erosión y sedimentación. La erosión en el traspaís y la sedimentación en el antepaís resultan en una disminución en el ángulo de la cuña, debido a que modifican la pendiente topográfica. La erosión en la cuña disminuye la pendiente topográfica, lo cual causa que la inclinación de la zona de despegue disminuya por el

rebote isostático. Este último fenómeno puede reiniciar la deformación interna en la cuña debido a que se ha pasado a un estado subcrítico (DeCelles y Giles, 1996).

Los procesos superficiales (erosión y sedimentación sintectónica) tienen una gran influencia en la geometría de la cuña y en la deformación del material que la constituye (Wu y McClay, 2011). Dicha influencia suele reflejarse en el estilo estructural de la cuña, debido a esto es importante conocer la dinámica que existe entre la evolución de la cuña y los procesos de erosión y sedimentación sintectónica. En los siguientes párrafos se analiza esta dinámica mediante la descripción de los depósitos sintectónicos y de las cuencas que rellenan.

3.2.- Cuencas de antepaís.

Una cuenca de antepaís generalmente es definida como una depresión flexural que se encuentra entre el frente de un cinturón orogénico y la parte estable de un cratón (DeCelles y Giles, 1996). Dicha depresión se produce en respuesta a la flexión derivada del apilamiento de rocas en la zona del orógeno (Price, 1973; Dickinson, 1974; Beamont, 1981).

En una sección transversal, la geometría del paquete sedimentario depositado en las cuencas de antepaís es parecido a una cuña (Figura 3.2). Los sedimentos que rellenan a dicha cuenca provienen principalmente de la erosión de las rocas deformadas del orógeno; aunque también pueden derivarse (en menor cantidad) del cratón (DeCelles y Hertel, 1989). El depósito de los sedimentos generalmente se realiza en las zonas de máxima flexión como se observa en las cuencas de antepaís de algunos cinturones orogénicos como los Alpes Suizos o la Isla de Taiwan (Sinclair y Allen, 1992; Covey, 1986; Ricci Lucchi, 1986). Sin embargo, también se ha observado que el depósito de los sedimentos puede abarcar grandes extensiones más allá de la zona de máxima flexión, cubriendo un área que puede abarcar parte del cratón. Ejemplos de este tipo de cuencas se observan en las Rocallosas y los cinturones orogénicos de Amazonia e Indonesia, donde los sedimentos se extienden por varios cientos de kilómetros fuera del límite de máxima flexión (Karner y Watts, 1983; Quinlan y Beamont, 1984).

Es importante mencionar que la geometría idealizada mostrada en la figura 3.2, suele diferir de lo que se ha observado en el campo, por lo que algunos autores (DeCelles, 1994; DeCelles y Giles, 1996; Heller y Paola, 1992) han sugerido que esta geometría puede variar dependiendo

de la morfología del basamento y de la manera en cómo se transmite la deformación desde el orógeno hacia la cuenca de antepaís. Tomando en cuenta lo anterior DeCelles y Giles (1996) proponen que la forma de cuña que tienen los depósitos sin-orogénicos de dichas cuencas es producto de procesos estructurales post-depósito (acomodo de la deformación mediante pliegues y cabalgaduras) y no necesariamente la interacción entre el depósito de sedimentos y patrones de subsidencia (DeCelles y Giles, 1996; DeCelles, 2004).

Sistema cuenca de antepaís

Las cuencas de antepaís son un sistema dinámico y complejo lo cual se refleja en su geometría. Esto ha llevado a replantear la definición de cuenca de antepaís tratandola como un sistema dividido en cuatro zonas, las cuales pueden cambiar lateralmente con el tiempo debido al empuje del orógeno (Figura 3.2). A continuación se describe cada una de dichas zonas.

Cuña superior. En muchos cinturones de pliegues y cabalgaduras (sobre todo continentales), el frente de deformación está cubierto por depósitos sedimentarios sintectónicos, por lo que el relieve topográfico alto suele estar muy lejos del frente de deformación. Los depósitos sintectónicos ubicados entre el relieve alto y la cabalgadura frontal suelen estar afectados por cabalgaduras que no afloran generando pliegues por propagación de falla o duplicaciones (Vann *et al.*, 1986; Mitra, 1990; Lawton y Trexler, 1991; Boyer y Elliot, 1982; Srivastava y Mitra, 1994). Las rocas que son involucradas en la deformación en el frente del cinturón son relativamente jóvenes por lo suelen considerarse como sedimentos suaves (DeCelles y Giles, 1996). Por otro lado, las rocas más viejas (consolidadas) van siendo expuestas en el interior del orógeno (De Celles, 1994). A esta zona, perteneciente a la parte frontal del orógeno, se le llama cuña superior (*wedge top*); aquí los sedimentos se acumulan en la parte frontal y superior de la cuña orogénica y pueden formar pequeñas subcuencas llamadas intermontanas (*piggyback y/o thrust sheet top*) (Ori y Friend, 1984).

En condiciones subaéreas, en la zona de cuña superior, suelen depositarse materiales gruesos, generalmente aluviales y fluviales. Dichos depósitos suelen acumularse en la parte proximal de los relieves topográficos. En contra parte, para condiciones subacuáticas, los sedimentos son depositados a través de flujos turbidíticos. Una característica importante que presentan los

depósitos de esta zona es la abundancia de discordancias progresivas y varios tipos de estructuras de desarrollo, incluyendo pliegues, fallas y rotación progresiva del clivaje (Riba, 1976; Lawton y Trexler, 1991; Suppe *et al.*, 1992; DeCelles *et al.*, 1987), lo cual puede ser útil para constreñir la historia cinemática de los cinturones de pliegues y cabalgaduras.

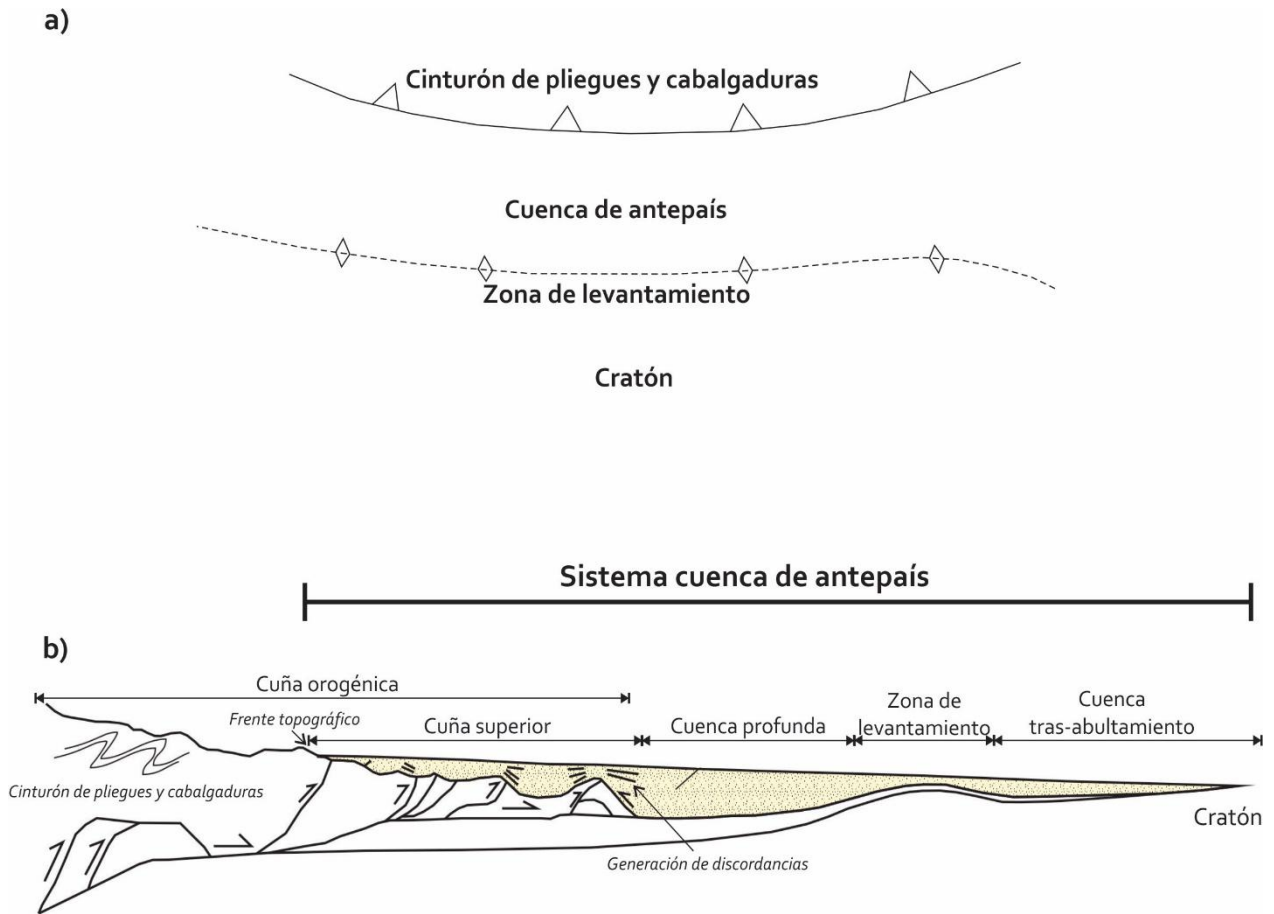


Figura 3.2.- Representación esquemática de las depozonas (subcuencas) del sistema cuenca de antepaís propuesto por DeCelles y Gile, 1996, en a) se presenta su configuración vista en planta y en b) su vista en perfil. Nótese la geometría que tiene el relleno de la cuenca y las diferentes partes que la conforman.

La identificación de esta zona suele ser complicada en cinturones orogénicos que han sido severamente erosionados. Sin embargo, en aquellos sitios donde se preserva, la identificación de esta zona suele hacerse mediante el análisis de la variación progresiva de la deformación en los depósitos sintectónicos, el estudio de las discordancias locales y regionales, la medición de

la variación del espesor de los depósitos sintectónicos, y el análisis de la textura y composición de los sedimentos (DeCelles y Giles, 1996; Lawton *et al.*, 1999; Covault y Graham, 2008).

Cuenca profunda o antefosa. Esta cuenca se ubica frente a la zona de cuña superior y se extiende hasta la frontera con la zona de abultamiento (Figura 3.2). El tamaño de esta parte del sistema puede tener de 100 a 300 km de longitud transversal al rumbo del orógeno y de 2 a 8 km de profundidad. Dado que se preserva, esta parte de la cuenca de antepaís ha sido muy estudiada en muchos cinturones de pliegues y cabalgaduras (De Celles y Giles, 1996; Jordan, 1995).

Con respecto a los mecanismos de depósito de sedimentos, en condiciones subáreas, las cuencas profundas comúnmente se llenan de material fluvial y aluvial proveniente de ríos longitudinales y transversales al cinturón orogénico. En el caso de condiciones subacuáticas, se ha observado que los procesos deltaicos y turbidíticos pueden ser los más representativos (DeCelles y Giles, 1996; Mutti *et al.*, 1992). En numerosos estudios se ha sugerido, con base en observaciones de campo, que los sedimentos que rellenan a esta cuenca suelen ser turbidíticos (*flysch*) en las primeras etapas y pasan a ser más gruesos (*molasa*) en etapas tardías (Covey, 1986; Sinclair y Allen, 1992). Esta transición refleja el cambio paulatino de un ambiente marino a un ambiente continental durante la evolución de esta cuenca.

Los sedimentos que se depositan en esta zona suelen provenir de la erosión del cinturón orogénico y con una menor contribución de la zona de abultamiento (DeCelles y Hertel, 1989). La tasa de sedimentación suele ser más grande en el área cercana al cinturón orogénico debido a la cercanía con la fuente de material. Una característica importante de los depósitos de esta cuenca, es que no están afectados por discordancias importantes. Dicho fenómeno es asociado a las altas tasas de subsidencia y sedimentación debido al engrosamiento de la corteza y a la carga producida por el orógeno (Sinclair *et al.*, 1991; DeCelles y Giles, 1996).

Zona de abultamiento. Es una región levantada en el área del cratón frente a la cuenca delantera profunda. Esta zona surge como respuesta a la flexura de la corteza y flujo en el manto ante la carga producida por el orógeno (DeCelles y Giles, 1996). Aunque es común que se genere esta zona de levantamiento en los modelos numéricos, donde se considera a la

corteza como una placa elástica flotante que sobreyace a un manto fluido (Turcotte y Schubert, 1982), en la naturaleza este levantamiento es difícil de identificar; sobre todo en sistemas de cuenca de antepaís antiguos. La principal razón se debe a que al ser un área levantada, ésta tiende a erosionarse; además, hay que tomar en cuenta la migración de esta zona según el avance del cinturón orogénico. Otra razón que puede complicar su identificación es el depósito de sedimentos en esta área, por lo cual muchas veces se encuentra sepultada, por ejemplo la cuenca de antepaís de Taranaki en Nueva Zelanda (Flemings y Jordan, 1989; Holt y Stern, 1994).

Debido a que es una zona elevada, esta parte del sistema cuenca de antepaís es considerada como un área en donde existe erosión, lo cual se traduce en la generación de discordancias que van cambiando con el tiempo (Stockmal *et al.*, 1986; Flemings y Jordan, 1990). En condiciones marinas, esta zona puede albergar plataformas carbonatadas como la que se observa en *The Great Pearl Bank Barrier* en la parte suroeste del Golfo Pérsico (Wagner y van der Togt, 1973).

Cuenca tras-abultamiento. En esta zona del sistema cuenca de antepaís, se depositan sedimentos procedentes del área de levantamiento así como del cratón. Es común el desarrollo de plataformas carbonatadas en ambientes submarinos. Un aspecto importante de esta zona es la influencia de la subsidencia debida a la flexura en el área de levantamiento. Esta subsidencia es registrada en los sedimentos que se acumulan en la cuenca tras-abultamiento.

Esta zona es dominada completamente por condiciones marinas poco profundas (<200 m de profundidad. Holt y Stern, 1994) o no marinas. Los sedimentos que se depositan son generalmente finos debido a la distancia tan grande de transporte desde su fuente principal en la cuña orogénica. También puede existir una acumulación muy localizada de sedimentos gruesos en los márgenes del área de levantamiento (Giles y Dickinson, 1995).

3.3.- Características sedimentológicas generales de los sistemas turbidíticos en las cuencas de antepaís.

La mayoría de los sistemas turbidíticos del registro geológico están relacionados a cinturones de pliegues y cabalgaduras con el relleno de la zona de la cuña alta y de la antifosa. Estas cuencas en los sistemas sedimentarios son ideales para estudiar la sedimentación turbidítica

debido a la poca interacción que existe con otros procesos de sedimentación marina profunda (Viana *et al.*, 1998).

Los sistemas turbidíticos en cinturones orogénicos suelen estar típicamente expresados por paquetes gruesos de sedimentos de arenisca que son continuos lateralmente y que se van volviendo más finos hacia la periferia de la cuenca. Un ejemplo clásico de dichos depósitos puede observarse en la parte central y sur de los Pirineos (España) y en el norte de los Montes Apeninos (Italia). Estos sedimentos turbidíticos rellenan a una cuenca estrecha y elongada paralela al frente de deformación. Se cree que las turbiditas de estas cuencas de antepaís fueron depositadas por grandes flujos de sedimento que pudieron viajar distancias considerables a través de su piso, y que se originaron en los márgenes de la dicha cuencas (Mutti, 1979).

Corrientes de turbidez.

Una turbidita está representada por una sucesión de capas intercaladas de lutita y arenisca (*flysch*) que fueron depositadas por una corriente de turbidez. Dicha corriente puede originarse por sismos, inestabilidad en los sedimentos, tormentas y las corrientes submarinas (Mutti, 1979). En general, estos depósitos suelen seguir idealmente la secuencia Bouma (Figura 3.3).

Sanders (1965) fue el primero en interpretar a la secuencia de Bouma como el producto de dos tipos diferentes de flujo. Por un lado se tiene al flujo basal, el cual tiene un movimiento inercial rápido y sobreyaciendo a éste se tiene un movimiento de tipo turbulento (Figura 3.4).

La división "A" de la secuencia de Bouma es el resultado del asentamiento en el flujo basal, mientras que las divisiones "B" a la "E" los depósitos generados por el flujo turbulento. Es importante mencionar que las divisiones de la "B" a la "E" son catalogadas como la verdadera secuencia Bouma, ya que son el producto de la corriente turbidítica turbulenta (Mutti, 1979).

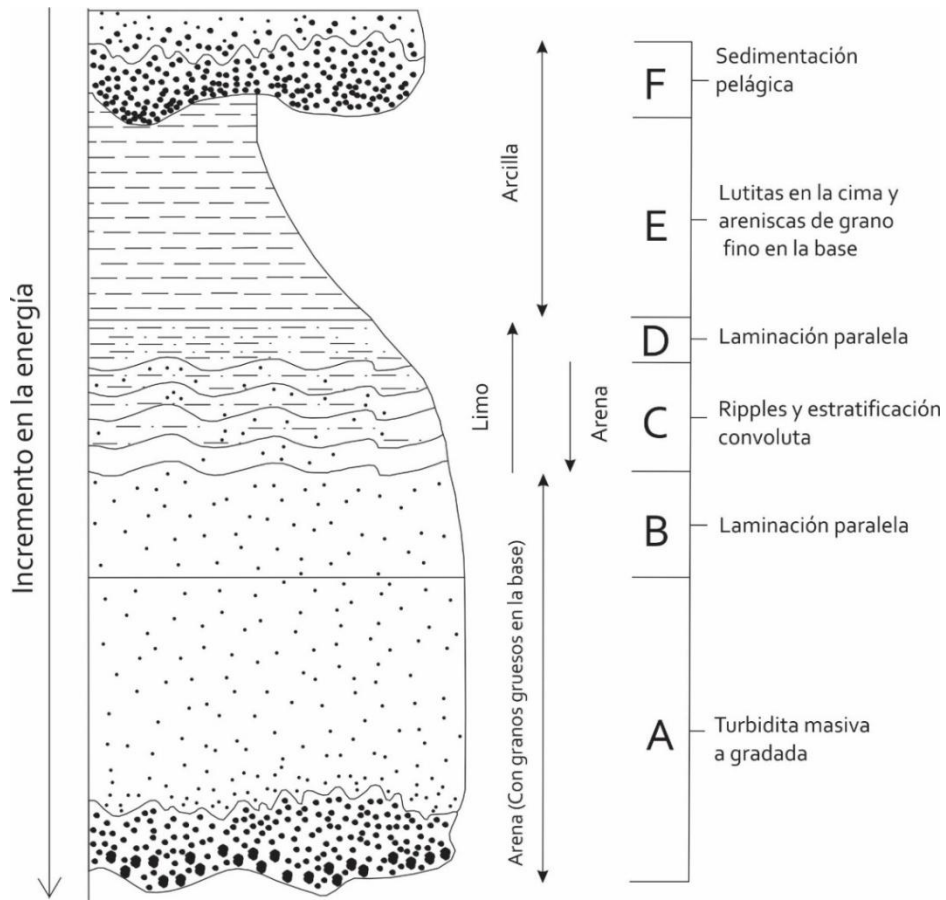


Figura 3. 3.- Esquema general de la secuencia Bouma en las turbiditas (Bouma, 1962).

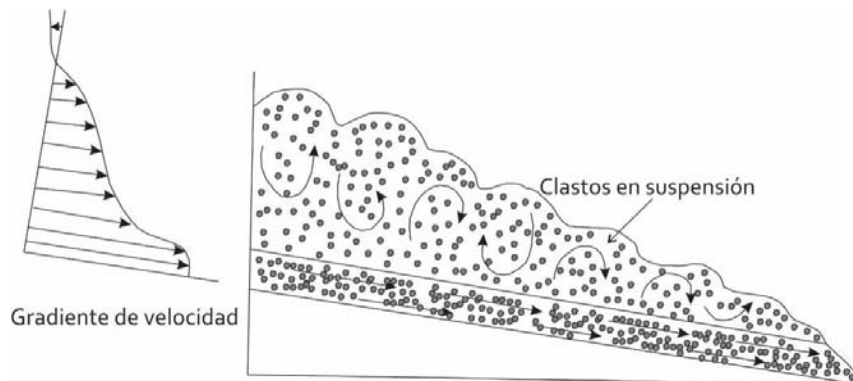


Figura 3. 4.- Perfil de una corriente de turbidez donde se muestra la variación en la velocidad de los clastos (Mutti, 1979).

Los procesos que generan a las turbiditas han sido ampliamente investigados por varios autores (Mutti y Ricci Lucchi, 1972, 1975; Walker y Mutti, 1973; Walker, 1978; Lowe, 1982; Pickering *et al.*, 1989). Dichos autores han enfocado la discusión en distinguir a las partes de una turbidita tomando en cuenta dos aspectos importantes: características sedimentológicas y relaciones genéticas entre los procesos. También existen trabajos en los cuales se hace una combinación de los dos aspectos para determinar el origen, los procesos y las características de las turbiditas (Mutti, 1992).

De acuerdo con Mutti (1992), las partes de una turbidita se pueden describir en términos de los procesos que las generaron, este autor también propone tomar en cuenta otras variables como: la topografía del terreno donde ocurre el deslizamiento, así como las variaciones espaciales y temporales de la desaceleración de los sedimentos.

En general, las partes de una turbidita van a estar determinadas en gran medida por la desaceleración de los sedimentos con la distancia desde su origen. Este fenómeno causa una disminución del tamaño del grano con la distancia; aunque también hay que tomar en cuenta que la desaceleración puede cambiar en el espacio y en el tiempo.

Las distintas partes de la secuencia Buoma se derivan del depósito de sedimentos transportados por flujos de gravedad; dichos depósitos van desde conglomerados depositados por flujos cohesivos de detritos hasta lodos (materiales finos) transportados por corrientes de turbidez diluidas.

De acuerdo con Mutti (1979), la generación de turbiditas inicia con el desprendimiento de una masa de sedimentos. Dicho desprendimiento origina un flujo que baja hacia las zonas más bajas de la cuenca. Este flujo se separa en distintas partes de acuerdo a la proporción de agua y sedimentos. La capa más diluida se encausa en conductos submarinos como flujos granulares submarinos (Figura 3.5).

Los flujos granulares suelen separarse en dos partes, por un lado se tiene la zona basal, donde el flujo cuenta con un movimiento inercial rápido y una alta de concentración de sedimentos. Mientras que sobreyaciendo a éste, se generará un flujo turbulento con sedimentos más finos en suspensión (Figura 3.5). Los sedimentos de grano grueso estarán concentrados en el flujo

basal, debido a la alta concentración de sedimentos, poca flotabilidad, escape de fluidos por exceso de presión de poro, resistencia del flujo y por la presión dispersiva. En el caso de los sedimentos de grano fino, estos viajarán suspendidos por el flujo turbulento debido a su poca concentración (Lowe, 1982; Mutti, 1979). Estos dos tipos de flujo (basal y turbulento) representan el transporte más común de los sedimentos y originan las variaciones en el depósito de las corrientes de turbidez. Adicionalmente, es importante mencionar la variación en el tamaño de grano con la distancia a la fuente. En el proceso de transporte de sedimentos existe una disminución progresiva del tamaño de grano con la distancia (Lowe, 1982).

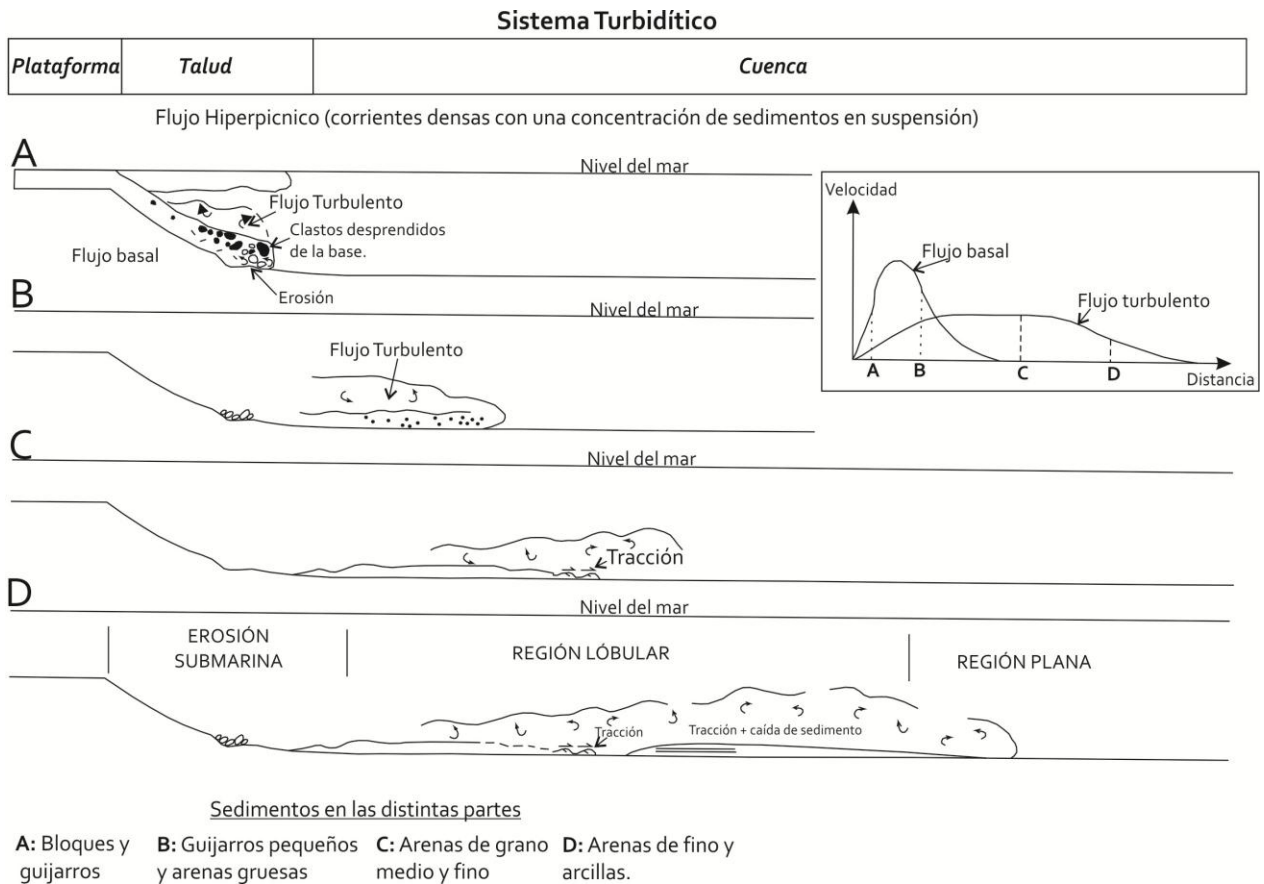


Figura 3.5.-Esquema general de los principales procesos de erosión y sedimentación que operan en un sistema turbídico (Mutti, 1979).

Tomando en cuenta los procesos antes descritos se pueden identificar cuatro partes en las turbiditas, las cuales se dividen tomando en cuenta su textura: A) depósitos de bloques y guijarros, B) guijarros pequeños con arena gruesa, C) arena media a fina y D) arena fina con limo y/o arcilla (Lowe, 1982; Mutti, 1992). Las dos primeras facies (A y B) son transportadas y

depositadas por el flujo basal; en la tercera (C), inicialmente los sedimentos se mueven gracias al flujo basal, sin embargo progresivamente se van incorporando al flujo turbulento. Finalmente la cuarta parte (D) se transporta en suspensión dentro del flujo turbulento (Figura 3.5).

3.4.- Sistema de cuenca de antepaís en el Orógeno Mexicano.

El sistema orogénico Cordillerano es una expresión geológico-topográfica localizada en la parte occidental de Norteamérica que se extiende desde Alaska en E.U., hasta el sur de México. Este cinturón montañoso es una manifestación del acortamiento de la corteza terrestre en el margen oeste de la placa norteamericana (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

En México, el sistema orogénico está representada por un relieve montañoso que se extiende desde las costas del Pacífico hasta el inicio de la planicie costera del Golfo de México; teniendo su principal expresión en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental, a la cual se le conoce como el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Suter, 1987; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011a). Este cinturón representa al antepaís incorporado en la deformación durante el Cretácico Superior-Paleógeno (Lawton *et al.*, 2009; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012; Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a y b; Martini *et al.*, 2016; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). El traspais del orógeno en México se encuentra localizado en la parte occidental y está formado por rocas deformadas del Terreno Guerrero y de la cuenca de Arperos, las cuales fueron acrecionadas a la placa norteamericana al final del Cretácico Temprano (White y Busby , 1987; Martini *et al.*, 2014).

A principios del Cretácico Tardío (Cenomaniano Tardío-Turoniano), el sistema orogénico en México se encontraba configurado por un relieve montañoso localizado en el oeste (traspais) y un sistema de cuenca de antepaís en la parte oriental (Figura 3.6), la cual ha sido llamada por algunos autores como Cuenca Interior Mexicana (Lawton *et al.*, 2009; Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a) y es una continuación al sur de la cuenca interior del oeste de E.U. En este sistema de cuenca de antepaís se depositaron sedimentos de manera contemporánea con el avance de la deformación hacia el E-NE. En México, estos depósitos sintectónicos están representados por varias formaciones geológicas del Cretácico Superior-Paleógeno; la cuales presentan un cambio en la sedimentación comparándolas con las rocas pre-tectónicas; pasando de rocas

dominantemente calcáreas a siliciclásticas. También es posible observar a lo largo del antepaís una migración en el tiempo de la componente siliciclástica hacia el E-NE (Lawton *et al.*, 2009; Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

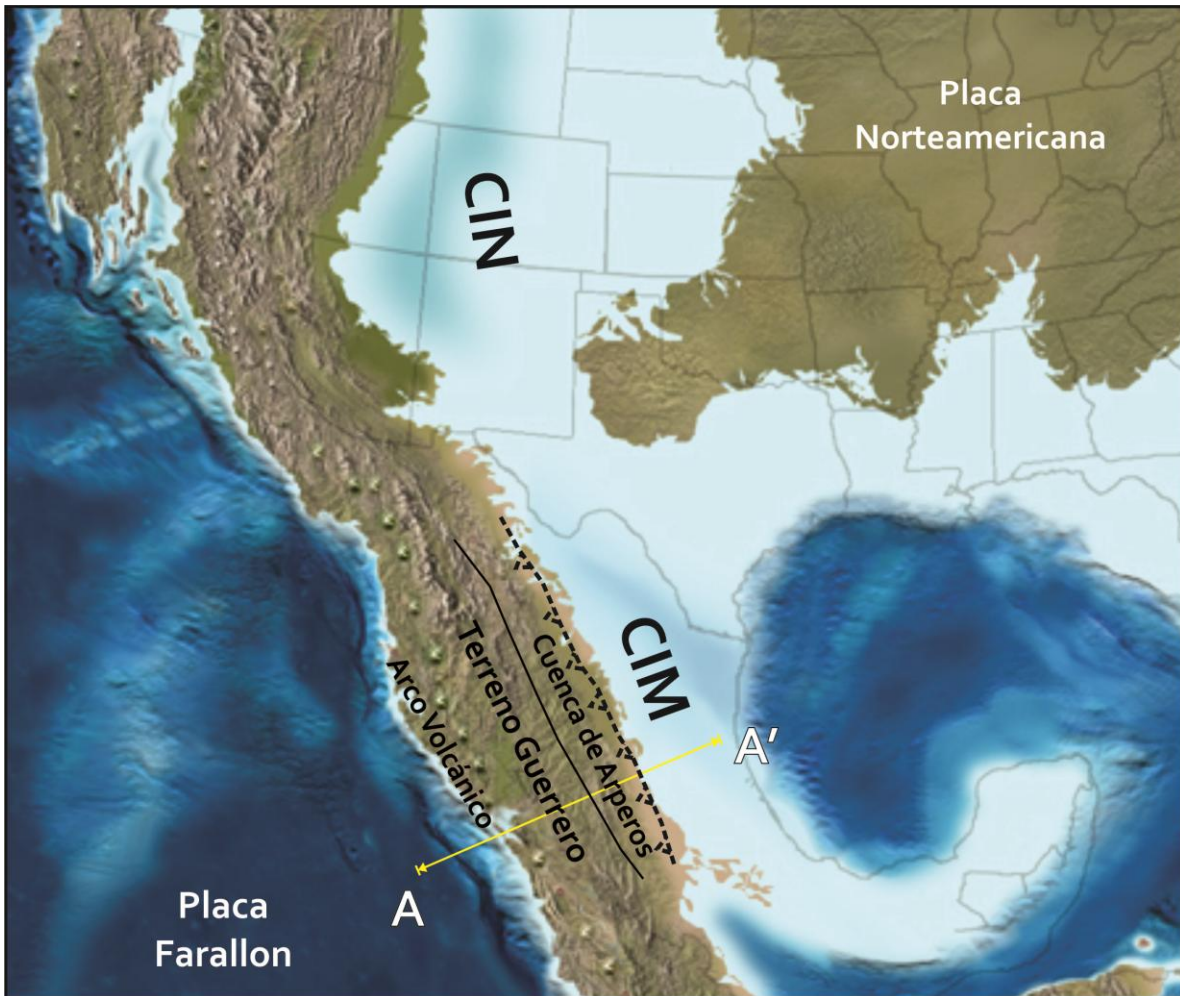


Figura 3.6.-. Paleogeografía del Cretácico Tardío en Norteamérica, donde se muestra al Orógeno Cordillerano en el margen occidental de Norteamérica. También es posible observar el sistema de cuenca de antepaís formado por la Cuenca Interior de Norteamérica (CIN) y por la Cuenca Interior Mexicana (CIM). La sección A-A' se presenta más adelante (Figura 3.18). Mapa tomado de Ronald Blakey, Colorado Plateau Geosystems, <http://cpgeosystems.com/namK85.jpg>.

Los depósitos sintectónicos generados durante la primera etapa del sistema orogénico en México (Cenomaniano-Santoniano) están representados por turbiditas, donde las capas de arenisca incluyen una variedad amplia de facies, las cuales están caracterizadas por depósitos de abanicos submarinos, gradación normal, sucesiones rítmicas de capas de arenisca, limonita y lutita, así como lentes de conglomerado matriz soportado (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Además de

turbiditas siliciclásticas, existe una importante contribución de sedimentos calcáreos que se intercalan con los siliciclásticos. Las formaciones sedimentarias sin-orogénicas reportadas para esta etapa son: Caracol (de Cserna, 1976), Mineral de Pozos (Ortega-Flores *et al.*, 2014), Soyatal (Mendoza-Rosales, 1990; Hernández-Jáuregui, 1997; Carrillo-Martínez, 2000) y Concepción del Oro (Ocampo-Díaz *et al.*, 2016). Se ha interpretado que los depósitos sin-orogénicos de esta época rellenaron la antefosa localizada frente al orógeno (Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

Con el avance del orógeno hacia el E-NE, el sistema de cuenca de antepaís migró hacia la misma dirección, depositándose sedimentos hacia la parte más externa. Los depósitos sintectónicos de esta fase (Santoniano-Masstrinchtiano) están representados por la Lutita Parras y la Formación Méndez (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Finalmente, durante el Paleógeno se depositaron sedimentos en la última etapa de deformación, estos depósitos están relacionados con las formaciones Velasco y Chicontepec en la cuenca Tampico-Misantla.

3.5.- Resultados de las observaciones de campo en los depósitos sin-orogénicos en la sección Vizarrón-Tamazunchale del CPCM.

Los depósitos sin-orogénicos del CPCM en la parte centro de México están representados por las formaciones Soyatal y Méndez. La primera está ampliamente expuesta en la parte occidental de la sección estructural Vizarrón-Tamazunchale, mientras que la Formación Méndez se encuentra en la parte oriental. Ambas formaciones comparten características comunes en cuanto a su origen, ya que están constituidas por una sucesión de capas de lutita, arenisca calcárea y marga (Hernández-Jáuregui, 1997; Carrillo-Martínez, 2000; Suter, 1987). Aunque han sido estudiadas a detalle, sobre todo la Formación Soyatal (Mendoza-Rosales, 1990; Hernández-Jáuregui, 1997), no existe una buena descripción de sus características sedimentológicas y litológicas desde su base hasta la cima, ni de su variación en dirección hacia el antepaís. Un aspecto que dificulta esta tarea es la intensa deformación que acomodan estos depósitos a lo largo de la sección, la cual en algunos sitios es tan intensa que las rocas han sufrido un importante metamorfismo. Sin embargo, es importante tratar de describir y entender las variaciones sedimentológicas de las formaciones Soyatal y Méndez para entender

su naturaleza sin-orogénica y la manera en cómo son involucradas en la deformación progresiva.

Los datos obtenidos del trabajo de campo fueron procesados y sintetizados en gabinete para su presentación en dos apartados. El primero está enfocado en las características sedimentológicas de las formaciones Soyatal y Méndez. El segundo trata sobre la deformación que sufrieron estas rocas a lo largo de la sección; para esto se determinaron tres variables importantes: intensidad del clivaje (número de planos/cm), clasificación de pliegues y porcentaje de acortamiento, las cuales fueron obtenidas mediante fotografías tomadas en el campo de pliegues tipo *chevron* y a través de la medición en el campo y en láminas delgadas del número de planos de clivaje (S_1). Esta actividad se realizó utilizando la metodología propuesta por Fitz-Díaz *et al.* (2012) y Vásquez-Serrano (2010) para el análisis de los pliegues *chevron*, debido a que algunos presentan evidencias de deformación *post-buckling* (engrosamiento de la charnela y flancos atenuados); mientras que para la clasificación de los pliegues se usó la metodología de Ramsay (1967).

3.5.1.-Formaciones Soyatal y Méndez: características sedimentológicas.

Formación Soyatal

Las rocas de esta formación afloran ampliamente en la parte oeste de la sección estudiada (Figura 2.1), forman pequeños lomeríos de color café-amarillento con un drenaje denso en comparación con otras formaciones. En la sección de la figura 2.1 se observa a la Formación Soyatal en cuñas tectónicas limitadas por su lado W por fallas inversas (ej. Cabalgadura El Doctor). Dos de las mejores secciones que se pueden recorrer son las representadas por las cuñas ubicadas al E de la cabalgadura de Higuierillas en los alrededores del poblado de Vizarrón y por debajo del escarpe de la Cabalgadura El Doctor. En estas cuñas el espesor actual de la Formación Soyatal es el más grande en comparación con otros sitios, lo cual resulta relevante a la hora de querer describir a detalle a dicha formación.

En general, la Formación Soyatal se divide en tres partes a partir de su contacto con las rocas calcáreas del Albiano-Cenomaniano (formaciones Tamaulipas y El Doctor-El Abra, Figura 3.7)

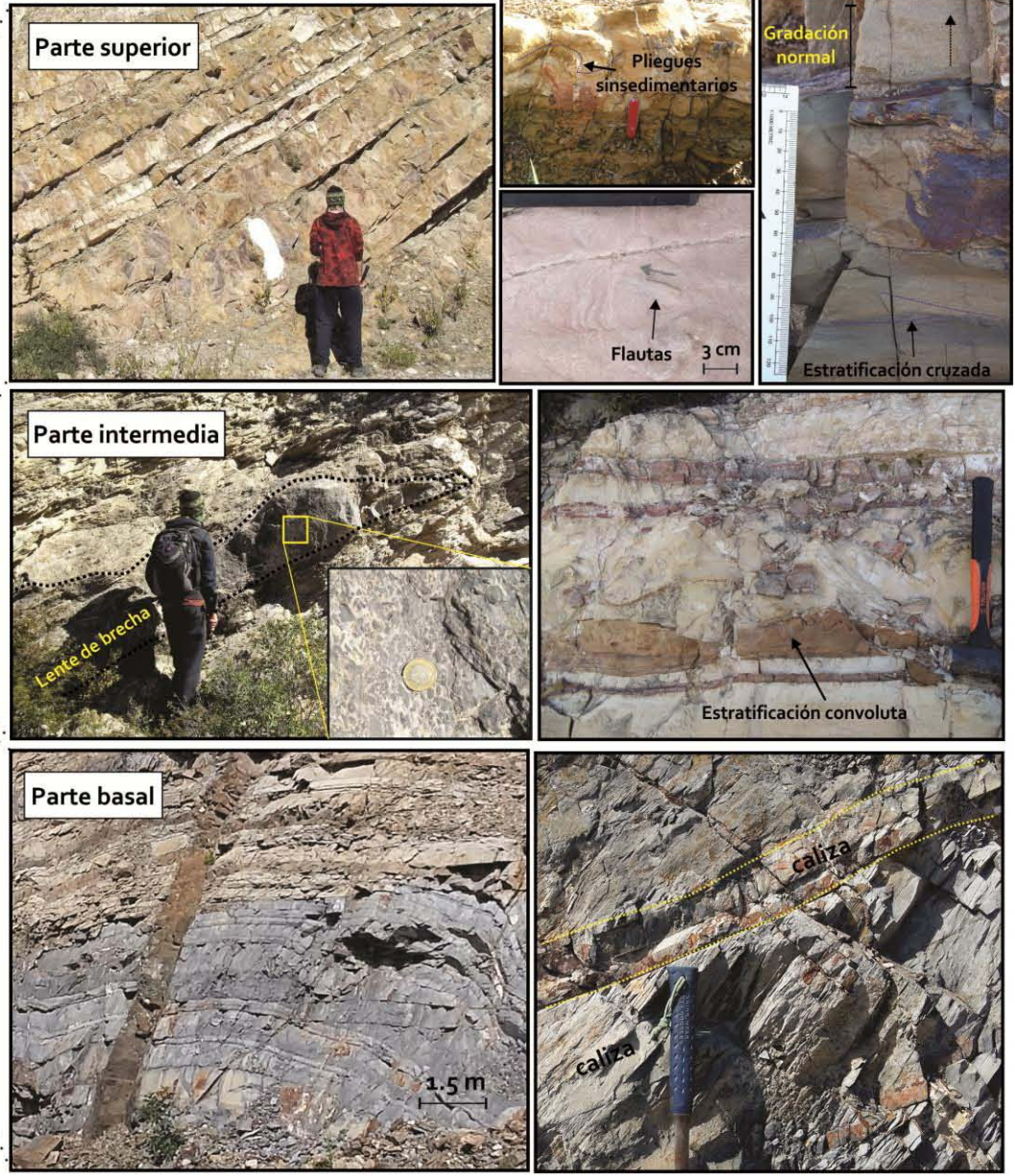
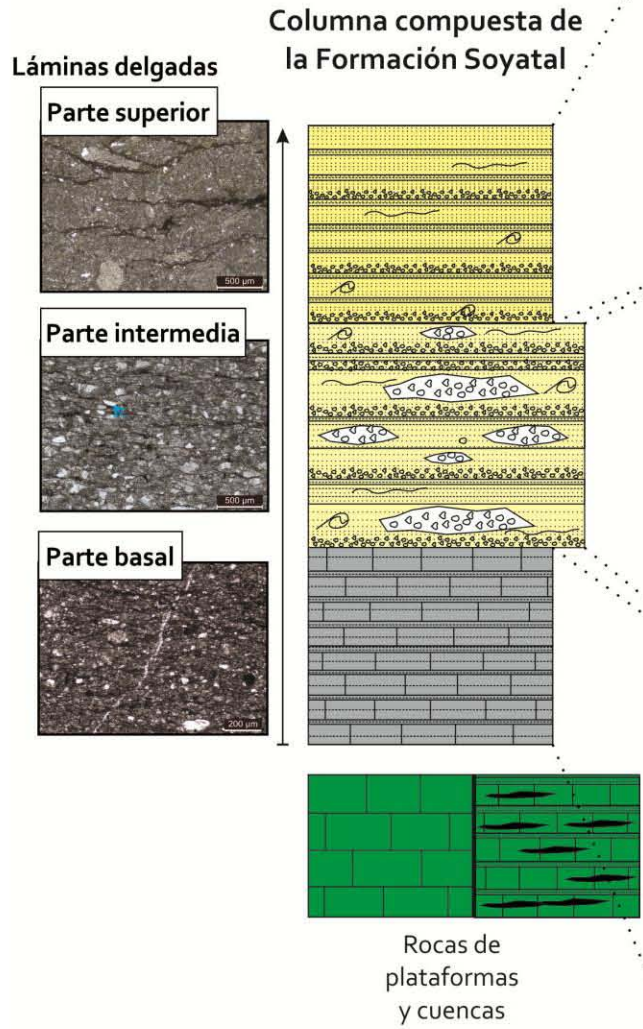
hasta el contacto discordante con los depósitos continentales de la Formación El Morro. A continuación se presentan las descripciones de cada parte:

Parte Basal. Cerca del contacto con las formaciones El Doctor y Tamaulipas, las rocas de la Formación Soyatal se presentan como una sucesión intercalada de capas delgadas de caliza (10-40 cm), margas y lutitas. Las calizas son *mudstone* o *wackestone* de color negro; en algunas de las capas de caliza hay presencia de pirita. Las capas de lutita suelen ser de color pardo y presentan un importante metamorfismo por deformación relacionada con cizalla entre las capas (Figura 3.7).

A pesar de que en la mayoría de los casos, el contacto entre la Formación Soyatal y las rocas que la subyacen está cizallado, en el Sinclinal El Aguacate se puede observar que el contacto con la Formación Tamaulipas es transicional, con una clara ausencia de los lentes de pedernal típicos de la Formación Tamaulipas y con un aumento en el contenido de arcilla reflejado en la generación del clivaje penetrativo.

Parte Intermedia. Por encima de la unidad basal se encuentra una sucesión de arenisca de grano fino intercalada con lutita y escasas capas de caliza. Las capas de arenisca tienen un espesor que va de 0.5 a 4 m de espesor; son de color pardo y presentan una pseudo gradación normal en algunos casos. También presentan algunas estructuras primarias como estratificación convoluta, pliegues sinsedimentarios y lentes de brechas (Figura 3.7). En lámina delgada, las areniscas están compuestas de clastos calcáreos, cuarzo, plagioclasa-feldespatos, pedernal, esquisto y fragmentos de algunos fósiles.

Figura 3.7.- Características sedimentológicas de la Formación Soyatal en el área de estudio. *Parte basal:* capas delgadas de caliza oscura *mudstone* y *wackestone* con escasas estructuras primarias, margas y lutitas. *Parte intermedia:* sucesión de capas de arenisca con abundantes estructuras primarias y lentes de brechas con intraclastos de caliza *grainstone*, intercaladas con lutitas y escasas capas de caliza. *Parte superior:* sucesión de capas de arenisca siliciclástica con abundantes estructuras primarias intercaladas con algunas capas de lutita. Nótese en las microfotografías de la parte izquierda de la figura la definición de dominios de clivaje definidos por líneas de minerales opacos.



Una característica importante de esta parte de la Formación Soyatal es la presencia de lentes de brechas que, en algunos casos, tienen dimensiones de varios metros. Estos lentes de brechas se encuentran generalmente contenidos en las capas de arenisca y están compuestos por intraclastos de calizas tipo *packstone* y *grainstone* e intraclastos de la misma arenisca. En algunos sitios (2 km al NE de Vizarrón y al W de Jalpan, Qro.) también hay presencia de intraclastos de caliza negra y posiblemente pedernal.

Parte Superior. Consiste de un grupo de rocas estratificadas de arenisca de grano fino a medio intercalada con lutita. Las capas de arenisca son de color pardo, tienen un espesor de hasta 1 m y presentan abundantes estructuras primarias relacionadas con flujo como: pliegues sinsedimentarios, estratificación cruzada, estratificación convoluta y marcas de arrastre (Figura 3.7). En algunos casos las capas de arenisca presentan gradación normal hasta llegar con la capa de lutita. En lámina delgada, la arenisca está compuesta por clastos sub-angulosos de cuarzo, plagioclasa, feldespato, rocas máficas (probablemente basalto) y arenisca fina deformada; la matriz es menos calcárea. En esta parte no hay presencia de lentes de brecha.

Formación Méndez

La Formación Méndez aflora en la parte oriental de la sección Vizarrón-Tamazunchale, principalmente en el límite entre la plataforma Valles-San Luis Potosí y la cuenca Tampico-Misantla, y en el área de Tamazunchale, San Luis Potosí. Los afloramientos en esta parte de la sección son menos extensos en comparación con los de la Formación Soyatal en el occidente. En la frontera entre la plataforma Valles-San Luis Potosí y la cuenca Tampico-Misantla, las rocas de la Formación Méndez están afectadas por una deformación intensa debido a que plataforma se encuentra en contacto tectónico con la cuenca; sin embargo, en donde existe una deformación menos intensa, las rocas de esta formación se presentan como una sucesión de capas de caliza, margas y lutita de color verdoso (Figura 3.8). La caliza es de tipo *mudstone* a *wackestone* con alto contenido de foraminíferos (no se pudieron identificar debido a que están deformados), en algunos casos hay presencia de algunos clastos aislados de cuarzo y plagioclasa. Las mismas características se observan en la zona de Tamazunchale.



Figura 3.8.-Características sedimentológicas de la Formación Méndez. A la izquierda de la figura se puede observar una columna esquemática de las formaciones del Cretácico Tardío. En la parte derecha se presenta una fotografía de la Formación Méndez en un afloramiento cerca del poblado de Ixteamel, San Luis Potosí. También se pueden ver dos fotomicrografías de dos muestras de la Formación Méndez en la cuenca Tampico-Misantla, donde se observa una cantidad importante de microfósiles (abajo) y una caliza (*mudstone*) con algunos microfósiles. Es importante notar la disolución de los microfósiles en los límites entre dominios de clivaje (S₁).

No se pudo observar el contacto original entre la Formación Méndez y las rocas que la subyacen, ya que generalmente se encuentra cizallado; aunque parece ser transicional marcado por un contenido más alto de arcilla debido a que se desarrolla mejor el clivaje. El contacto superior tampoco se pudo observar en este trabajo. Sin embargo, ha sido reportado por otros autores como tipo discordante con la Formación Velasco, menos calcárea y más silicilástica. (Billarent-Cedillo, 2017; Suter 1984, 1987; Ortega-Flores, 2011).

3.6.-Deformación de los depósitos sin-orogénicos en la sección Vizarrón-Tamazunchale.

En el área de estudio, las formaciones Soyatal y Méndez se encuentran afectadas por una serie de estructuras que se repiten a lo largo de toda la sección. Los principales afloramientos de los depósitos sintectónicos se ubican principalmente bajo las cabalgaduras con mayor desplazamiento (ej. Cabalgadura de Higuierillas, Figuras 2.1 y 3.9) y en el núcleo de los sinclinales (ej. El Aguacate en la cuenca de Zimapán); en el mapa geológico, dichos depósitos se observan como rasgos alargados con una orientación NW-SE (Figura 3.9). Ahora se discute la

deformación observada en siete secciones a lo largo del transecto Vizarrón-Tamazunchale (Figura 3.9).

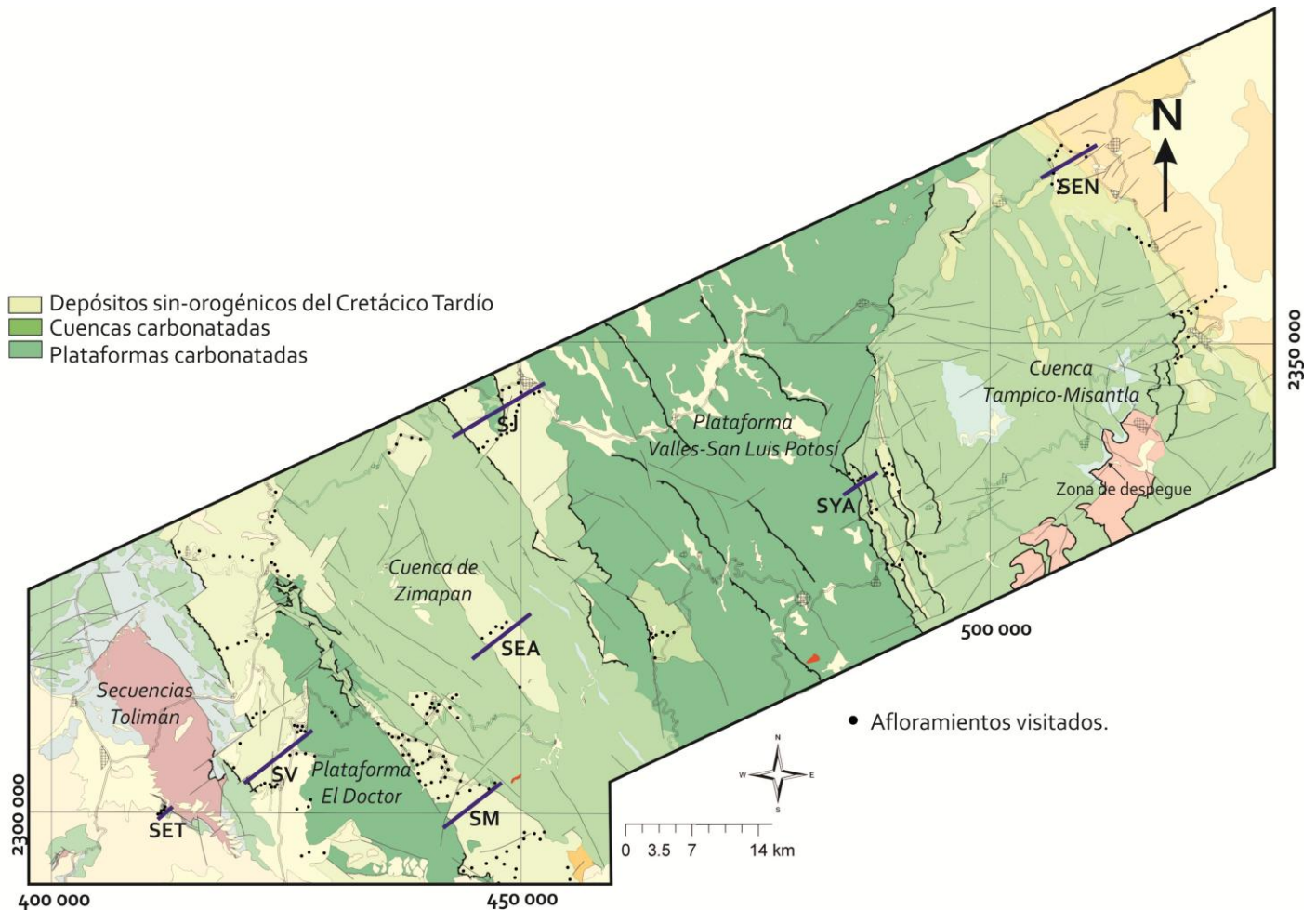


Figura 3.9.- Distribución de los depósitos turbidíticos sin-orogénicos del Cretácico Tardío en el área de estudio y localización de las secciones estructurales analizadas. SET: Sección El Terrero; SV: Sección Vizarrón; SM: Sección Maconí; SEA: Sección Sinclinal El Aguacate; SJ: Sección Jalpan; SYA: Sección Yesca-Agua Zarca; SEN: Sección El Naranjal. Modificado de Fitz-Díaz *et al.*, 2012.

3.6.1.- Deformación en la Formación Soyatal.

Sección El Terrero.

Esta sección se encuentra en la parte más occidental del área donde aflora la Formación Soyatal (Figura 3.9). La presencia de esta formación es controvertida, Carrillo-Martínez (2000) reportó a esta formación al SW del poblado El Terrero, Qro., mientras que Dávila-Alcocer *et al.*

(2013) no reporta la presencia de esta formación en esta zona.. Una de las metas de este trabajo es determinar la existencia de la Formación Soyatal en la sierra que se ubica al SW del poblado El Terrero; esto con el fin de caracterizarla estructuralmente y clarificar el debate de su presencia.

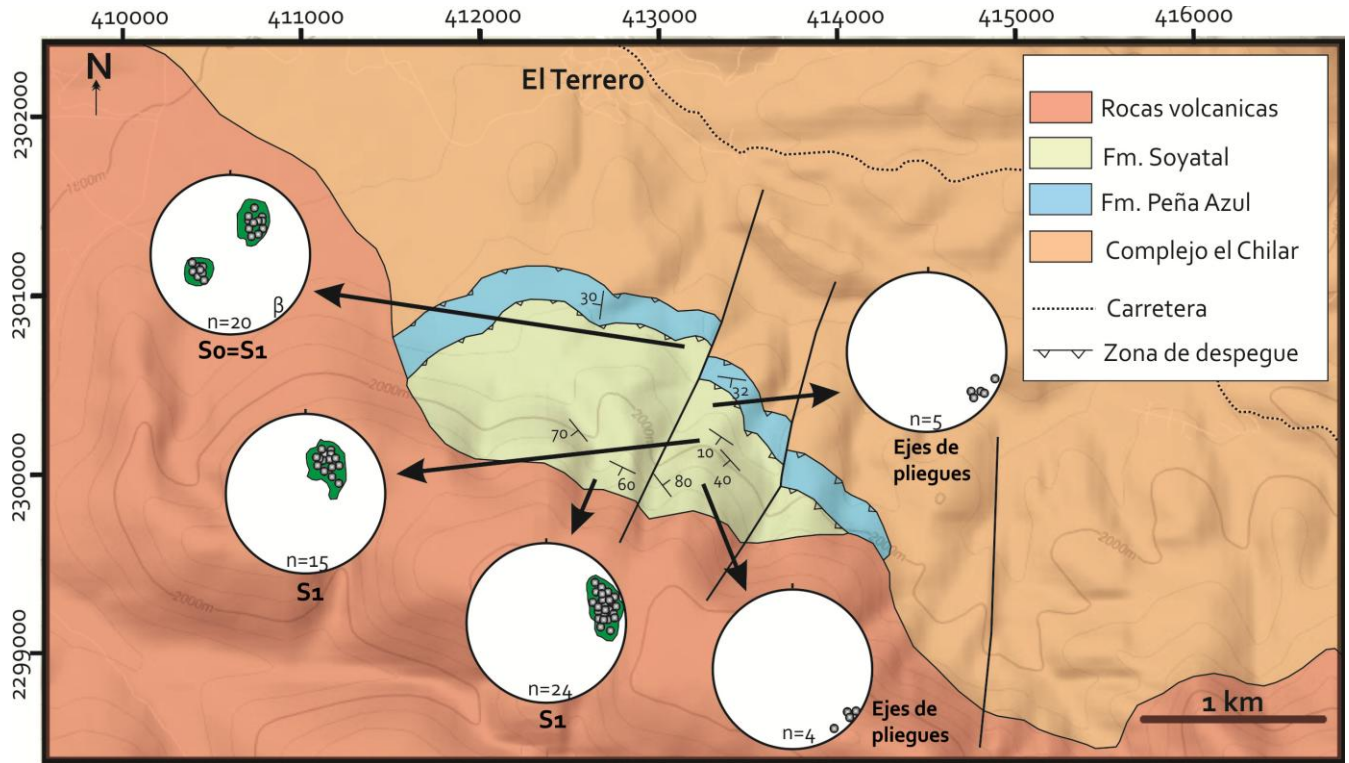


Figura 3.10.- Variación en la deformación de la Formación Soyatal en la sección El Terrero. Nota: El dibujo de la sección no tiene escala horizontal ni vertical. En la figura también se muestran redes estereográficas con poblaciones de polos de foliación.

De acuerdo con las observaciones de campo, se sugiere que la Formación Soyatal aflora al SW del poblado El Terrero, donde está sobreyaciendo a la Formación Peña Azul (Figura 3.10). El contacto entre estas dos unidades está cizallado y la deformación tiende a ser menos intensa dentro de la Formación Soyatal en niveles estructurales superiores. Cerca del contacto, se observa que la foliación (S₁) se encuentra plegada y afectada por zonas de cizalla, los planos de estas zonas se inclinan hacia el SW y tienen transporte tectónico hacia el NE (Figura 3.10). Por encima de esta zona, la foliación es subhorizontal y está relacionada con pliegues isoclinales con planos axiales subhorizontales inclinados hacia el SW (Figura 3.11). Finalmente, hacia la cima se puede distinguir una foliación inclinada entre 30° y 60° hacia el SW (Figura 3.11).

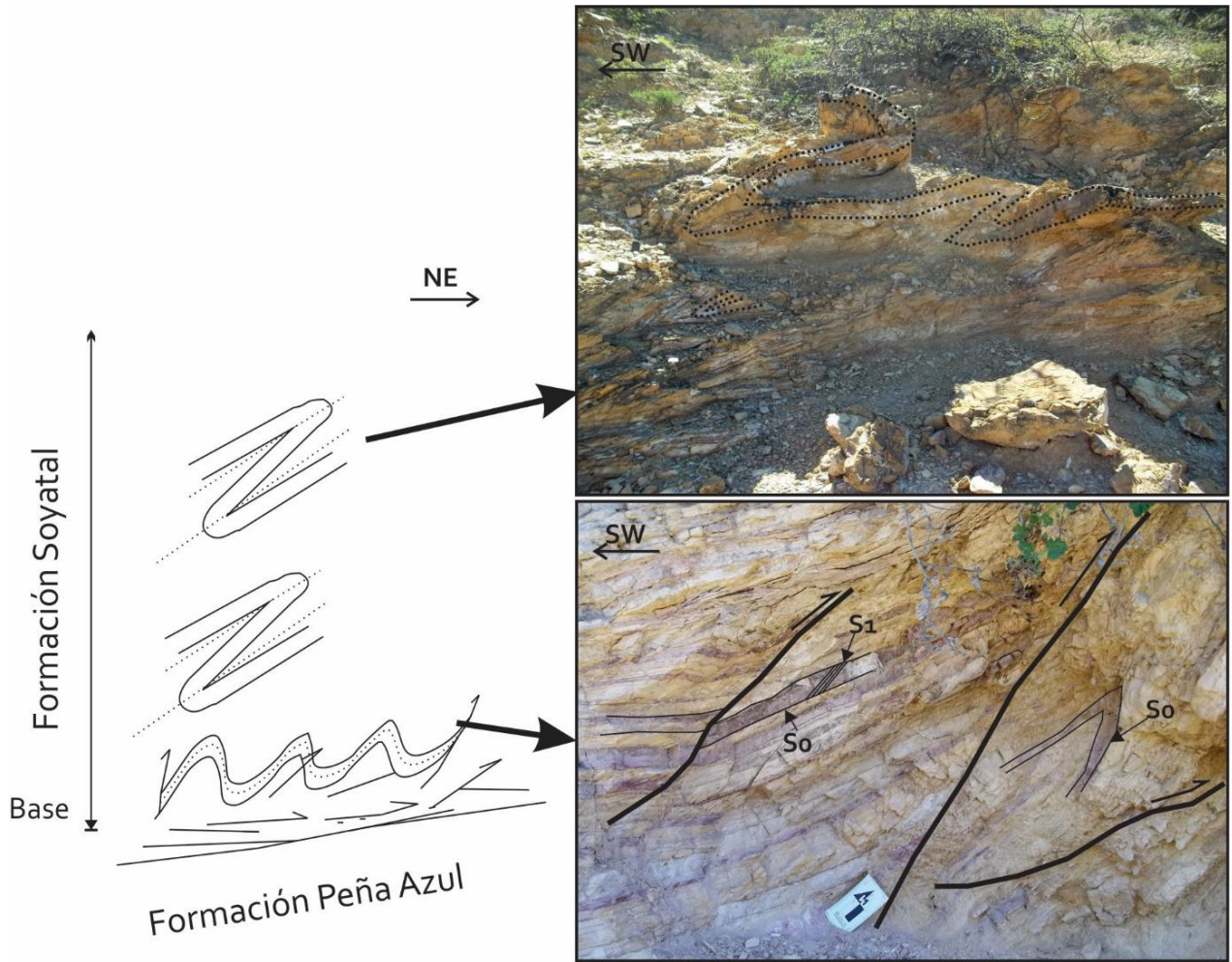


Figura 3.11.- Variación en la deformación de la Formación Soyatal en la sección El Terrero. Es importante notar una concentración de la deformación en el contacto con la Formación Peña Azul, la cual está representada por varias zonas de cizalla centimétricas que pliegan a la foliación S₁, generando en algunos sitios un segundo clivaje menos penetrativo. Por arriba del contacto la deformación está representada por pliegues isoclinales con planos axiales subhorizontales inclinados hacia el SW. *Nota:* El dibujo de la sección no tiene escala horizontal ni vertical.

Sección Vizarrón.

Ésta se ubica en la parte central de la sección Vizarrón-Tamazunchale, entre la Cabalgadura de Higuierillas y el contacto con la plataforma El Doctor. La Formación Soyatal se encuentra afectada principalmente por estructuras como pliegues y pequeñas fallas inversas. Se observa un clivaje (S_1) muy penetrativo relacionado con los pliegues que se encuentra afectando a las rocas de dicha formación.

El contacto entre la Formación Soyatal y las rocas de la formación El Doctor se encuentra cizallado con una foliación penetrativa (S_1) subparalela a la contacto con la plataforma, relacionada con pliegues isoclinales. Ésta foliación está afectada por zonas de cizalla de 5 a 10 cm de espesor y espaciadas entre 1 y 5 m de distancia con desplazamientos del orden de centímetros. Los planos de estas zonas de cizalla son subverticales ($50-70^\circ$) en su mayoría, aunque también hay subhorizontales; la inclinación de estos planos de cizalla es hacia el SW y tienen transporte tectónico hacia el NE. Adicionalmente, existen pliegues tipo *chevron* que afectan a la foliación, cuyos planos axiales son subverticales inclinados hacia el SW y generan un clivaje subvertical inclinado al SW (S_2). Por encima de esta zona, la deformación se hace menos compleja, los pliegues son más abiertos y muestran planos axiales cada vez más subverticales (inclinados hacia el SW). Asociado a estos pliegues existe un clivaje de plano axial (S_1) (Figura 3.12).

En contacto de la Formación Soyatal con la Formación Peña Azul, está representado por la cabalgadura de Higuierillas (Figura 2.1 y 3.9). En la sección Vizarrón, se logró observar a esta cabalgadura junto con una escama tectónica asociada. La zona de cizalla que representa a este contacto abarca 10 metros de espesor y está representada por una intensa foliación, la cual está cortada por pequeñas zonas de cizalla anastomasadas y por pliegues relacionados con fallas y pliegues tipo *chevron*. En general, la foliación afecta a las dos formaciones y esta inclinada $\sim 40^\circ$ hacia el SW. Después del contacto, con dirección hacia el SW, se encuentra otra zona de cizalla importante que yuxtapone a la Formación Soyatal con la Formación Peña Azul (Figura 3.12).

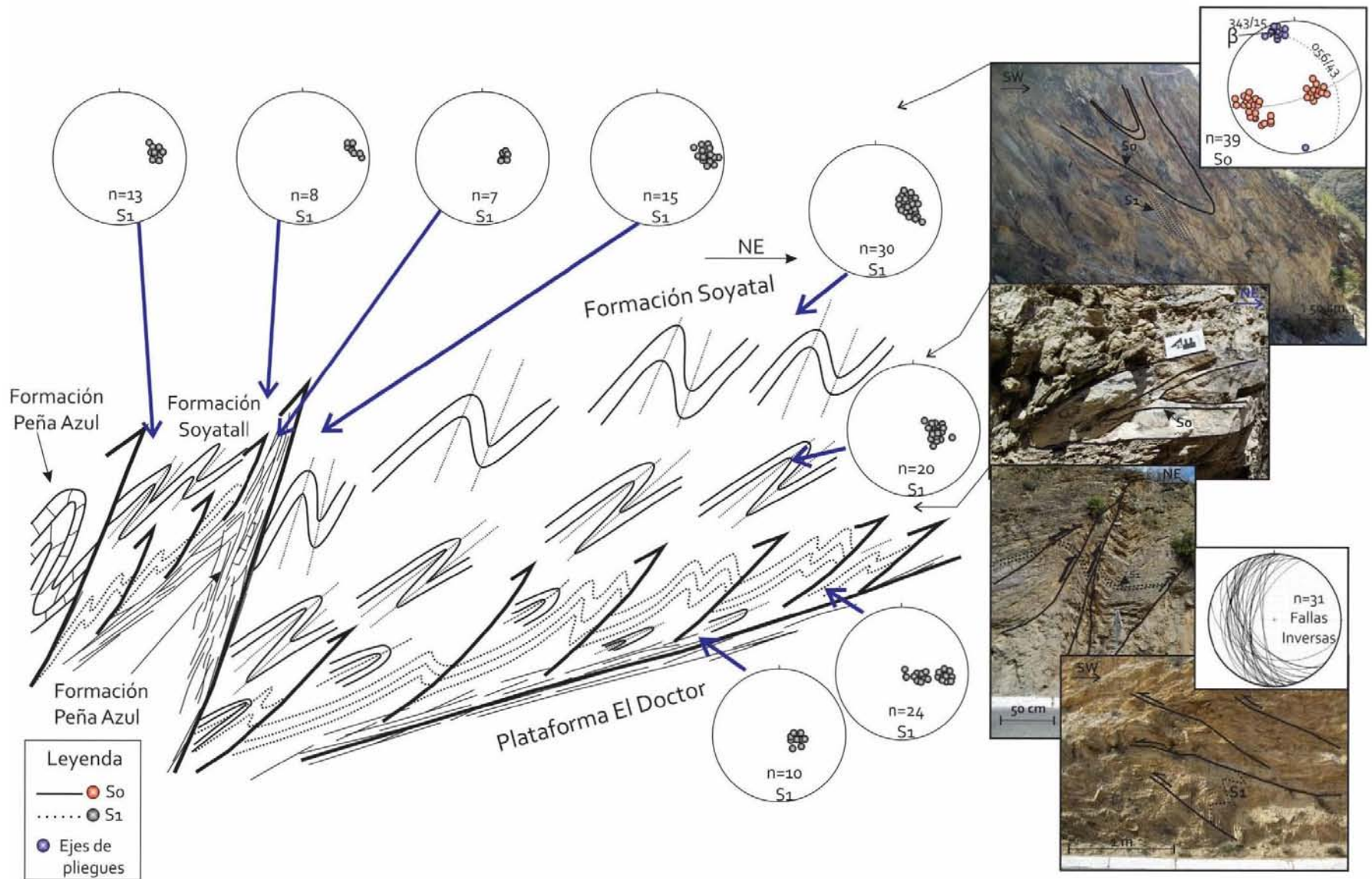


Figura 3.12.- Esquema representativo, sin escala, de la deformación en la Sección Vizarrón de la Formación Soyatal. Nótese las variaciones en la deformación de la base a la cima y con la dirección de transporte tectónico (NE)

Sección Maconí.

La sección Maconí se ubica en la parte oeste de la cuenca de Zimapán, abarca desde la cabalgadura El Doctor (al oeste) hasta el contacto entre las formaciones Soyatal y Tamaulipas (al este, Figura 3.13). En esta zona, los depósitos sintectónicos de la Formación Soyatal han sido estudiados por varios autores desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico (Mendoza-Rosales, 1990; Hernández-Jáuregui, 1997; Carrillo-Martínez, 2000). De acuerdo con las observaciones de campo, la deformación en esta zona presenta un patrón diferente a las secciones anteriores.

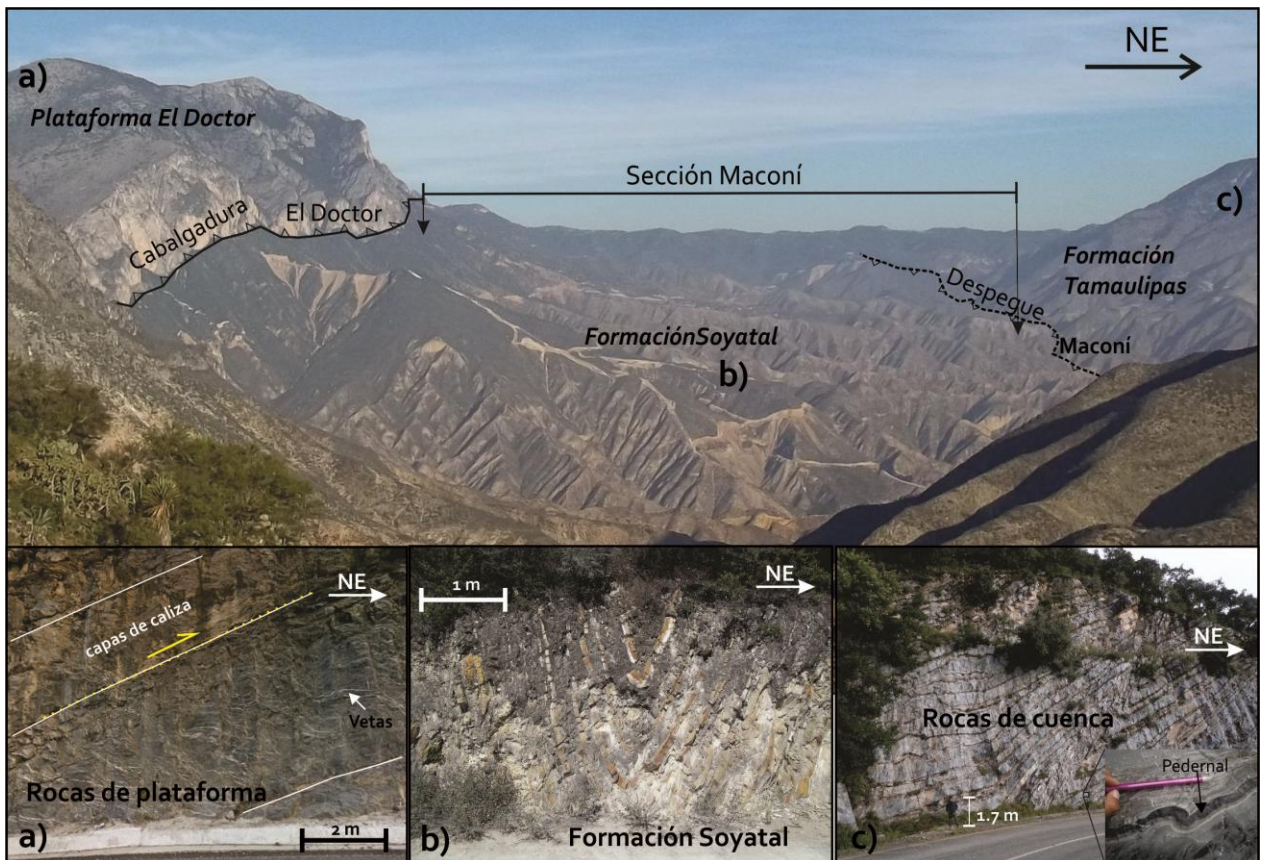


Figura 3.13.- Vista panorámica de la sección Maconí, donde se puede observar las relaciones de contacto con las rocas de la plataforma El Doctor y con la Formación Tamaulipas. En la parte de debajo de la figura, se muestran las diferencias en el acomodo de la deformación de las rocas de plataforma, cuenca y los depósitos de la Formación Soyatal.

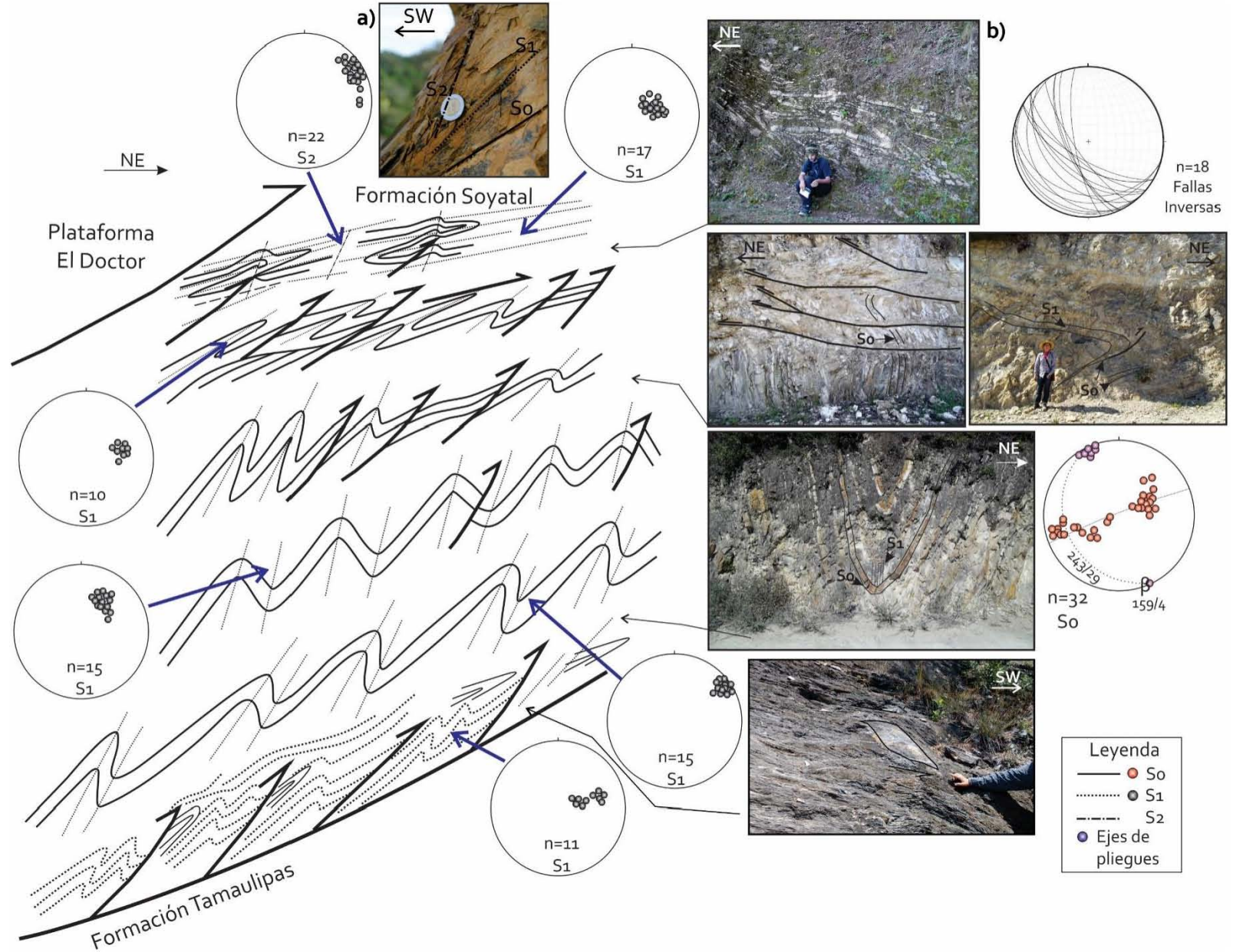


Figura 3.14.- Esquema representativo sin escala de la deformación observada en la Sección Maconí. Es importante notar la influencia que tiene la Cabalgadura El Doctor y el despegue con la Formación Tamaulipas en la deformación del paquete de la Formación Soyatal. La deformación menos compleja de encuentra a la mitad de dicho paquete, representada por pliegues tipo *chevron* con planos axiales subverticales

Cerca del contacto con la Formación Tamaulipas (la base), las rocas de la Formación Soyatal se encuentran intensamente distorsionadas con un patrón similar al observado en las otras secciones. Es decir, existe una foliación muy penetrativa (S₁) afectada por zonas de cizalla con transporte hacia el NE y pliegues con planos axiales subhorizontales (Figura 3.14). Al alejarse del contacto con la Formación Tamaulipas, la deformación está acomodada a través de pliegues tipo *chevron* con planos axiales cada vez más verticales. Estos pliegues presentan clivaje bien desarrollado paralelo al plano axial inclinado hacia el SW (figuras 3.13 y 3.14).

La deformación aumenta su complejidad alrededor de la cabalgadura El Doctor. Primero aparecen esporádicas zonas de cizalla inversa (subverticales y con inclinación hacia el SW) que cortan a pliegues *chevron* con planos axiales subhorizontales. En la zona próxima a la cabalgadura son frecuentes pequeñas fallas inversas de bajo ángulo de inclinación con desplazamiento del orden de metros hacia el NE; acompañando a estas fallas, se presentan pliegues con planos axiales subhorizontales (Figura 3.14). Finalmente, metros abajo del plano de cabalgadura, la Formación Soyatal está afectada por pliegues isoclinales con planos axiales subhorizontales inclinados hacia el SW, algunos de los pliegues se encuentran decapitados por fallas sintéticas y antitéticas relacionadas con la cabalgadura principal. También se reconoció la generación de un segundo clivaje (S₂) relacionado con pliegues que afectan a la foliación S₁. El segundo clivaje es subvertical inclinado al SW (Figura 3.14).

Sección Sinclinal El Aguacate.

La deformación en esta sección es significativamente menos compleja, por lo que permite observar las relaciones de contacto originales con las rocas que subyacen a la Formación Soyatal.

La Formación Soyatal aflora en el núcleo del Sinclinal El Aguacate en la parte central de la cuenca de Zimapán (Figura 2.1). En esta sección se puede apreciar el contacto transicional con la Formación Tamaulipas. La deformación que afecta a los depósitos sintectónicos, está caracterizada por el desarrollo de clivaje de plano axial y pliegues mesoscópicos tipo *chevron*. El clivaje es subvertical inclinado hacia el SW (Figura 3.15).

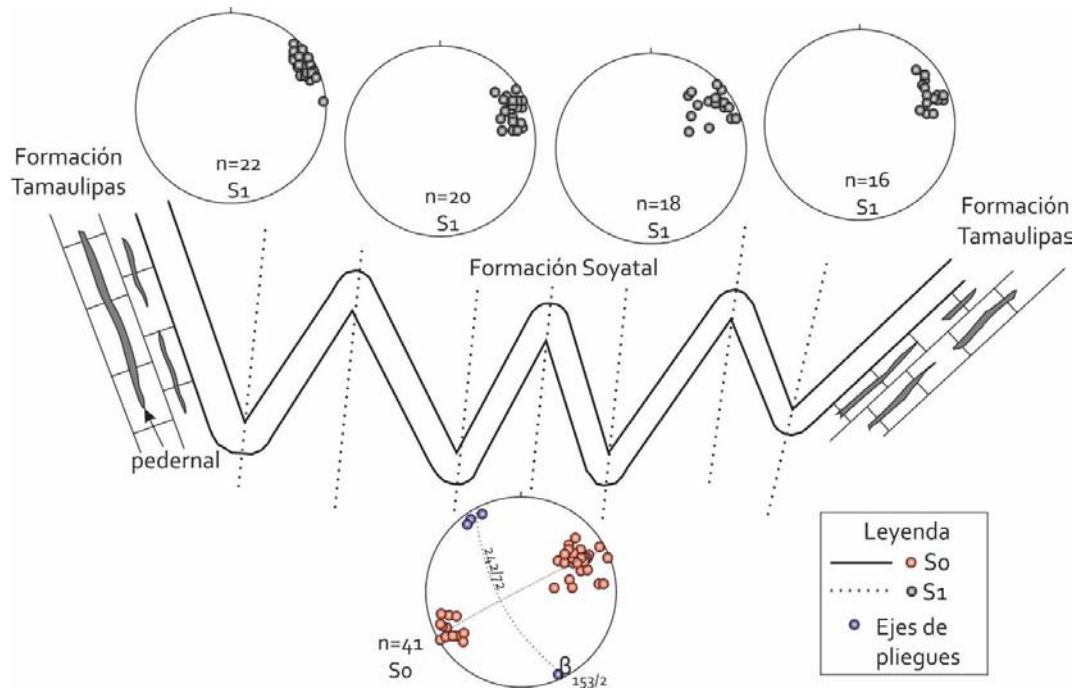


Figura 3.15.- Representación de la deformación observada en los depósitos de la Formación Soyatal dentro del Sinclinal El Aguacate. Se puede observar que el clivaje (S_1) es subvertical a lo largo de la sección

Sección Jalpan.

La sección Jalpan abarca desde el poblado de Escanelilla, al poniente de la sección, hasta Jalpan al oriente. La sección atraviesa a dos estructuras mayores que ponen en contacto tectónico a la Formación Soyatal con las Formaciones Tamaulipas y El Abra. Ambas estructuras son cabalgaduras que tienen una orientación NW-SE, la primera se ubica al oeste de Escanelilla y la segunda al oeste de Jalpan (Figuras 3.9 y 3.16).

En lo que respecta a la deformación, la parte oeste de la sección se caracteriza principalmente por presentar pliegues mesoscópicos con vergencia hacia el NE y con un clivaje de plano axial bien desarrollado. Este clivaje es subvertical e inclinado hacia SW. Por otro lado, en la zona cercana al contacto con la Formación Tamaulipas, se observa un incremento de la intensidad del clivaje, el cual también está inclinado hacia el SW (Figura 3.16)

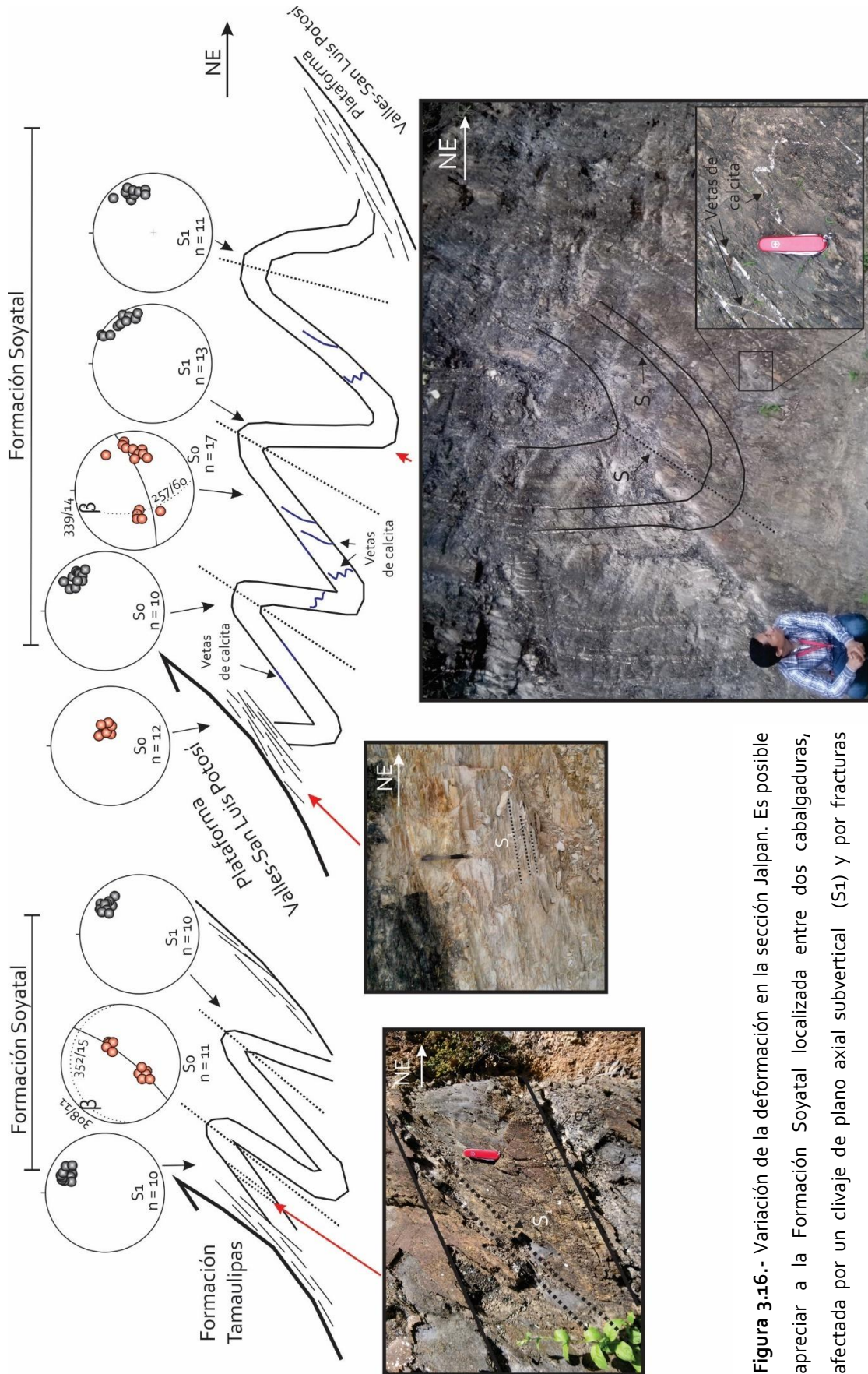


Figura 3.16.- Variación de la deformación en la sección Jalpan. Es posible apreciar a la Formación Soyatal localizada entre dos cabalgaduras, afectada por un clivaje de plano axial subvertical (S1) y por fracturas rellenas con varias geometrías.

En el área del poblado de Jalpan, la deformación sigue un patrón interesante. Es intensa cerca del contacto por falla con la plataforma Valles-San Luis Potosí y disminuye progresivamente hasta el contacto con la misma plataforma en la parte oriental. En la zona de falla se observa una foliación muy penetrativa inclinada $\sim 40^\circ$ al SW. En el centro de la sección, se pudieron ver pliegues con vergencia hacia el NE y planos axiales subverticales inclinados hacia el SW. El mismo patrón de pliegues se repite hasta el contacto con la plataforma (Figura 3.16).

Un aspecto interesante en esta sección, es la presencia de vetas de calcita que cortan de distinta manera a las capas de la Formación Soyatal. En general se observaron tres familias de vetas: unas son paralelas a la estratificación, otras son perpendiculares, las cuales están plegadas, así como vetas oblicuas a la estratificación (Figura 3.16). El patrón de estas vetas es similar a lo observado en la Cuenca de Zimapán en las formaciones Tamaulipas y Soyatal. Representan distintas etapas en la deformación por acortamiento en el CPCM (Fitz-Díaz *et al.*, 2011a).

3.6.2.-Deformación en la Formación Méndez.

Sección Yesca-Agua Zarca.

La sección se encuentra en la frontera entre la plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Tampico-Misantla. Esta área se caracteriza principalmente por presentar una serie de escamas tectónicas que tienen movimiento hacia el NE (Figura 2.1. Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Una de estas escamas es la cabalgadura Lobo-Ciénega, la cual pone en contacto tectónico a las formaciones Méndez y El Abra. La sección sigue el camino entre el poblado de la Yesca y Agua Zarca, Oro. En este transecto se pudo observar muy bien el contacto tectónico que hay entre las estas formaciones.

La deformación de la Formación Méndez en la cabalgadura de Lobo-Ciénega es muy compleja, y se caracteriza por una foliación anastomosada muy penetrativa en la zona de falla. Entre los planos de foliación se observa crecimiento de micas y recristalización, dándole un aspecto foliado brillante. La foliación en esta zona tiene una inclinación de $\sim 40^\circ$ hacia el SW. En la zona de cizalla, dentro de la Formación Méndez, se pueden distinguir estructuras como S-C, S-C-C' y una generación de vetas de calcita compleja. Las estructuras S-C muestran un movimiento de

la falla hacia el E-NE (Figura 3.17). Con la distancia, la deformación se torna menos compleja y se pueden distinguir estratos con foliación paralela a las capas. La foliación en esta parte es subvertical inclinada hacia el SW.

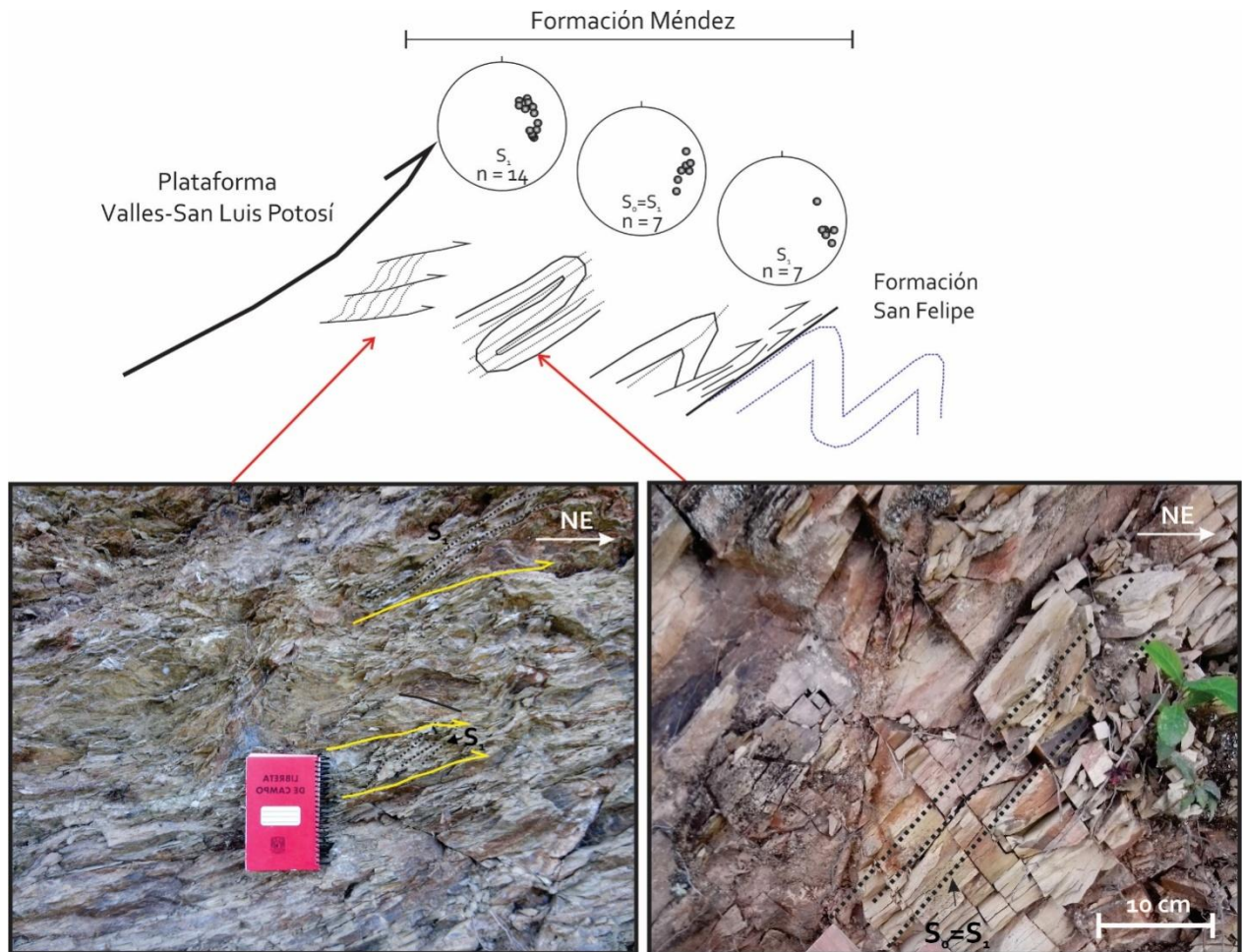


Figura 3.17.- Esquema general de la deformación en la zona de falla de la cabalgadura Lobo-Ciénega. Se observa a la Formación Méndez con una foliación muy penetrativa inclinada hacia el SW, la intensidad de la foliación va disminuyendo hacia el NE hasta el contacto con la Formación San Felipe.

A la mitad del transecto, entre la cabalgadura y el contacto con la Formación San Felipe, se observaron pliegues isoclinales con planos axiales inclinados $\sim 40^\circ$ hacia en WSW y desarrollo de clivaje muy penetrativo, sobre todo en las capas menos competentes de la secuencia. Finalmente, cerca del contacto con la Formación San Felipe, el clivaje es menos penetrativo y corta de manera oblicua a la estratificación. En los sitios en donde el espesor de la Formación Méndez es pequeño, se puede observar que existe un despegue entre ésta formación y la Formación San Felipe. El despegue se caracteriza por una zona de cizalla con una foliación muy

penetrativa paralela al contacto. En los lugares donde el espesor es más grande, el contacto entre ambas formaciones es transicional con pliegues *chevron*. La Formación San Felipe no es afectada por clivaje de plano axial penetrativo a pesar de estar plegada (Figura 3.17).

Sección El Naranjal

La sección El Naranjal se ubica a unos 3 km al oeste del poblado de Axtla de Terrazas, San Luis Potosí. Esta sección corta a la Formación Méndez desde su contacto con la Formación Tamaulipas mediante una cabalgadura, hasta cerca del contacto con la Formación Velasco. También se puede observar en esta sección a la Formación Méndez cerca del contacto con la Formación San Felipe. Esta es una observación importante ya que permite describir su deformación a partir de la base.

Cerca del contacto con la Formación San Felipe, la Formación Méndez se encuentra afectada por una foliación anastomosada muy penetrativa cortada por fallas inversas de bajo ángulo que tienen movimiento hacia el NE. Esta parte de la sección se caracteriza por la presencia de pliegues isoclinales con foliación paralela al plano axial muy penetrativa inclinada hacia SW. La foliación al ser afectada por las zonas de cizalla, cambia su inclinación dependiendo de su ubicación. Por arriba de esta zona, la deformación es menos compleja representada por una foliación menos penetrativa. La relación entre la estratificación y foliación representa una geometría de pliegues asimétricos con vergencia hacia el NE. Por otro lado, la foliación en la parte media de la Formación Méndez suele ser subvertical (50° - 70°) inclinada hacia el SW (Figura 3.18).

Finalmente, hacia el contacto con la Formación Tamaulipas, la deformación de la Formación Méndez se vuelve más compleja. Al acercarse al contacto, se observa un incremento en el número de fallas inversas con movimiento hacia el NE. Sobre el contacto la Formación Méndez está afectada por pliegues isoclinales cortados por zonas de cizalla inversa. También se observa una foliación anastomosada muy penetrativa con desarrollo de estructuras S-C con una cinemática hacia el NE, consistente con el movimiento de la cabalgadura (Figura 3.18).

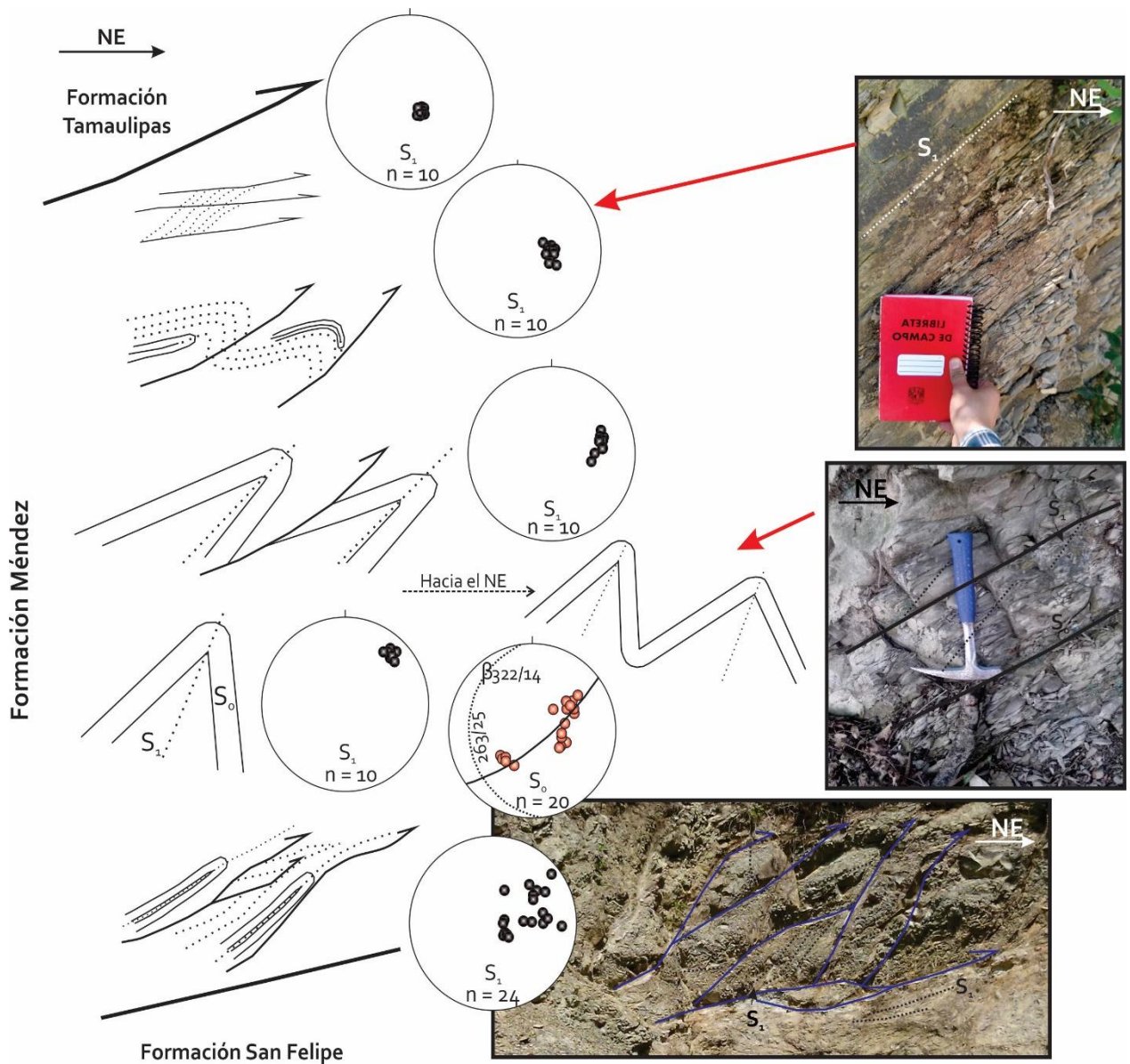


Figura 3.18.- Deformación de los depósitos de la Formación Méndez en la parte más oriental de la sección Vizarrón-Tamazunchale. En esta zona del área de estudio (Sección El Naranjal), se puede observar un patrón en la deformación muy similar a lo observado en otras secciones (ej. Maconí), con una concentración de la deformación cerca del contacto con las rocas que subyacen a la Formación Méndez. Hacia el oriente, cerca del contacto con la formación Chicontepec (Figura 2.1 en capítulo 2), la deformación es menos compleja; representada por pliegues tipo *chevron*, con planos axiales inclinados hacia el SW.

3.7.- Discusión.

En los siguientes párrafos se discuten los resultados obtenidos de las descripciones (sedimentológicas y de deformación) hechas en las formaciones sedimentarias sintectónicas Soyatal y Méndez.

3.7.1.-Sobre las características sedimentológicas de las formaciones Soyatal y Méndez.

Variación vertical del paquete sin-orogénico.

Las unidades sin-orogénicas en la sección Vizarrón-Tamazunchale del CPCM en el centro de México cubren de manera discordante a las rocas calcáreas del Albiano-Cenomaniano (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Sin embargo, en este trabajo no se pudo observar las relaciones de contacto originales entre las formaciones sin-orogénicas y las pre-orogénicas, ya que se encuentra cizallado.

En trabajos previos las formaciones sin-orogénicas se han descrito como una sucesión monótona de capas de lutita, marga y arenisca calcárea (Hernández-Jáuregui, 1997; Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Ortega-Flores, 2011). A pesar de esto, nuevas observaciones de campo hechas en este trabajo demuestran un cambio significativo en la sucesión del paquete sintectónico, pasando de ser predominantemente calcárea en la base a siliciclástica en la cima. En el área de Maconí, Querétaro y Zimapán, Hidalgo, Mendoza-Rosales (1990) y Hernández-Jáuregui (1997), también observaron un cambio similar; sin embargo, debido a la deformación que afecta a estas rocas no pudieron describir a detalle una columna litológica continua. En otras zonas del CPCM, rocas equivalentes a la Formación Soyatal, también presentan una variación similar. Omaña-Pulido (2012), describe la transición entre las rocas de la plataforma y la Formación Soyatal en el borde oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (al este de la ciudad de San Luis Potosí). Esta autora observa que la base de esta última, presenta rocas calcáreas de estratificación delgada. Cambiando transicionalmente a capas de arenisca siliciclastica hacia la cima pertenecientes a la Formación Cárdenas. Otro ejemplo de dicho cambio, es observable en el norte de México (Concepción del Oro, Zacatecas), donde las rocas del Cretácico Superior pasan de ser calcáreas cerca del contacto con las formaciones del

Albiano-Cenomaniano a siliciclásticas al alejarse de ellas, esta transición está representada por las formaciones Indidura y Concepción del Oro (Ocampo-Díaz *et al.*, 2016).

En lo que respecta a la Formación Méndez en la parte NE de la sección Vizarrón-Tamazunchale, ésta se caracteriza por presentar una sucesión monótona de capas de caliza, marga, arenisca calcárea y lutita, sin aparente variación de la base a la cima. Sin embargo, sí se observan todas las formaciones del Cretácico Superior junto con las del Paleoceno, es posible observar cierta variación, pasando de rocas mayoritariamente calcáreas (formaciones San Felipe y Méndez) a siliciclasticas (Formación Velasco).

Turbiditas en las unidades sin-orogénicas

La sucesión de rocas sin-orogénicas pertenecientes a las formaciones Soyatal y Méndez tienen características de naturaleza turbidítica. En el caso de la Formación Soyatal, ésta se puede dividir en 3 partes dependiendo de los constituyentes en las capas de arenisca, espesor de las capas y la componente calcárea en las rocas. En general, los clastos finos (arenisca fina, limolita y lutita) dominan la sucesión. La parte basal de la Formación Soyatal está dominada por capas de marga, lutita y caliza, con escasas estructuras primarias; las capas suelen ser masivas y con laminación paralela hacia la cima al pasar a las capas de lutita. De acuerdo con el modelo ideal de la secuencia Buoma, esta parte pertenecería a las capas E y F. Por otro lado, en la parte media y la cima de la Formación Soyatal, se pueden observar abundantes estructuras primarias como estratificación convoluta, pliegues sinsedimentarios, estratificación normal (de areniscas gruesas a limos y lutitas) y laminación paralela. Esto sugiere que esta parte de la sucesión sin-orogénica está más representada por las capas C a la E de la secuencia Buoma. Una característica particular de la parte media de la Formación Soyatal es la presencia de lentes de brechas con intraclastos calcáreos. De acuerdo con lo observado en el campo, la abundancia de los lentes de brechas y su tamaño disminuyen hacia el E, teniendo lentes de hasta 10 m (eje mayor) en el área de Vizarrón, Qro., y de hasta 40 cm en los alrededores de Jalpan, Qro (Figura 3.19). Al parecer esta disminución sistemática no depende de las variaciones litológicas laterales en las rocas pre-tectónicas, aunque es importante mencionar que la Formación Soyatal esta erosionada sobre la plataforma El Doctor.

Si se toma en cuenta la variación de los lentes de brechas es posible que la fuente de los sedimentos se encuentre al W de la sección. Esta idea es congruente con lo propuesto por Juárez-Arriaga *et al.* (2016a) para la identificación de las fuentes de sedimentos de las formaciones sin-orogénicas en México. Desafortunadamente no se pudieron medir direcciones de paleocorriente que pudieran apoyar esta idea. Otra posibilidad es que los lentes provengan de las plataformas (El Doctor y Valles-San Luis Potosí), generados por flujos turbidíticos en sus bordes, los cuales tendrían que ser contemporáneos con la sedimentación de la Formación Soyatal, un fenómeno similar ha sido descrito en los montes Apeninos (Festa *et al.*, 2010)

En lo que se refiere a la sucesión de la Formación Méndez, ésta es muy parecida a la parte basal de la Formación Soyatal, dominada principalmente por estratos que contienen clastos finos (marga, limolita y lutita) con escasas estructuras primarias. Con base a lo observado en el campo las capas de la Formación Méndez pertenecerías a las partes E y F de la secuencia Bouma.

Por otro lado, de acuerdo con las características sedimentológicas de las unidades sin-orogénicas (tamaño de grano, estructuras primarias y textura), estas pertenecen a las partes C y D de los sistemas turbidíticos (Figura 3.5), siendo depositadas en la región lobular y plana, donde domina el flujo turbulento y la sedimentación de material fino (Mutti, 1979).

Sedimentación sin-orogénica de las formaciones Soyatal y Méndez.

Las formaciones Soyatal y Méndez son consideradas sin-orogénicas con base a su edad (Cretácico Tardío) y su distribución con respecto al sistema orogénico en México (Lawton *et al.*, 2009; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012; Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Se piensa que se depositaron en una antefosa con base en sus características sedimentológicas (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). En el caso particular de la Formación Soyatal, en este trabajo se observaron variaciones importantes en los componentes de las areniscas, dichos componentes son congruentes con lo que se ha visto en rocas equivalentes en otros sitios; por ejemplo, en la región de Concepción del Oro, Zacatecas; Ocampo-Díaz *et al.* (2016) describen una sucesión muy parecida a la parte siliciclástica de la Formación Soyatal, teniendo prácticamente los mismos componentes descritos en este trabajo (cuarzo, feldespato-plagioclasa y líticos:

metamórficos, volcánicos y sedimentarios). Lo que sugiere que las fuentes de donde derivaron los sedimentos de la Formación Soyatal en el área de estudio pueden ser las mismas que reporta Ocampo-Díaz *et al.* (2016). Recientemente, Lawton *et al.* (2009) y Juárez-Arriaga *et al.* (2016a) han propuesto un flujo de sedimentos para las formaciones sintectónicas del norte y centro de México, proveniente del W y del NW mediante un transporte perpendicular y paralelo a la cuenca de antepaís basado en análisis de zircones. Este patrón en el transporte de sedimentos suele ser muy común en sistemas orogénicos en el mundo (Los Himalaya, Montes Apeninos y Pirineos. Lawton *et al.*, 2009).

Hay análisis hechos por Juárez-Arriaga *et al.* (2016a) en zircón de la Formación Soyatal, al oeste de la plataforma El Doctor, y en la cuenca de Zimapán cerca del contacto con las rocas pre-tectónicas. Los zircones tienen edades del Proterozoico (1.7 y 1.1 Ga) y de ~475 Ma y de ~100-93 Ma. La edad de máxima de depósito que propone este autor para la base de la Formación Soyatal es de ~93 Ma. Los zircones viejos son característicos del basamento SW de Laurentia (Karlstrom *et al.*, 2004), mientras que los de ~475 Ma se pueden relacionar con los Plutones Esperanza (Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a). Los zircones más jóvenes (Jurásico Tardío al Cretácico Inferior) son compatibles con magmatismo contemporáneo en el Terreno Guerrero. Estas fuentes son congruentes con los componentes en las areniscas observados en esta tesis para la parte media de la Formación Soyatal, donde hay presencia clastos metamórficos e ígneos.

También en el estudio realizado por Juárez-Arriaga *et al.* (2016a) se presentan datos de zircones detríticos de la cima de la Formación Soyatal colectados cerca del poblado de Tolantongo, Hgo. Las edades de los zircones muestran principalmente edades de ~100-81 Ma, relacionados con fuentes del Terreno Guerrero y con magmatismo en el margen occidental de México. Esto indica que la fuente principal de los sedimentos se encuentra al W. La edad máxima de depósito estimada fue de ~82 Ma. De acuerdo con lo observado en el campo y en láminas delgadas, la parte superior de la Formación Soyatal en la sección Vizarrón-Tamazunchale presenta clastos en las capas de arenisca congruentes con éstas fuentes (abundancia de líticos ígneos y ausencia de líticos metamórficos).

De esta manera, la Formación Soyatal puede dividirse en 3 partes. La base es predominantemente calcárea con una edad mayor a ~93 Ma; mientras que la parte media estaría representada por una sucesión de rocas calcáreas y silisiclásticas con una edad de ~93 Ma. Los sedimentos

depositados en la parte media fueron derivados del NW y transportados de manera paralela a la cuenca de antepaís, y del W-SW provenientes del traspaís. En lo que se refiere a la parte superior de, ésta consiste de una sucesión siliciclástica con una edad de ~82 Ma; teniendo su principal fuente de sedimentos hacia el W-SW. (Figura 3.19).

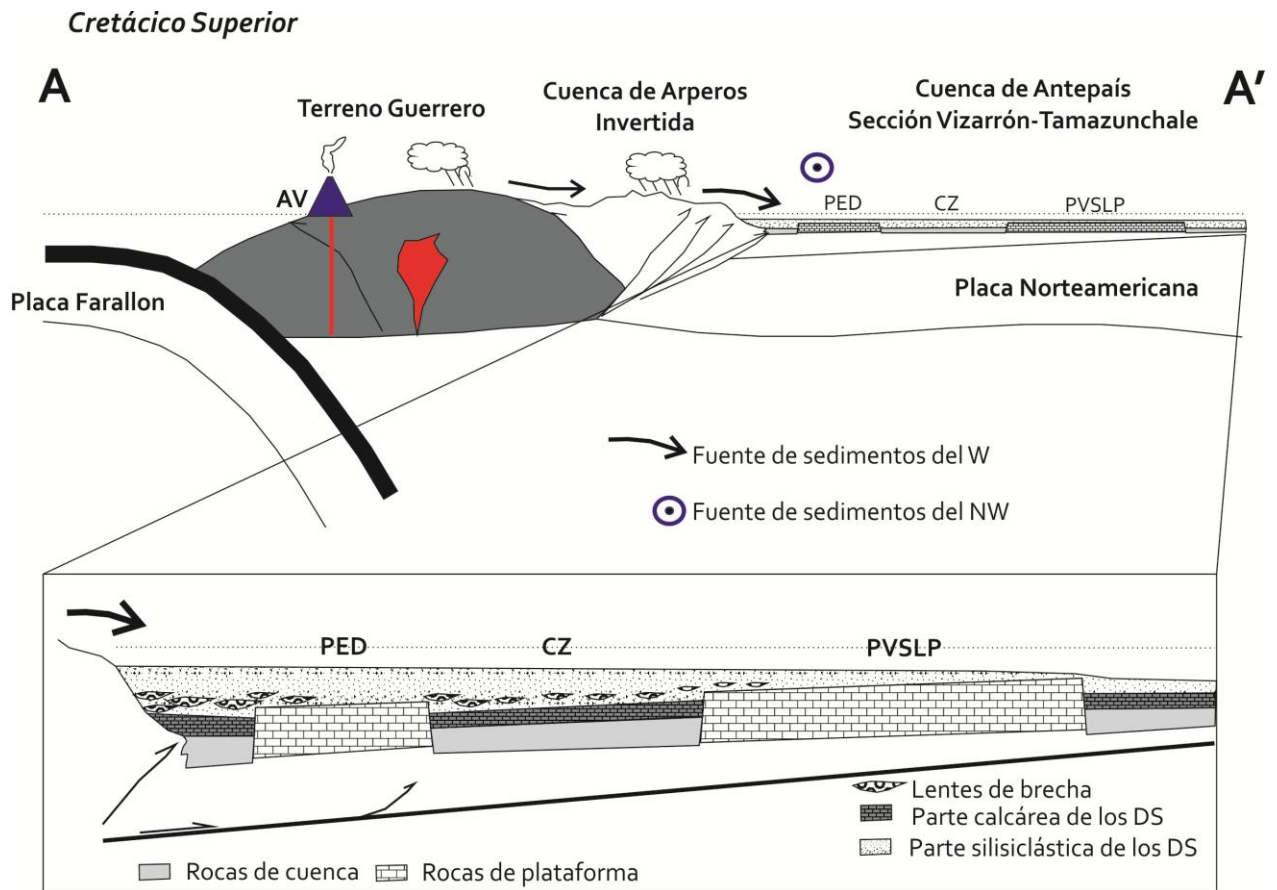


Figura 3.19.- Geometría de la cuenca de antepaís en el centro de México durante el Cretácico Superior; así mismo se representa la variación en los depósitos sintectónicos (DS), pasando de calcáreos en la base a siliciclásticos hacia la cima. AV-Arco Volcánico; PED-Plataforma El Doctor; CZ-Cuenca de Zimapán; PVSLP-Plataforma Valles-San Luis Potosí. La sección también está representada en el mapa de la figura 3.6. Modificado de Fitz-Díaz *et al.*, 2017.

Con base en las observaciones de campo y la información publicada por otros autores (Juárez-Arriaga *et al.*, 2016; Fitz-Díaz *et al.*, 2017), se propone una arquitectura como la que se muestra en la figura 3.19. En el modelo los sedimentos provienen del NW y W y cubren discordantemente a las rocas del Albiano-Cenomaniano de las plataformas El Doctor y Valles-San Luis Potosí, y las cuencas de Zimapán y Tampico-Misantla.

3.7.2.- Sobre la deformación de los depósitos sin-orogénicos.

Importancia de los cambios de facies de las unidades pre-tectónicas en la deformación de la sección Vizarrón-Tamazunchale.

Existen muchos ejemplos en el mundo donde se pueden observar variaciones mecánicas laterales en las unidades pre-tectónicas dentro de los cinturones de pliegues y cabalgaduras. Estas variaciones controlan los patrones de deformación dentro de una cuña orogénica (Dixon, 2004; Fitz-Díaz *et al.*, 2011a). Un ejemplo bien conocido de variaciones mecánicas laterales es el cambio que existe de las formaciones del Cámbrico Medio Chancellor (lutitas) y Waterfowl (calizas) dentro de la Montañas Rocosas. Este contraste mecánico es importante, porque marca un cambio en las estructuras dentro del cinturón montañoso (Cook, 1975). Otro ejemplo sobre dichas variaciones son los Montes Zagros, Iran; donde cambios en las propiedades mecánicas de las rocas provocan cambios significativos en el acomodo de la deformación (Sherkati y Letouzey, 2004; Sepehr *et al.*, 2006).

Las variaciones en las propiedades mecánicas laterales no solo controlan la deformación dentro de una cuña orogénica, también determinan los patrones de deformación observados en los depósitos sintectónicos. Estos depósitos reflejan lo que ocurre en las rocas que subyacen. Un ejemplo de esto la Sierra Este en Nevada E. U., donde las rocas de cuenca y plataforma (Elison y Speed, 1989), provocan una concentración de la deformación en la frontera entre plataforma y cuenca. Además se produce un despegue entre las rocas de plataforma y la unidad que la sobreyace. Un efecto similar fue observado en el cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zagros. Aquí la geometría de los pliegues, así como desarrollo de zonas de despegue de las formaciones Sarvak y Asmari está ligada al cambio lateral de facies dentro del paquete sedimentario (Sepehr *et al.*, 2006). Efectos similares también han sido observados en modelos analógicos (Dixon, 2004).

En el centro de México, las rocas de plataforma y cuenca desarrolladas durante el Albiano-Cenomaniano presentan contrastes mecánicos importantes (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Las rocas de plataforma son masivas o de estratificación gruesa y están constituidas principalmente por caliza y dolomía. Por otro lado, las rocas de cuenca son de estratificación delgada constituidas por capas de arenisca calacárea, caliza *mudstone*, pedernal y lutita (Suter, 1987; Carrillo-

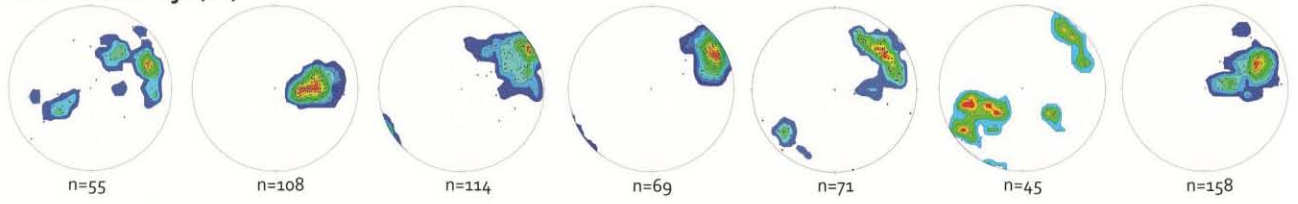
Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Estos elementos paleogeográficos tienen un comportamiento mecánico diferente, que se refleja en el estilo de deformación que presentan; por ejemplo, cabalgaduras y fracturas están presentes dentro de las rocas de plataforma, mientras que pliegues tipo *chevron* dominan dentro de las cuencas (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). El estilo en las estructuras que afectan a las rocas pre-tectónicas tiene una gran influencia en los patrones de deformación observados en los depósitos sintectónicos de las formaciones Soyatal y Méndez; deformación por cizalla se localiza en las fronteras entre plataformas y cuencas, y en el contacto entre rocas pre- y sintectónicas o formando pliegues en el centro de las cuencas.

Variación de la deformación del paquete sintectónico en la sección Vizarrón-Tamazunchale

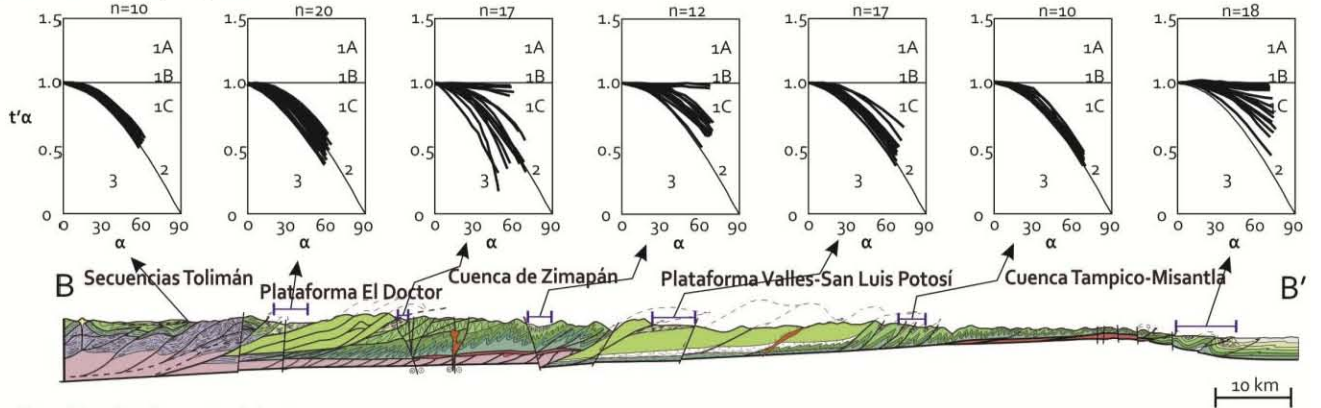
En la sección Vizarrón-Tamazunchale, la deformación de las formaciones Soyatal y Méndez está íntimamente ligada con variaciones mecánicas laterales producidas por el cambio lateral de facies en las rocas pre-tectónicas (Figura 3.20). Esto es evidente al analizar la variación que tienen algunos parámetros como: orientación e inclinación del clivaje (S_1), geometría de los pliegues, inclinación del plano axial de los pliegues, intensidad del clivaje (S_1) y porcentaje de acortamiento. En general, se puede observar que la deformación de los depósitos sintectónicos disminuye hacia el antepaís (NE), aunque no de manera lineal (Figura 3.20). Existen máximos en el porcentaje de acortamiento en las fronteras entre cuencas y plataformas debido a una concentración en la deformación, producida por las cabalgaduras que se desarrollan en estos sitios. Este patrón en el acortamiento es congruente con variaciones en la intensidad del clivaje (S_1); éste es mayor en los límites cuenca-plataforma y menor en el centro de las cuencas.

En lo que se refiere a la variación de la geometría de los pliegues que afectan a los depósitos sintectónicos a lo largo de la sección, se puede ver un patrón interesante. Existen pliegues clase 2, 3 y 1C hacia el SW, mientras que hacia el NE los pliegues son 1Cy 1B (Figura 3.20). Nuevamente, se observa una fuerte influencia del cambio de facies en la variación de la geometría de los pliegues, ya que en las fronteras entre cuencas y plataformas, los pliegues son típicamente clase 2 y 1C, lo cual implica una concentración de la deformación por cizalla principalmente; mientras que en el centro de las cuencas los pliegues son 1B y 1C (Figura 3.20).

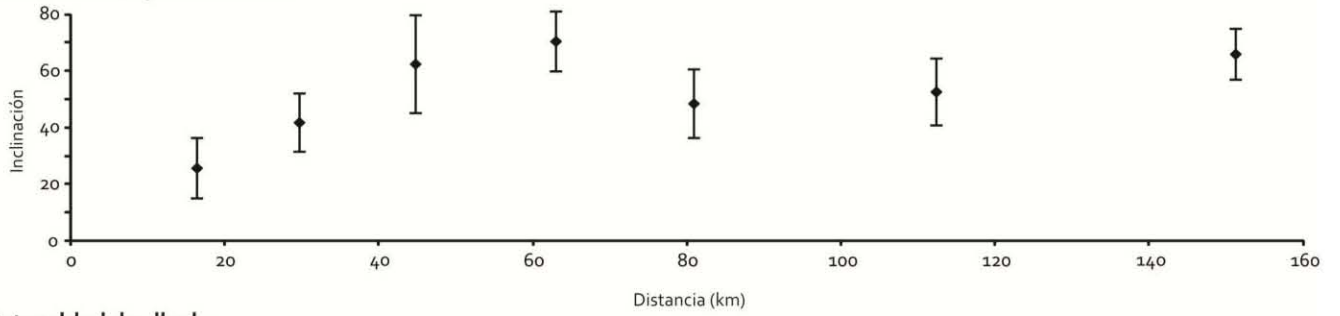
Orientación del clivaje (S_1)



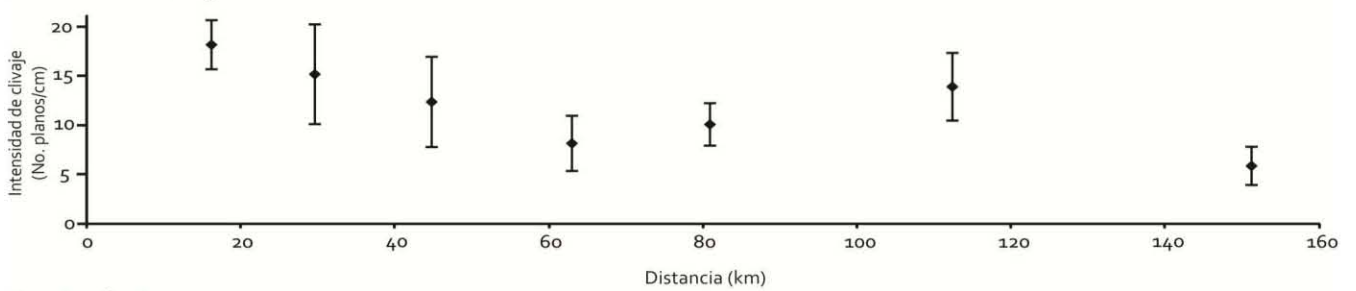
Clasificación de pliegues



Inclinación de planos axiales



Intensidad de clivaje



Acortamiento

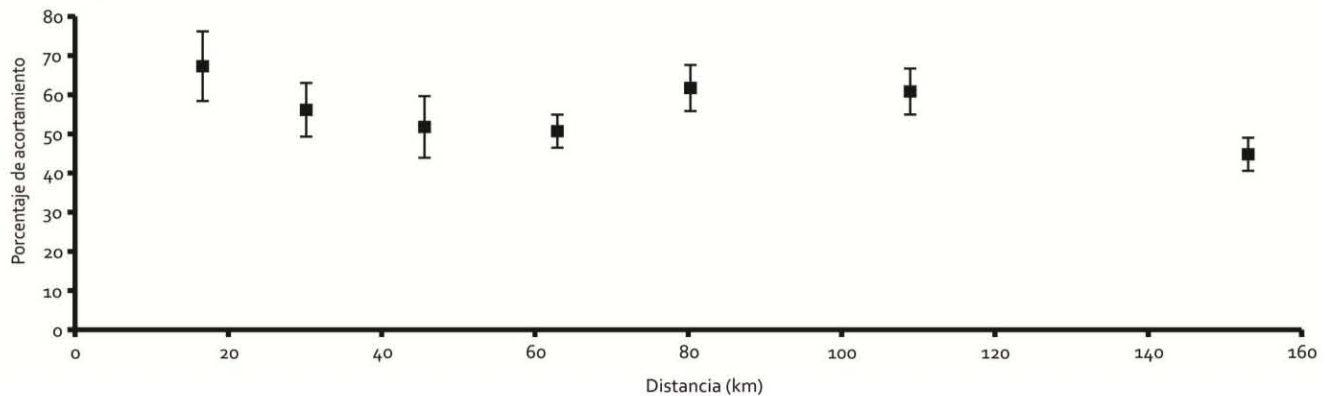


Figura 3.20.- Resumen de las variaciones de algunos parámetros dentro de las formaciones sintectónicas (Soyatal y Méndez) a lo largo de la sección Vizarrón-Tamazunchale. De arriba hacia abajo se presenta la variación en: la orientación del clivaje (S_1), la geometría de los pliegues (Ramsay, 1967), la inclinación del plano axial, la intensidad del clivaje (número de planos/cm) y el porcentaje de acortamiento medido en los pliegues tipo *chevron* utilizando la metodología descrita por Fitz-Díaz *et al.* (2012) y Vásquez-Serrano (2010). Es clara la disminución de la deformación hacia el antepaís, con algunos saltos importantes en las fronteras entre cuencas y plataformas; en estas zonas la deformación se concentra y se vuelve más compleja.

El clivaje (S_1) que afecta a los depósitos sintectónicos está inclinado hacia el SW, siendo sub-horizontal en la parte occidental de la sección y pasando a ser cada vez más vertical con dirección al NE. En algunos sitios, el clivaje suele tener un patrón más complejo, encontrándose plegado, sobre todo en las fronteras entre cuencas y plataformas. Las variaciones en la inclinación del clivaje, concuerdan muy bien con la inclinación del plano axial de los pliegues, ya que este suele ser sub-horizontal en el sector occidental pasando a ser sub-vertical hacia el NE.

Las variaciones en la deformación de los depósitos sin-orogénicos muestran el rol que juegan las rocas pre-tectónicas en la deformación en una cuña heterogénea como la que se observa en el CPCM en el centro de México y otros cinturones orogénicos como las Montañas Rocosas (Estados Unidos) o los Montes Zagros (Iran). Es evidente que la sección Vizarrón-Tamazunchale no puede ser explicada por la teoría de la cuña crítica (Davis *et al.*, 1983) homogénea.

Variación de los mecanismos de deformación en el tiempo y el espacio

Con base en las descripciones de campo se propone el siguiente modelo de evolución en la deformación de la sección Vizarrón-Tamazunchale durante el Cretácico Tardío y Paleógeno (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012), que explica los patrones de deformación observados. El modelo se sintetiza de manera esquemática en la figura 3.12 y está basado en las siguientes consideraciones:

1. Los patrones de deformación en la sección estudiada sugieren diferentes historias de deformación que dependen de la posición de los depósitos sintectónicos dentro de la sección.
2. En el centro de las cuencas de Zimapán y Tampico-Misantla, la deformación del paquete sintectónico es acomodada principalmente por pliegues mesoscópicos, mientras que el mecanismo de disolución por presión contribuye al acortamiento en la

escala de grano. Esto promueve el desarrollo de clivaje intenso. La anisotropía mecánica en las formaciones sintectónicas ayudó a la creación de pliegues tipo *chevron* mediante flujo flexural y deformación longitudinal tangencial en las primeras etapas de plegamiento (Ramsay, 1967, 1974; Bastida *et al.*, 2007); mientras que el aplastamiento de los pliegues fue otro mecanismo que acomodó deformación en etapas tardías cambiando la geometría de los pliegues (Figura 3.21; Ramsay, 1974; Hudleston *et al.*, 1996; Bastida *et al.*, 2007; Vásquez-Serrano, 2010).

3. La variación en los estilos de deformación es más compleja en los depósitos sintectónicos localizados bajo las principales cabalgaduras. En el caso del borde occidental de la cuenca de Zimapán, los depósitos sintectónicos están afectados por un clivaje sigmoidal como el que suele presentarse en duplicaciones (Boyer y Elliot, 1982). Un fenómeno similar se observa también en el borde occidental de la cuenca Tampico-Misantla. Bajo las cabalgaduras, el plegamiento por *buckling* y disolución por presión son los principales mecanismos que originan a los pliegues tipo *chevron* y el clivaje de plano axial (Figura 3.21). Otra observación importante en el área de estudio es la presencia de un segundo clivaje (S₂) y la generación de fallas inversas en la parte occidental de la sección dentro de algunas cabalgaduras. Esto es indicativo de reactivación de estas fallas en etapas tardías de la deformación progresiva (estructuras fuera de secuencia). El segundo clivaje es espaciado y está relacionado con el desarrollo de pequeños pliegues con longitudes de onda de 2-10 cm que afectan al primer clivaje (S₁).
4. Sobre las plataformas, la deformación en la parte media y alta de la capa sintectónica está caracterizada por pliegues generados por *buckling* con un clivaje intenso (S₁), relacionado con un proceso de disolución por presión, mientras que cerca del contacto existe un despegue que concentra la deformación a través de mecanismos como: deslizamiento y pliegues relacionados con fallas (Figura 3.21).
5. Finalmente, la generación de un segundo clivaje (S₂) cerca del contacto con las unidades pre-tectónicas está ligado con el desarrollo de pliegues relacionados con fallas (Suppe, 1983), teniendo S₂ las mismas características observadas bajo las cabalgaduras mayores (Figura 3.21).

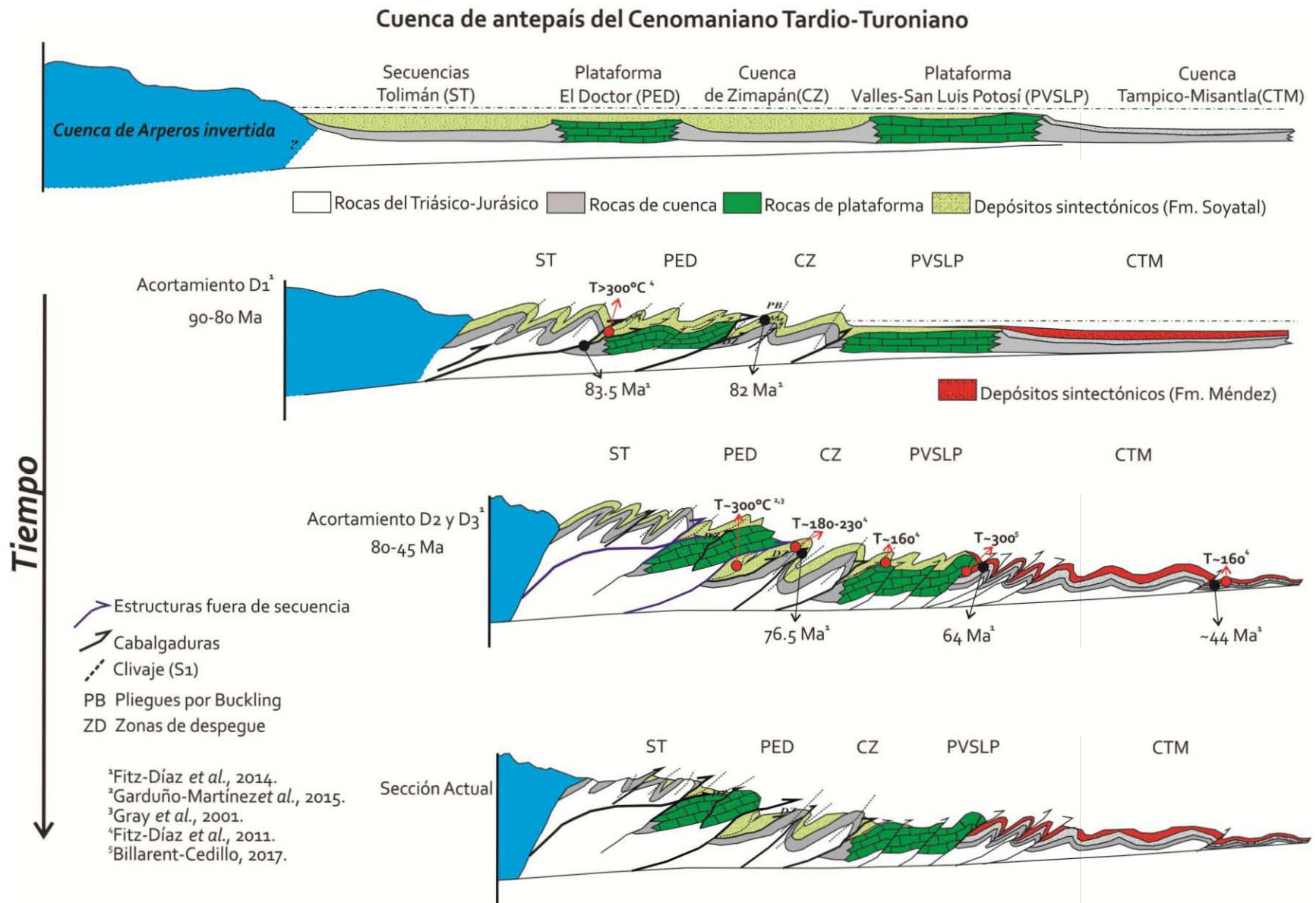


Figura 3.21.- Modelo esquemático de la incorporación de los depósitos sintectónicos (Formaciones Soyatal y Méndez) en la deformación progresiva del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano en el centro de México. Se muestra también las edades de deformación absoluta estimadas dentro de la sección, así como las temperaturas alcanzadas por los depósitos sintectónicos. Nótese la importancia que tienen las estructuras fuera de secuencia en el enterramiento y exhumación del paquete sin-orogénico. Un dato importante es que la sucesión sin-orogénica en la cuenca Tampico-Misantla inicia con la Formación San Felipe hace ~85 Ma con base en lo reportado por Velasco-Tapia *et al.*, 2016.

Implicaciones en la historia de enterramiento y exhumación de los depósitos sintectónicos

Los depósitos sintectónicos de las formaciones Soyatal y Méndez tienen historias de deformación diferentes, que dependen de su posición dentro de la sección Vizarrón-Tamazunchale. Adicionalmente, la posición también controla la historia de enterramiento, exhumación y evolución térmica en los depósitos sintectónicos. Entender estas historias es fundamental debido a la relación que existe entre la deformación del paquete sintectónico, y maduración, migración y atrapamiento de hidrocarburos. El conocimiento de la deformación a diferentes escalas en los cinturones de pliegues y cabalgaduras puede ayudar a evaluar el potencial de hidrocarburos en el CPCM y otros cinturones alrededor del mundo que presenten características similares.

En el caso de los depósitos que se ubican bajo las principales cabalgaduras como la de El Doctor o Lobo-Ciénega, estos presentan una evolución distintiva (Billarent-Cedillo, 2017) de enterramiento y exhumación. El papel que juegan las cabalgaduras en las fronteras entre plataformas y cuencas es clave para explicar la historia de enterramiento del paquete sintectónico. Si se compara el enterramiento de los depósitos sin-orogénicos en otros lugares de la sección Vizarrón-Tamazunchale, es evidente que bajo la cabalgadura El Doctor dichos depósitos son enterrados a mayor profundidad comparada con lo que se observa en el centro de las cuencas, particularmente en la cuenca de Zimapán (Figura 4.18; capítulo 4).

La actividad de las fallas inversas en los bordes de las plataformas promueve un levantamiento y exhumación prematura del paquete sintectónico. En la cuenca de Zimapán el desarrollo de pliegues kilométricos ayudo también a la exhumación de las formaciones sintectónicas. Este comportamiento es corroborado en los experimentos realizados por Dixon (2004) y en este trabajo (capítulo 4).

La historia térmica ha sido explorada en el área de estudio de manera indirecta, a través de varios trabajos que han fechado la deformación y analizado los fluidos de deformación en la sección; particularmente, se cuentan con algunas mediciones realizadas en la Formación Soyatal bajo la cabalgadura El Doctor. También hay mediciones en otros sitios de manera escasa (Fitz-Díaz *et al.*, 2011b).

En general, los datos revelan una disminución de la temperatura hacia el antepaís, con picos importantes en las fronteras entre plataformas y cuencas (Gray *et al.*, 2001; Ortega-Flores, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2011b; 2014b; Garduño-Martínez *et al.*, 2015). Las temperaturas obtenidas a través de microtermometría de inclusiones fluidas sugieren que el paquete sintectónico ubicado bajo la cabalgadura de Higuierillas alcanzó una temperatura mayor a $\sim 300^{\circ}$ C (Fitz-Díaz *et al.*, 2011b). La posición actual de la Formación Soyatal en la parte occidental de la sección Vizarrón-Tamazunchale, sugiere un considerable enterramiento en etapas tempranas de la deformación y una importante exhumación en etapas tardías, probablemente por la reactivación de fallas mayores como las cabalgaduras de Higuierillas y El Doctor (Figura 3.21). Bajo la cabalgadura El Doctor, los depósitos sintectónicos alcanzaron un rango de temperaturas entre 240° y 300° C (Gray *et al.*, 2001; Garduño-Martínez *et al.*, 2015). En lo que respecta a la parte central de la cuenca de Zimapán, se tiene una temperatura de 180 - 230° (Gray *et al.*, 2001; Fitz-Díaz *et al.*, 2011b).

En lo que se refiere a la parte oriental de la sección, la Formación Méndez ubicada bajo la cabalgadura Lobo-Ciénaga es probable que haya alcanzado una temperatura de $\sim 300^{\circ}$ con base en los patrones de las maclas de calcita de vetas que cortan a dicha formación (Billarent-Cedillo, 2017).

En otros sitios donde se encuentran los depósitos sintectónicos en dirección hacia el antepaís (Formación Méndez) no se cuentan con datos de temperatura, sin embargo en mediciones realizadas en rocas pre-tectónicas se han estimado temperaturas inferiores a $\sim 100^{\circ}$ C en el área de Tamazunchale, San Luis Potosí (Fitz-Díaz *et al.*, 2011b; Ortega-Flores, 2011).

3.8.- Conclusiones.

Las rocas de las formaciones sintectónicas del Cretácico Tardío en la sección Vizarrón-Tamazunchale en el centro de México presentan características sedimentológicas y en su deformación particulares. De acuerdo con las observaciones realizadas en el campo y el análisis en la deformación se puede concluir lo siguiente:

- Las turbiditas depositadas sobre las rocas de plataforma y cuenca son consideradas como sintectónicas con base a su edad y al contacto discordante con las unidades pre-tectónicas.

- El paquete sintectónico de la Formación Soyatal se puede dividir en tres partes: una parte basal dominada por rocas calcáreas de estratificación delgada, mientras que las partes media y superior son en su mayoría siliciclástica. La parte media se caracteriza en el área de estudio por presentar lentes de brechas con intraclastos de rocas calcáreas de plataforma.
- Los clastos observados a escala de lámina delgada en las rocas de la Formación Soyatal coinciden con lo descrito en otros trabajos (Juárez-Arriaga *et al.*, 2016a; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016) y sugieren una fuente de los sedimentos proveniente del NW y W-SW. Un análisis sistemático y detallado de zircones detríticos es necesario en la parte oeste del área de estudio para conocer la procedencia de los sedimentos a lo largo del paquete sedimentario sintectónico.
- Es importante notar la transición en la composición de los depósitos sintectónicos, pasando de predominantemente calcárea en la base a siliciclástica hacia la cima.
- El estilo de deformación dentro de la sección Vizarrón-Tamazunchale está íntimamente relacionado con las variaciones mecánicas laterales producidas por el cambio lateral de facies. Las variaciones controlan también la deformación de los depósitos sintectónicos.
- Los mecanismos de deformación dominantes dentro del paquete sedimentario a lo largo de la sección estudiada son disolución por presión a escala de grano y plegamiento por *buckling* (pliegues tipo *chevron*) y deslizamiento por cizalla a nivel mesoscópico.
- De acuerdo con las estructuras que afectan a los depósitos sintectónicos, existe una reactivación importante en las cabalgaduras ubicadas en las fronteras entre plataformas y cuencas. Esto es corroborado con las edades de deformación obtenidas por Garduño-Martínez *et al.* (2015).
- La historia de enterramiento, exhumación y térmica de los depósitos sintectónicos está controlada por la presencia de las variaciones mecánicas laterales. Existiendo una historia más compleja en las fronteras entre plataformas y cuencas.

Capítulo IV: Modelos analógicos a escala.

El uso de modelos analógicos ha sido muy importante en el desarrollo del conocimiento sobre la forma en cómo se deforman las rocas de la corteza debido a acortamiento. Las observaciones realizadas a través de estos modelos ha permitido interpretar y entender fenómenos geológicos complejos; así mismo, han ayudado a comprobar diversas hipótesis sobre la manera en cómo se deforman las rocas a distintas escalas. Su implementación en el estudio de los cinturones de pliegues y cabalgaduras ha tenido muchas variantes de acuerdo a lo que se pretende modelar (Dixon, 2004; Massoli *et al.*, 2006; Simpson, 2006 y 2009; Cruz *et al.*, 2010 y 2011; Wu y McClay, 2011). Sin embargo, en todos los modelos siempre se busca respetar las relaciones de escala como un principio fundamental para realizar el modelado analógico (Hubbert, 1937, 1951). Por ello, es importante tener en cuenta las variables del ancho, largo, altura y tiempo de lo que se pretende modelar para así tener mejores resultados.

El tiempo de los sistemas geológicos (millones de años) también debe escalarse a fin de poder reproducir de manera realista la duración de los procesos geológicos. De esta manera, la escala

de trabajo utilizada en el laboratorio para las dimensiones del modelo, las propiedades mecánicas de los materiales y el tiempo, suelen ser de 1:100,000 a 1:10,000,000.

En el caso particular del modelado analógico de cinturones de pliegues y cabalgaduras, la reología y la mecánica de los sistemas naturales son modelados usando materiales análogos (arcilla, arena, silicona, plastilina, etc.) y varios dispositivos para inducir deformación. Estos modelos analógicos se pueden dividir en tres categorías dependiendo del fenómeno geológico particular que se quiere modelar (Graveleau *et al.*, 2012). Por un lado se tienen los modelos de caja de arena (*sand box*) donde se busca entender el desarrollo y la deformación interna de cuñas orogénicas (Daubrée, 1879; Buitter *et al.*, 2006), los cuales se usaran en este trabajo. La siguiente categoría es ocupada por modelos geomorfológicos, los cuales se enfocan en analizar la evolución topográfica (Flint, 1973). Finalmente están los modelos estratigráficos, donde se busca comprender el registro sedimentario dependiente de las condiciones climáticas y tectónicas (Paola *et al.*, 2009).

En los siguientes párrafos se describen algunos conceptos básicos en el modelado analógico utilizando principalmente cajas de arena.

4.1.- Conceptos básicos.

Criterio de rotura Coulomb.

El análisis dinámico de las fallas nos ayuda a entender las condiciones de esfuerzo bajo las cuales las rocas se rompen, así como la orientación de los esfuerzos principales respecto a las fallas. Además, este análisis permite conocer las propiedades reológicas de los materiales al momento de sufrir una rotura. Anderson (1951) fue uno de los primeros en reconocer que los tipos de falla dependen de las orientaciones de los esfuerzos principales y de las propiedades mecánicas de las rocas.

El criterio de rotura Coulomb está basado en modelos mecánicos desarrollados por Coulomb (1773) y Mohr (1900). Este criterio se resume en una expresión empírica que describe la pendiente de la envolvente de rotura para rocas que se encuentran sometidas bajo un esfuerzo de compresión:

$$\sigma_c = \sigma_o + \tan\phi(\sigma_N) \quad 4.1$$

donde σ_c es el esfuerzo cortante que se requiere para que la roca se rompa, σ_o es la cohesión, $\tan(\phi)$ es el coeficiente de fricción interna y σ_N es el esfuerzo normal. La ecuación anterior es equivalente a las relaciones geométricas en el círculo de Mohr. En la figura 4.1 se observa que la envolvente corta un punto tangente al círculo, este punto marca el esfuerzo de cizalla y normal bajo los cuales ocurrirá la rotura. Una parte del esfuerzo de cizalla pertenece a la cohesión del material y se obtiene directamente del diagrama de Mohr, donde la envolvente corta al eje de σ_c ; el resto del esfuerzo de cizalla representa el esfuerzo requerido para superar la resistencia del material como indica la relación 4.1, dicha resistencia depende del coeficiente de fricción interna y del esfuerzo normal aplicado.

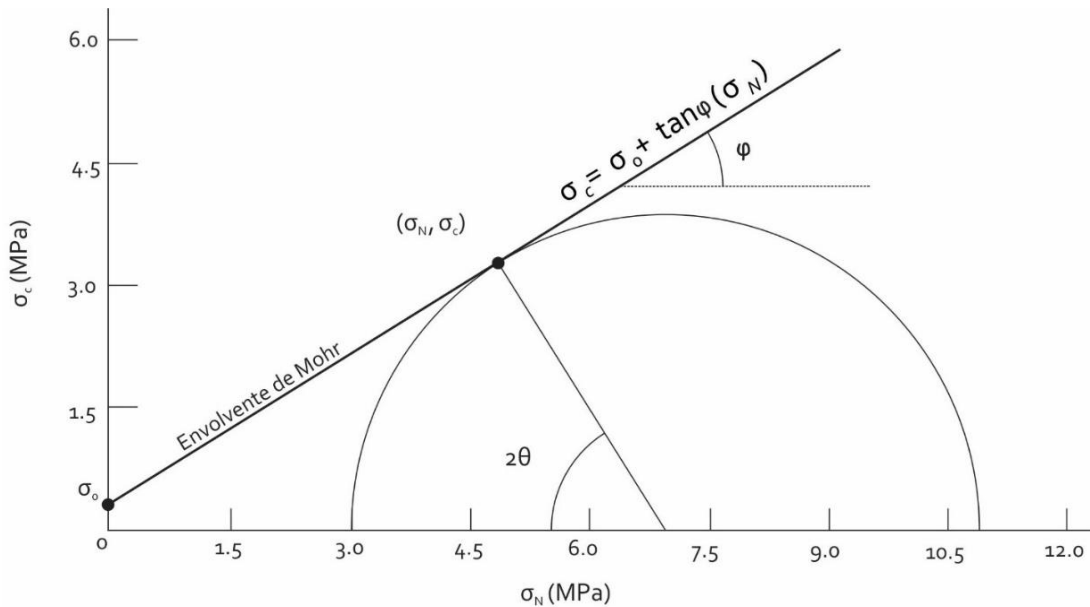


Figura 4.1.- Construcción de la envolvente de Mohr, donde se define a la cohesión (σ_o), el ángulo de fricción interna (ϕ) y los esfuerzos normal y de cizalla (σ_{Nr} , σ_{cr}) bajo los cuales ocurrirá la rotura (Modificado de Davis y Reynolds, 1996).

El desarrollo dinámico de las fallas producidas bajo compresión, está fuertemente influenciado por el ángulo de fricción interna de los materiales. El ángulo de fricción interna de muchas de las rocas que se encuentran en la corteza superior se encuentra entre 25° y 35° ; por consecuencia, el coeficiente de fricción interna estará entre 0.466 y 0.700. El ángulo de fricción

interna (φ) puede ser determinado a través del ángulo (θ) que existe entre la superficie de fractura y la dirección de máximo esfuerzo compresivo (σ_1) (Figura 4.1).

$$\varphi = 90 - 2\theta \quad 4.2$$

En los materiales análogos utilizados en los experimentos, es fundamental tomar en cuenta su ángulo de fricción interna para poder simular correctamente el comportamiento frágil de las rocas.

Condiciones de frontera.

En experimentos con cajas de arena, la deformación es inducida mediante un mecanismo muy sencillo. Este consiste de una parte rígida (contrafuerte) que empuja o detiene a los materiales para generar la deformación (Cowan y Silling, 1978). Respecto a los materiales del contrafuerte, los más apropiados suelen ser placas de madera, metal o acrílico. En ocasiones y, dependiendo del experimento, el contrafuerte puede ser deformable. Los modelos hechos en cajas de arena se diseñan tomando en cuenta ciertas condiciones de frontera de acuerdo con dos miembros extremos. Por un lado se tienen los modelos de subducción (Ellis, 1996), donde la parte basal del experimento es la que se mueve y arrastra al material que está encima hacia el contrafuerte. En el segundo caso, se tienen a los modelos donde el contrafuerte se mueve (Peltzer *et al.*, 1982). A pesar de las diferencias en las condiciones de frontera de estos dos casos; la deformación inducida es similar para ambos debido a que el campo de velocidad es el mismo; aunque la dirección de los vectores de desplazamiento sea opuesta, su amplitud es idéntica (Figura 4.2. Schreurs *et al.*, 2006). En ambos casos, el campo de velocidad está caracterizado por un plano singular localizado en el frente de la cuña, donde las los vectores de velocidad horizontales cambian abruptamente y donde se ubica el frente de deformación (Willett *et al.*, 1993). A este plano se le llama comúnmente “discontinuidad del campo de velocidad” o “singularidad” (Figura 4.2)

Por otro lado, un problema común en muchos de los experimentos es el efecto inducido por la fricción a lo largo de las paredes de la caja de acrílico lo que resulta en fallas arqueadas en planta. La aplicación de un revestimiento de baja fricción en las paredes ayuda a disminuir el aspecto arqueado de las fallas observadas en planta. En el caso de los experimentos de

subducción, el arco de fallas es cóncavo hacia el contrafuerte, mientras que en el caso del modelo de convergencia, ocurre lo contrario (Figura 4.2; Cubas *et al.*, 2010). Estas diferencias reflejan la orientación opuesta del esfuerzo de cizalla en las paredes de la caja de acrílico.

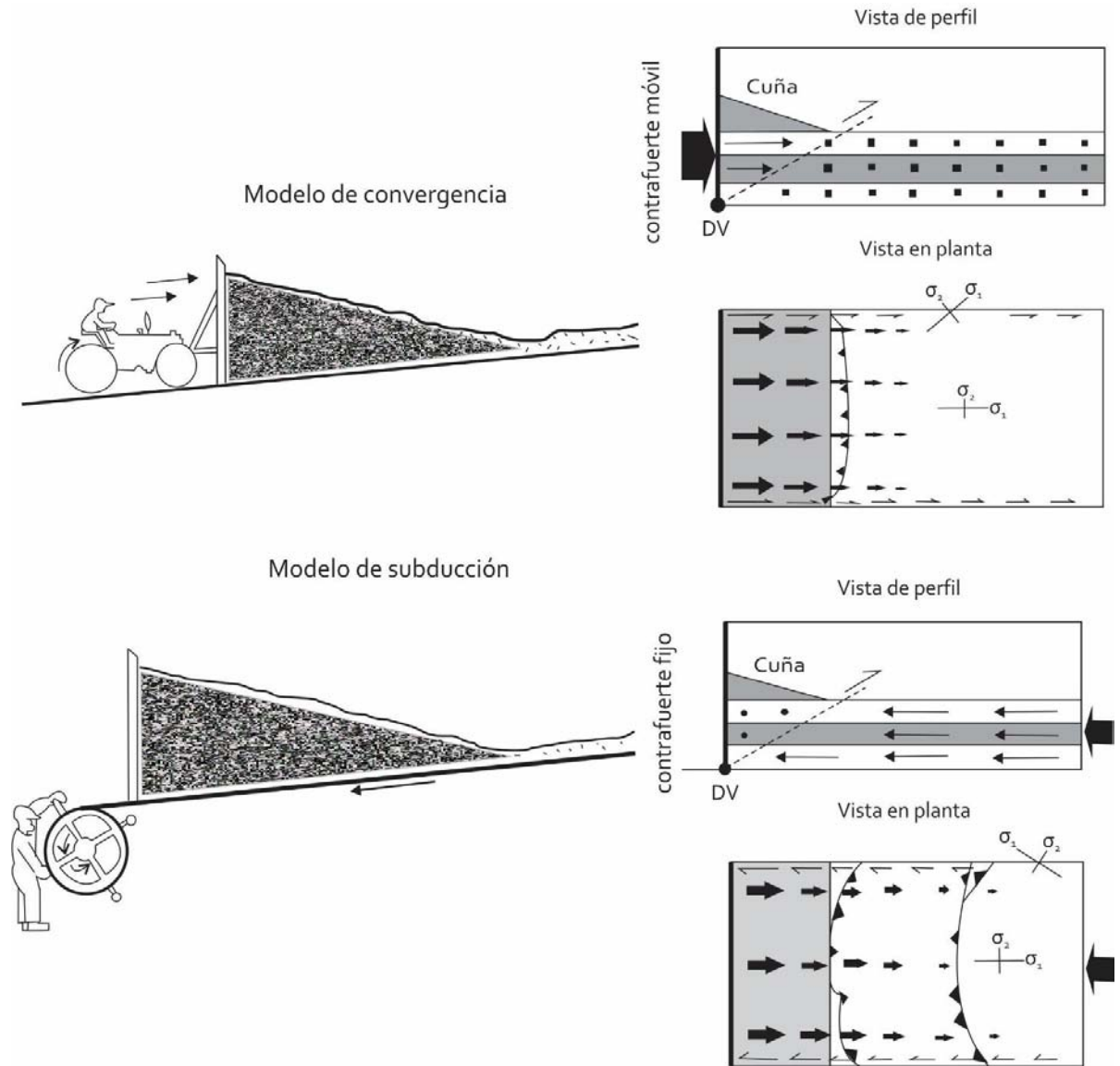


Figura 4. 2.- Mecanismos de inducción de la deformación en las cajas de arena. Por un lado se tienen los modelos de convergencia donde el contrafuerte es móvil y se desplaza hacia el antepaís. En el otro caso, se tiene el modelo de subducción donde el contrafuerte es fijo y el material es arrastrado desde la base y chocado contra el contrafuerte. En ambos modelos existe un punto en donde los vectores de velocidad cambian abruptamente, este punto se llama discontinuidad del campo de velocidad (DV). Modificado de Schreurs *et al.*, 2006 y de Dahlen y Barr, 1989.

La mayor diferencia entre las condiciones de frontera de distintos experimentos en laboratorios alrededor del mundo está relacionada con la gravedad (g). Algunos experimentos se realizan bajo condiciones de gravedad normal, mientras que otros usan centrifugadoras para escalar las fuerzas de cuerpo.

Experimentos escalados bajo un campo de gravedad constante. Por razones técnicas, muchos modelos son realizados bajo condiciones de gravedad normal ($g^*=1$). El ajuste que se hace en este tipo de modelos, para que puedan trabajar con estas condiciones de gravedad, es mediante el cambio de las propiedades físicas de los materiales como densidad, cohesión y viscosidad, así como de las dimensiones del modelo (Ramberg, 1981). Bajo estas condiciones, los materiales granulares secos, son ideales para modelar el comportamiento frágil de la rocas competentes, debido a que tiene un ángulo de fricción interna similar a las rocas naturales ($25-45^\circ$), un valor de densidad razonable ($1.3-1.7 \text{ gr/cm}^3$) y son no cohesivos o tienen una cohesión baja ($10-500 \text{ Pa}$); lo cual es válido para los modelos de cajas de arena (Dennis y Hall, 1978; Dixon, 1974, 1975). Además de estas características, los materiales granulares son fáciles de conseguir, baratos y pueden prepararse y manejarse con cierta facilidad en el laboratorio.

Experimentos en un campo de gravedad escalado. En algunos experimentos se han modificado las condiciones de la gravedad natural mediante el uso de centrifugas. Éstas tienen como propósito incrementar la fuerza de la gravedad natural en varios órdenes de magnitud. Esta amplificación, implica también un cambio en los materiales utilizados para los experimentos (Dennis y Hall, 1978; Dixon, 1974, 1975; Dixon y Liu, 1992; Dixon y Summers, 1985; Liu y Dixon, 1990; Noble y Dixon, 2011; Ramberg, 1981). Los materiales comúnmente utilizados son siliconas y plastilina.

Aunque este tipo de modelos tuvieron mucho auge entre 1970 y 1990, actualmente son escasos debido a su alto costo y a que los materiales utilizados para estos experimentos pueden ser sustituidos por otros correctamente escalados en condiciones de gravedad natural.

Escala

Los modelos realizados con cajas de arena suelen ser muy utilizados debido a que pueden ser razonablemente bien escalados (Brun, 2002; Davy y Cobbold, 1991; Hubbert, 1937; Ramberg, 1981). En los experimentos donde se modela la parte superior de la corteza, comúnmente se utilizan dos tipos de reologías:

- Reología frágil, que involucra a rocas competentes como granitos o rocas sedimentarias litificadas.
- Reología viscosa, la cual considera a las rocas incompetentes como las evaporitas, lutitas o margas.

En la reología frágil se asume un comportamiento Mohr-Coulomb de los materiales (Ecuación 4.1.). Para este caso, las relaciones básicas de escala entre el modelo analógico y la naturaleza están dadas por parámetros como la cohesión (C), la densidad (ρ), la gravedad (g) y la dimensión lineal (L) (Horsfield, 1977; Hubbert, 1951).

$$C^* = \sigma^* = \rho^* g^* L^* \quad 4.3$$

En la expresión anterior * representa la relación entre la escala del modelo (m) y de la naturaleza (N) para cada parámetro (Ej. $C^* = C_m/C_N$).

En lo que respecta a la reología viscosa, se asume un comportamiento newtoniano de los materiales, donde la relación de escala entre el modelo y la naturaleza estará dada por los parámetros de viscosidad (η), esfuerzo (σ) y tasa de deformación (ϵ) a través de la siguiente expresión (Weijermars *et al.*, 1993):

$$\sigma^* = \eta^* \epsilon^* \quad 4.4$$

La relación del tiempo (t^*) entre el modelo y la naturaleza puede ser derivado de la expresión anterior tomando en cuenta ϵ^* . Dado que el proceso es difusivo, el tiempo escala como la viscosidad cinemática (ν), donde la l es la longitud característica del problema ($t = l / \nu$).

4.2.- Modelado de la sección estructural Vizarrón-Tamazunchale.

Los modelos analógicos a escala son muy útiles para analizar de manera detallada la evolución de una cuña orogénica. En el caso particular de los modelos de cajas de arena, permiten construir experimentos de manera relativamente sencilla, ya que resuelven el problema del escalamiento de la gravedad. Además de los aspectos relacionados con la implementación de los experimentos (escala, materiales, equipo), se tiene que tomar en cuenta la información obtenida de observaciones en la naturaleza como: geometría inicial, estratigrafía, variación de la deformación y geometría de la estructuras; ya que dicha información ayuda a comparar los resultados obtenidos del modelado con lo observado en la naturaleza.

Con el conocimiento acumulado de varios trabajos a través de los años en la sección estructural Vizarrón-Tamazunchale (Mendoza-Rosales, 1990; Hernández-Jáuregui, 1997; Suter, 1984, 1987; Carrillo-Martínez, 1990, 2000; Vásquez-Serrano, 2010; Ortega-Flores, 2011; 2014; Fitz-Díaz *et al.*, 2011a, 2011b, 2012, 2014a, 2014b) se ha podido establecer con cierta precisión la estratigrafía y las variaciones en la deformación dentro de dicha sección, lo cual es fundamental para validar los resultados del modelo.

En los siguientes apartados abordaremos los objetivos, metodología y los resultados del modelado analógico de la sección Vizarrón-Tamazunchale.

Objetivos.

Objetivo general.

Analizar la deformación de las rocas de la sección Vizarrón-Tamazunchale mediante la implementación de modelos analógicos a escala que reproduzcan lo observado en la naturaleza.

Objetivos particulares.

- Determinar la influencia de las variaciones mecánicas laterales en el desarrollo de la cuña.

- Determinar la influencia que tienen los depósitos sintectónicos en la geometría y en las variaciones de deformación dentro de la cuña.
- Establecer la influencia de los procesos superficiales en el desarrollo de la cuña.

Metas.

- Buscar los materiales granulares adecuados para modelar la estratigrafía de la sección.
- Determinar la geometría inicial de las rocas antes de ser deformadas a través de experimentos y observaciones de campo hechas en éste y otros trabajos.
- Diseñar e implementar modelos que ayuden a entender la deformación observada en la naturaleza.

4.2.1.-Cambios laterales de facies en la sección Vizarrón-Tamazunchale.

La sección estructural Vizarrón-Tamazunchale presenta variaciones mecánicas laterales debidas a cambios de facies en las rocas (Figuras 2.1 y 2.2). De acuerdo con lo que se conoce de esta sección, es evidente que dichas variaciones juegan un papel fundamental en la geometría, distribución y acomodo de la deformación dentro de la cuña. Por ejemplo, en las rocas masivas calcáreas de plataforma la deformación se acomoda a través de fallas inversas y fracturas (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Vásquez-Serrano, 2013); mientras que en rocas estratificadas de cuenca, la deformación es acomodada mediante pliegues (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Con base en lo anterior, es fundamental diseñar experimentos tomando en cuenta estas variaciones mecánicas laterales para obtener mejores resultados.

En los modelos analógicos con cajas de arena es común el uso de arena de cuarzo para modelar cuñas orogénicas (Hubbert, 1937; 1951; Cruz *et al.*, 2010; Wu *et al.*, 2010; Wu y McClay, 2011). Sin embargo, el solo usar arena de cuarzo para modelar la sección Vizarrón-Tamazunchale no es suficiente, ya que no existiría la variación mecánica lateral observada en la naturaleza. Debido a esto surgió la necesidad de buscar materiales granulares diferentes a la arena de cuarzo, que nos ayudaran a implementar mejor los experimentos.

4.3.-Metodología.

4.3.1.- Materiales granulares y el ángulo de reposo.

Los materiales granulares o no cohesivos, como la arena de cuarzo, tienen propiedades mecánicas similares a las de las rocas cuando son deformados en condiciones de gravedad constante ($g^*=1$. Hubbert, 1937). Una propiedad importante que tienen los materiales granulares es su coeficiente de fricción interna, el cual se define como:

$$\mu = \tan (\varphi) \quad 4.5$$

Este parámetro puede ayudarnos a clasificar distintos tipos de arenas con un coeficiente de fricción particular, que sean similares a distintos tipos de rocas. El ángulo de fricción interna se puede obtener de dos maneras, mediante equipos especializados donde se realizan experimentos que inducen un esfuerzo de cizalla en el material o a través de su ángulo de reposo (Donath, 1961; Hubbert, 1951). En muchos trabajos se han hecho experimentos que comprueban que existe una relación directa entre el ángulo de fricción interna y el ángulo de reposo de los materiales granulares (Hubbert, 1951; 1958; Solaque-Guzmán y Lizcano Peláez, 2008). Para obtener el ángulo de reposo se construye un cono estable de material granular en el cual se mide su pendiente. En general el ángulo de reposo en los materiales granulares depende de la forma y tamaño de los granos (Rodas y Rousé. 2010). En este trabajo se utilizaron tres técnicas para la obtención de ángulo de reposo, las cuales se describen a continuación.

Método del embudo fijo. Éste método consiste en colocar un embudo (generalmente de vidrio) a una altura fija y verter material hasta que se construya un cono. Una vez que se forma el cono de material, se procesa a medir la pendiente de dicho cono, que equivale al ángulo de reposo (Figura 4.3). Es importante tomar en cuenta que el diámetro de la salida del embudo debe ser por lo menos 3 veces mayor al tamaño del clasto más grande del material para que éste pueda fluir adecuadamente (Solaque-Guzmán y Lizcano Peláez, 2008). Otro aspecto a considerar es la superficie donde cae el material, la cual debe ser homogénea y tener una baja fricción, por lo que suele usarse una superficie de vidrio.

Método del embudo móvil. Para este método se utiliza un embudo en donde inicialmente la punta (salida) está pegada a la superficie; una vez en ésta posición, se vierte material hasta llenar el cono y se va levantando lentamente hasta que todo el material sale formando un cono. Posteriormente se mide su ángulo de reposo. A diferencia del método anterior, éste ayuda a que el material no se disperse sobre la superficie donde se forma el cono (Figura 4.3).

Método del cilindro rotatorio. En esta técnica se utiliza un cilindro de vidrio transparente. Este cilindro es llenado hasta la mitad por el material, se tapa y se coloca en posición horizontal; en esta posición se hace girar hasta que el material se estabiliza en una pendiente, la cual representa al ángulo de reposo (Figura 4.3).

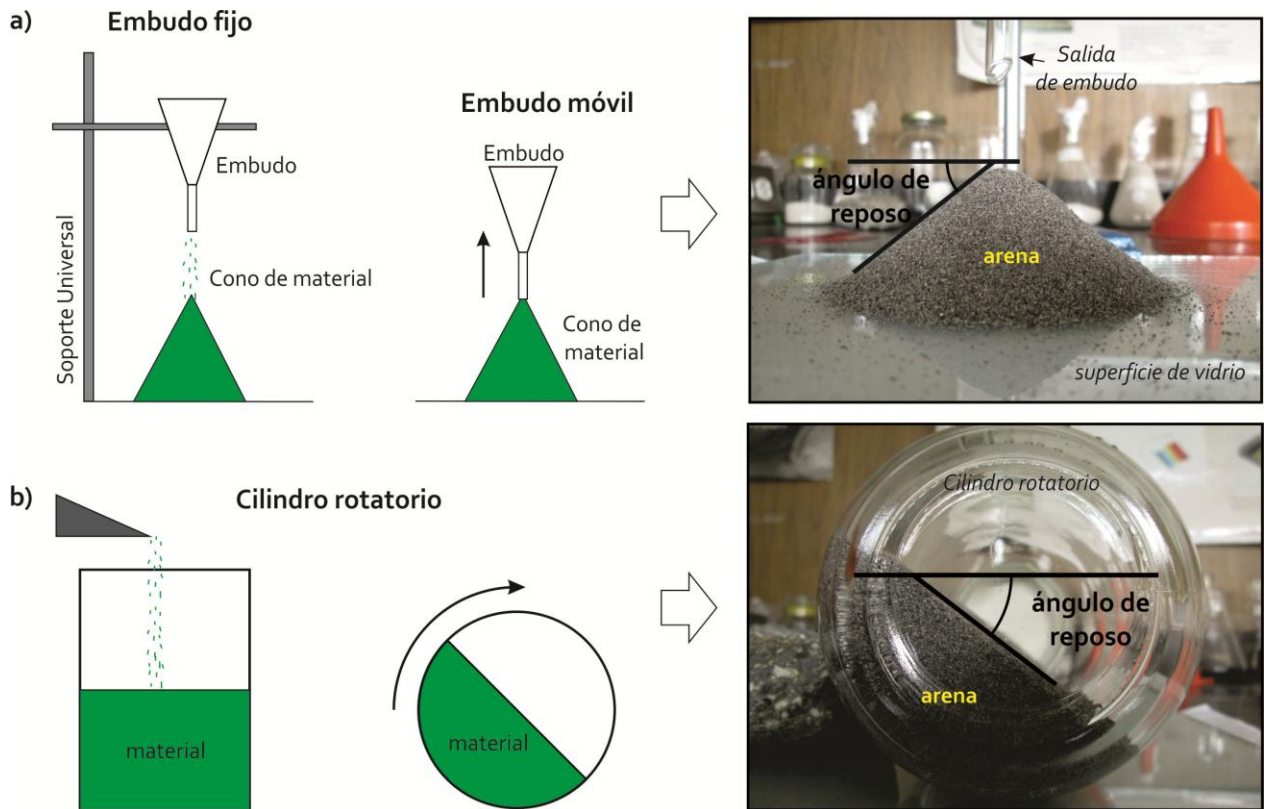


Figura 4.3.- Metodología para la medición del ángulo de reposo; a) método de embudo fijo y móvil e imagen del ángulo de reposo, b) método del cilindro rotatorio e imagen de la manera en cómo se estima el ángulo de reposo.

Los experimentos para obtener el ángulo de reposo se realizaron en el laboratorio de Modelado Analógico del Instituto de Geología de la UNAM. El procedimiento para la obtención de dicho ángulo en el laboratorio fue el siguiente:

- Se buscaron y reunieron en el laboratorio un grupo de materiales granulares (principalmente arenas) con distintas características. En total se caracterizaron 10 tipos de material.
- Se realizó una descripción en microscopio estereoscópico de los materiales para conocer el tamaño, forma y composición de los clastos.
- Para cada material se realizó una serie de 10 experimentos de ángulo de reposo por cada técnica (embudo fijo, embudo móvil y cilindro rotatorio), dando lugar a 30 experimentos por cada material. De cada serie de experimentos se obtuvo el promedio del ángulo de reposo.

Finalmente, se reunieron los datos obtenidos y se clasificaron los materiales según su ángulo de reposo.

4.3.2.- Diseño e Implementación de los modelos analógicos.

Los modelos de la sección Vizarrón-Tamazunchale se realizaron en el laboratorio de Modelado Analógico; mediante la técnica de modelado de convergencia (Figura 4.2). Los materiales y equipos que se utilizaron para cada experimento fueron: una caja de acrílico que tiene 20 cm de altura, 30 de ancho y 140 cm de longitud, un motor a pasos de alta potencia para inducir el movimiento, una serie de lámparas ubicadas alrededor del experimento para iluminarlo y una cámara fotográfica de alta resolución para tomar fotos del experimento en perfil (Figura 4.4).

El procedimiento para construir el experimento inicia con el diseño de la geometría inicial (sin deformación) de la sección a modelar tomando en cuenta información previa de campo. Después la estratigrafía a modelar se reproduce en la caja de acrílico con capas de arena. Estas capas de arena se construyen vertiendo arena a manera de lluvia de forma continua y homogénea para que la capa tenga un espesor constante. Se suelen colocar varias capas de diferentes colores para observar la deformación de las capas durante el experimento. En el caso de la sección estudiada, además se usaron distintos materiales para simular las variaciones mecánicas laterales presentes en la sección modelada.

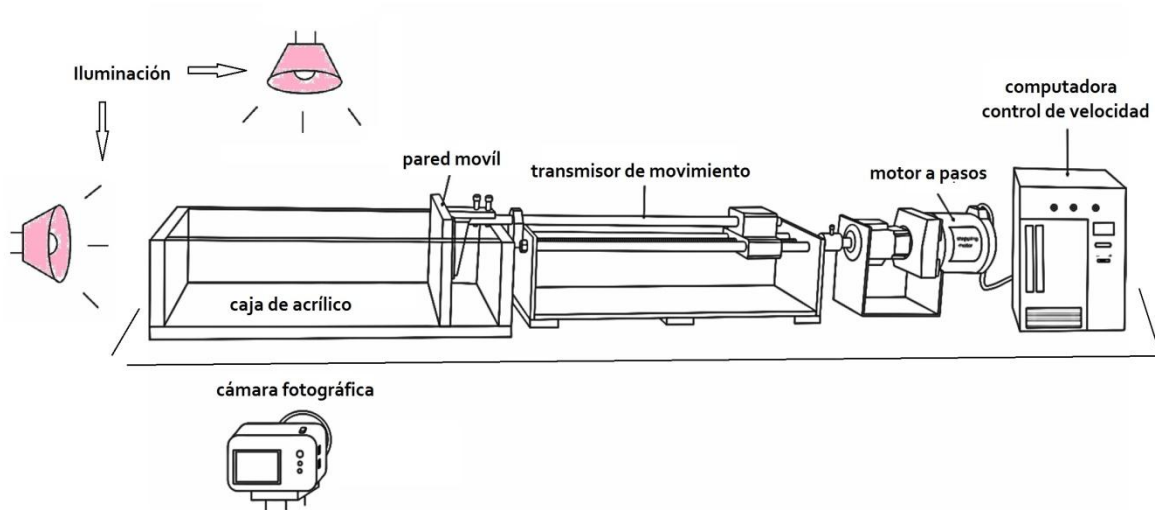


Figura 4.4.- Esquema representativo del equipo utilizado en el laboratorio de Modelos Analógicos del Instituto de Geología, nótese las partes que constituyen el equipo.

Es importante contar con iluminación apropiada para poder tomar fotografías de buena calidad para su posterior análisis. También es importante colocar la cámara fotográfica perpendicular a la sección transversal del experimento, a una distancia suficiente para poder usar el acercamiento de la cámara para disminuir la distorsión esférica. La cámara suele programarse para tomar fotografías con una frecuencia determinada, la cual dependerá de las necesidades y objetivos del experimento. En los experimentos realizados en este trabajo se tomaron fotografías cada 5 min.

La duración del experimento dependerá de la velocidad de desplazamiento del contrafuerte (pared móvil). En general, los modelos suelen correrse en un tiempo que va de 4 a 20 horas.

Con base en los objetivos planteados anteriormente, se diseñaron y construyeron 5 experimentos de la sección estructural Vizarrón-Tamazunchale. Los resultados de estos modelos y del ángulo de reposo de los materiales utilizados se presentan en los siguientes apartados.

4.4.-Ángulo de reposo de los materiales usados en los experimentos.

En la naturaleza, cada tipo de roca tiene su propio ángulo de fricción interna. Las rocas estratificadas, por ejemplo, suelen tener un ángulo de fricción que va de 22° - 35° , mientras rocas masivas y cristalinas dicho ángulo se encuentra en el rango de 38° - 45° (Donath, 1961; Handin, 1969; Colmenares y Zoback, 2002; Chang *et al.*, 2006; Fitz-Díaz *et al.*, 2011a). Uno de los objetivos principales de este trabajo fue encontrar los materiales adecuados que permitiera modelar la sección Vizarrón-Tamazunchale, la cual presenta cambios laterales en el ambiente sedimentario (Figura 2.1). Las rocas carbonatadas masivas parcialmente dolomitizadas y de estratificación gruesa tienen un ángulo de fricción interna alto ($\sim 40^{\circ}$). Por otra parte la caliza arcillosa de estratificación delgada típica de cuenca con un ángulo de fricción moderado ($\sim 30^{\circ}$).

Los materiales granulares son arenas de distintos tamaños, composición y forma (Figura 4.5). De acuerdo con su composición, los materiales se pueden agrupar en arena de cuarzo, arena de basalto, arena de pómez y arena cuarzo-feldespática. Estas arenas varían en su tamaño, el cual va de 0.25 a 2 mm de diámetro. Su forma también varía, la arena de basalto presenta formas más angulosas y la arena de cuarzo redondeadas. Un caso especial son las microesferas de vidrio, las cuales son un material granular muy utilizado en los modelos analógicos para simular rocas con bajo ángulo de fricción interna. Este material se caracteriza por tener esferas que van de 0.25 a 0.5 mm de diámetro. Para la arena de pómez, además de este material, también contiene minerales como cuarzo, biotita, feldespato y anfíbol, todos con una forma de sub-angulosa a angulosa.

Los resultados del análisis del ángulo de reposo muestran que la arena de basalto gruesa tiene el ángulo promedio más alto de 43° , mientras que las microesferas de vidrio presentan el ángulo más bajo con 22° en promedio. Los otros materiales tienen ángulos de reposo que en orden descendente son los siguientes: arena de basalto fina, 41° , arena de pómez, 40° ; arena cuarzo-feldespática gruesa, 39° ; arena cuarzo-feldespática fina, 38° ; arena de cuarzo, 34° ; mezcla de arena de cuarzo con diamantina, 33° ; arena fina de cuarzo, 30° y arena de cuarzo con bolitas de pasta, 28° (Figura 4.6).

De los materiales analizados, podemos encontrar que varios de ellos caen en el rango del ángulo de fricción interna de las rocas que se pretenden modelar, en particular la arena de basalto gruesa y la arena de cuarzo pueden ser los materiales adecuados debido a que hay una diferencia de $\sim 10^\circ$ entre sus ángulos de reposo (Figura 4.6).

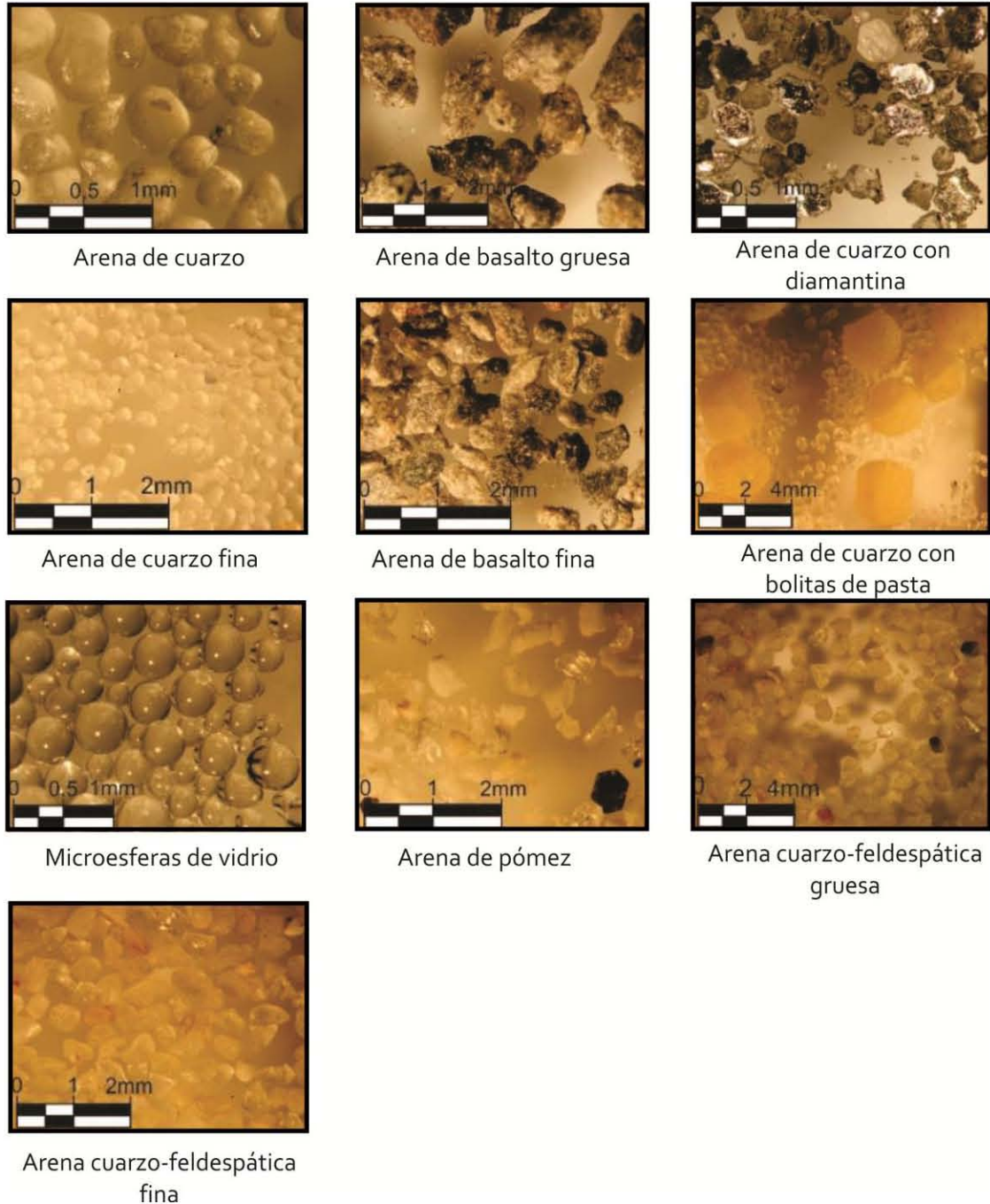


Figura 4.5.- Fotografías en microscopio estereoscópico de los materiales utilizados en las mediciones del ángulo de reposo y en los modelos de la sección Vizarrón-Tamazunchale.

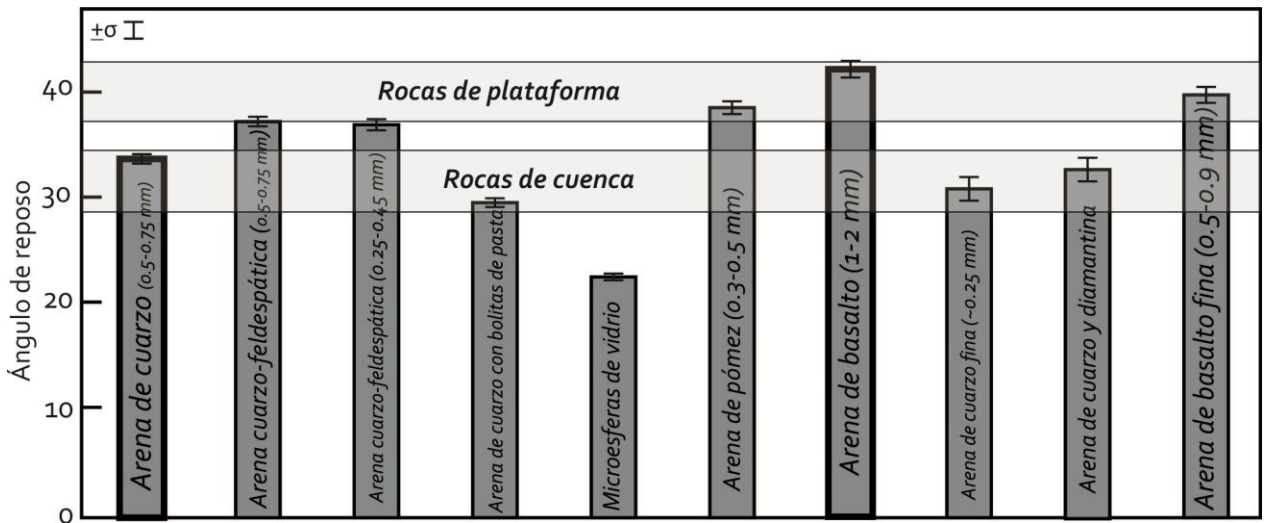


Figura 4.6.- Resultados del ángulo de reposo medido a distintos materiales granulares y rangos promedio del ángulo de fricción interna para rocas de plataforma y cuenca.

4.5.-Experimentos de la sección Vizarrón-Tamazunchale.

Una vez seleccionados los materiales apropiados que se utilizaron en el modelado analógico, se prosiguió a realizar un plan de trabajo que contemplará el diseño y la implementación de los experimentos. Para el diseño de los experimentos, se tomaron en cuenta algunas consideraciones fundamentales como: geometría de los cuerpos que representan a las distintas unidades geológicas, geometría de las fronteras entre cuencas y plataformas, longitud de la secuencia sedimentaria sin deformación, espesor de las unidades sin deformación, inclinación de la superficie de despegue y velocidad de desplazamiento. Todos estos aspectos se pudieron abordar gracias a la información que existe en varios trabajos previos (Suter, 1984, 1987; Carrillo-Martínez 1990, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011a, 2011b, 2012; 2014a, 2014b, 2017) y con los datos de campo obtenidos en este trabajo.

En general, se corrieron cinco experimentos que tienen las siguientes características: experimento M-SVT₁, modelo con material homogéneo, se realizó utilizando sólo capas de arena de cuarzo con una base de microesferas de vidrio para simular una superficie de despegue suave. Este experimento se utilizó como base para simular una cuña orogénica con material homogéneo (Davis *et al.*, 1983). Para el experimento M-SVT₂, modelo con cuencas y plataformas, se simuló las variaciones mecánicas laterales producidas por el cambio lateral de

facies observado en la sección geológica natural, éste modelo no incluye al paquete sintectónico. En el del modelo M-SVT₃, modelo con depósitos sintectónicos, se incluyó a los depósitos sintectónicos representados por las formaciones Soyatal y Méndez presentes en la sección, con el objetivo de analizar su influencia en el desarrollo de la cuña (capa de arena fina de cuarzo, Figura 4.7). Finalmente, para los experimentos M-SCT₄ (modelo con erosión sintectónica) y M-SCT₅ (modelo con sedimentación sintectónica) se analizó la influencia que tienen los procesos superficiales en el desarrollo y evolución de la cuña.

En los siguientes apartados se presentan los resultados de cada experimento relacionados con el desarrollo y evolución de sección estructural y la influencia que tienen algunas variables como: presencia del paquete sedimentario sintectónico, erosión y sedimentación sintectónica.

4.5.1.- Materiales, diseño y escala.

El paquete deformable tiene un espesor de 2.5 cm, lo cual representa en la naturaleza aproximadamente 5.3 km de espesor de rocas sedimentarias (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Con base en las relaciones de escalamiento utilizadas en modelos analógicos (Ecuación 4.3; Hubbert, 1937; Ramberg, 1981; Cobbold *et al.*, 1993; Koyi, 1996; Schellart, 2000; Persson y Sokoutis, 2002; Cruz *et al.*, 2010; Wu y McClay, 2011), $C^*=0$ y $\rho^*\sim 1.5$, dado que la gravedad en el modelo es la misma que en la naturaleza ($g^*=1$, Hubbert, 1951). Esto resulta en un factor de escala para los experimentos de 7.07×10^{-6} (Tabla 4.1).

Tabla 4.1.- Propiedades de los materiales utilizados en los modelos

Material	Densidad (kg/m ³)	Ángulo de reposo(°)
Arena de cuarzo	1500	33
Arena de basalto	1900	42
Arena fina de cuarzo	1500	30
Microesferas de vidrio	1400	24

Se considera que la gravedad $g=9.81 \text{ m/s}^2$, y que el factor de escala es de 7.07×10^{-6} .

La sucesión basal está constituida por una capa de microesferas de vidrio con un espesor de 0.1 cm depositada sobre el acrílico y que funciona como una superficie de despegue suave (Chapple, 1978). Sobreyaciendo a esta capa se colocaron distintas capas dependiendo del experimento a realizar, por ejemplo, para el experimento M-SVT1 los siguientes 2.4 cm de material son de arena de cuarzo dispuesto en capas de distinto color. Para los experimentos M-SVT2-5, sobre la capa de microesferas de vidrio, se colocó una capa de 1.1 cm de arena de cuarzo, la cual representa a las sucesión sedimentaria que está por debajo de las rocas de cuenca y plataforma (Figura 4.7). Dependiendo de su posición dentro de la sección sin deformar (Fitz-Díaz *et al.*, 2012), se colocaron las capas de material relacionadas a las rocas de plataforma y de cuenca, las cuales están representadas por arena de basalto (espesor=0.8 cm) y arena de cuarzo (espesor=0.4 cm) respectivamente. Finalmente, para el caso de los depósitos sintectónicos, se utilizó arena de cuarzo fina con un espesor máximo en las cuencas de 0.5 cm. Las dimensiones del paquete de material utilizado en cada experimento son de 130 cm de largo, 30 cm de ancho y 2.5 cm de altura (Figura 4.7).

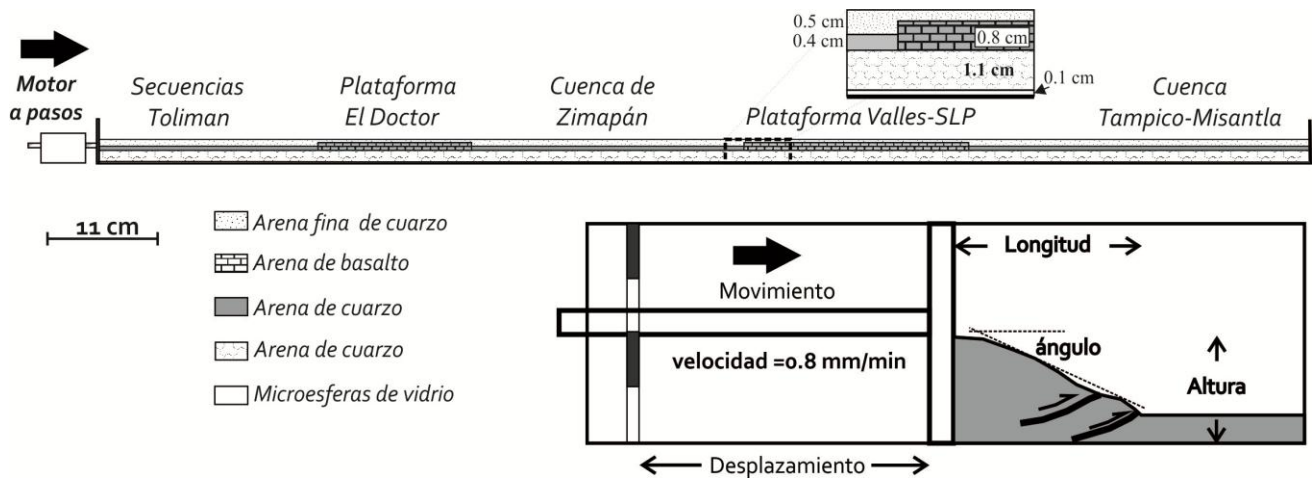


Figura 4.7.- Esquema representativo de la geometría inicial de los modelos analógicos realizados. Esta geometría está basada en la reconstrucción realizada por Fitz-Díaz *et al.* (2012) y en las observaciones de campo realizadas en este trabajo. Cada material representa rocas que fueron agrupadas según sus características mecánicas; la arena de cuarzo fina representa al paquete sintectónico (formaciones Soyatal y Méndez), la arena de basalto simula a las rocas de plataforma, la arena de cuarzo equivale a las rocas de cuenca (gris en el dibujo); mientras que la arena de cuarzo (blanco con relleno) son las rocas que están por debajo de las unidades de plataforma y cuenca. Finalmente las microesferas de vidrio representan una superficie de despegue. En esta figura también se puede observar la definición de algunos parámetros de las cuñas, como: longitud, inclinación topográfica (ángulo) y altura; así mismo se muestra la velocidad a la cual corrieron los modelos.

La velocidad de desplazamiento utilizada para los experimentos fue de 0.8 mm/min y está basada en otros experimentos analógicos con dimensiones similares (Graveleau *et al.*, 2008; Cruz *et al.*, 2010; Wu y McClay, 2011).

4.5.2.- Procedimiento.

4.5.2.1.-Sedimentación sintectónica.

La sedimentación sintectónica puede ser modelada mediante la remoción de material en la parte trasera de la cuña y su deposición directa en la base (antepaís) de la superficie topográfica (Wu y McClay 2011). También se puede simularse la acción de sedimentación a través del tamizado del nuevo material en las depresiones (Cobbold *et al.*, 1989). Esta última técnica es la más utilizada debido a que reproduce de manera correcta lo que ocurre en el sistema cuenca de antepaís (DeCelles y Giles, 1996).

En las cuencas *piggy-back* las capas de arena son espolvoreadas para crear estratos horizontales, mientras que en la antefosa son progradantes con inclinación hacia el antepaís (Figura 4.8). Para el análisis de la deformación en los depósitos sintectónicos, es necesario que las capas que se espolvorean en las cuencas (*piggy-back* y antefosa) tengan marcadores finos interestratificados con el fin de poder observar las estructuras que se desarrollan y su evolución durante el experimento.

En este trabajo, el proceso de sedimentación sintectónica es simulado en base al trabajo de Wu y McClay (2011), en donde se vierte arena en las depresiones por encima de la cuña y en el frente de ésta. La cantidad de material que se añade dependerá de la tasa de sedimentación que se quiere simular. Diversos estudios hechos en orógenos activos y antiguos han establecido valores entre 0.1 y 1 mm/año (Suppe *et al.*, 1992; Hardy y Poblet, 1994) en tiempos geológicos (10^4 - 10^6 años).

Para el propósito de conocer cuál es la influencia que tiene la sedimentación sintectónica en el desarrollo de la sección Vizarrón-Tamazunchale se realizó un experimento con alta sedimentación (M-SVT5) para que el efecto sea más claro. La sedimentación es simulada agregando material (arena de cuarzo fino) al modelo después de que éste genera una cuña estable, es decir a partir de que el ángulo de la cuña es aproximadamente constante (Figura 4.7). El material es agregado a cada 1 cm de desplazamiento de la pared móvil, cuidando que se

que se genere una superficie topográfica de $\sim 5^\circ$ en el frente de la cuña. El espesor máximo del nuevo material es de 1-2 mm (Figura 4.8) para casa paso.

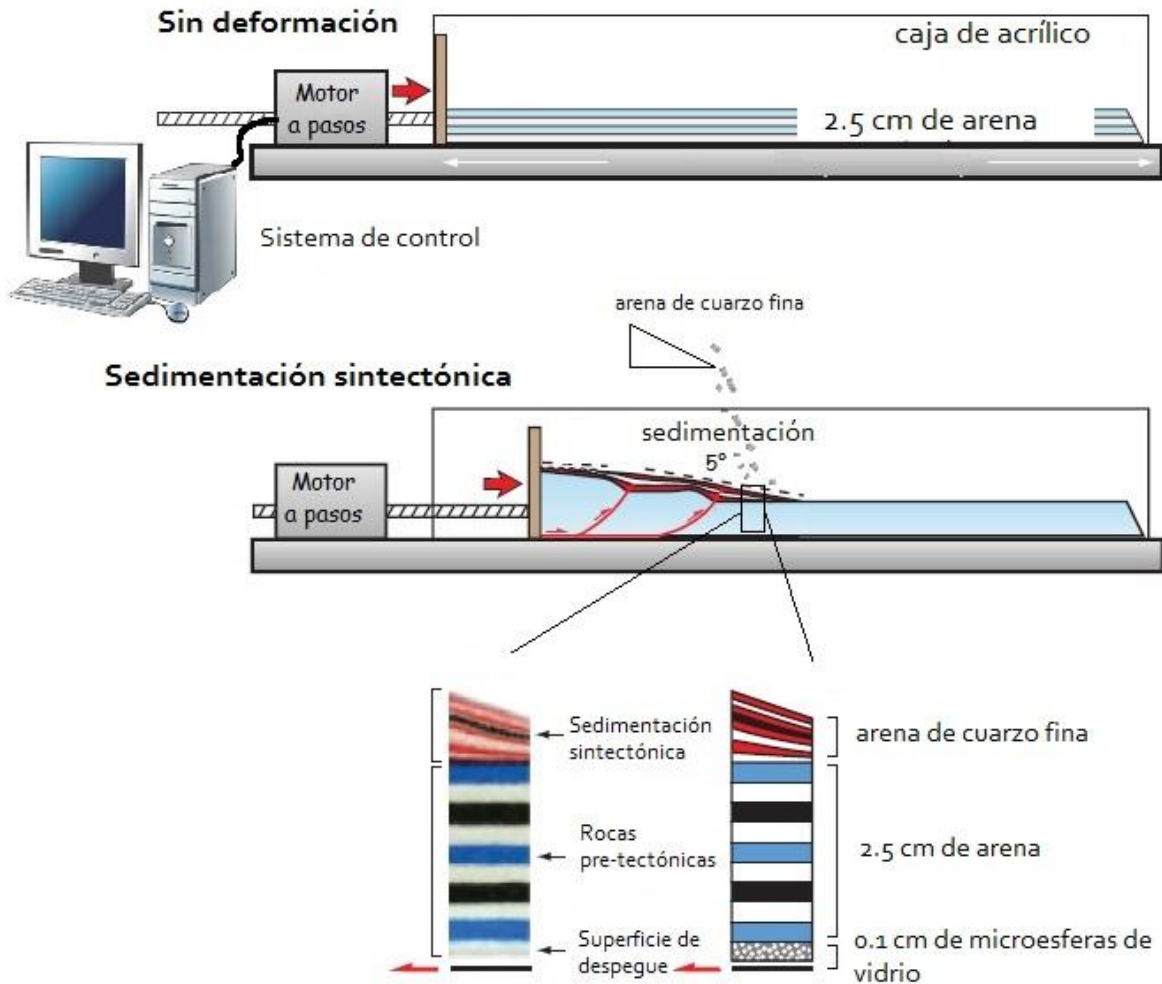


Figura 4.8.- Metodología para la simulación de la sedimentación sintectónica propuesta por Wu y McClay (2011), la cual es utilizada en los modelos.

4.5.2.2.- Erosión sintectónica.

La erosión es una variable fundamental que controla el desarrollo de una cuña orogénica (Beaumont *et al.*, 1992; Willett, 1999; Willett y Brandon, 2002; Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Dahlen, 1984; Mulugeta y Koyi, 1987; Dahlen y Suppe, 1988; Dahlen y Barr, 1989; Barr y Dahlen, 1989; Hilley *et al.*, 2004; Hilley y Strecker, 2004; Cruz *et al.*, 2010). Esto se debe a que la

erosión redistribuye la masa dentro de la cuña, lo cual modifica la distribución del esfuerzo dentro y fuera de ella (Davis *et al.*, 1983).

Los modelos de cajas de arena han sido ampliamente utilizados para simular la influencia que tienen los procesos superficiales (erosión y sedimentación) en el desarrollo de un sistema orogénico. En especial la simulación del proceso de erosión ha sido abordado a través de varias técnicas inspiradas en observaciones de campo (Cobbold *et al.*, 1993; Persson y Sokoutis, 2002; McClay y Whitehouse, 2004; Cruz *et al.*, 2008; Hoth *et al.*, 2008; Wu y McClay, 2011). Sin embargo, la mayoría de las metodologías propuestas no están basadas en reglas mecánicas y de erosión reales.

Hilley *et al.* (2004) proponen un modelo completo de erosión basado en principios geomorfológicos relacionados con la generación de cuñas orogénicas (Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Dahlen, 1984) y en procesos de erosión bien establecidos (Willett, 1999; Willett y Brandon, 2002; Whipple y Meade, 2004). Con base en este modelo Cruz *et al.* (2010) establecieron una serie de reglas para aplicar la erosión a modelos de caja de arena con base en la geometría de cuña que se genera al deformar un paquete horizontal de capas de arena. El modelo original de Hilley *et al.* (2004) incluye algunos parámetros relacionados con la mecánica interna de la cuña y con la erosión que ocurre en la superficie en un estado de equilibrio (Figura 4.9). En la formulación realizada por estos autores, la cuña se desarrolla bajo un régimen Mohr-Coulomb (Davis *et al.*, 1983), por lo que la superficie topográfica (α) y la superficie de despegue (β) se relacionan de la siguiente manera:

$$\beta = \frac{1}{2} \arcsin\left(\frac{\sin\varphi_b}{\sin\varphi}\right) - \frac{1}{2} \sin\varphi_b - \left[\frac{1}{2} \arcsin\left(\frac{\sin\alpha}{\sin\varphi}\right) - \frac{1}{2} \alpha\right] - \alpha \quad 4.5$$

Aquí φ_b es la fricción en la superficie de despegue y φ es la fricción del material dentro de la cuña.

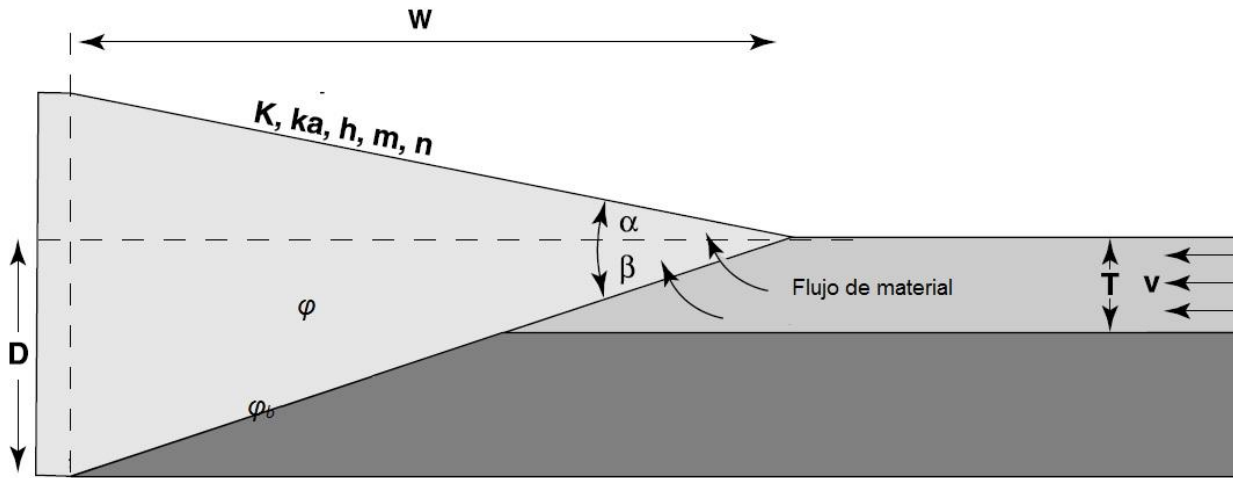


Figura 4.9.- Modelo de equilibrio mecánico y erosivo de una cuña orogénica propuesto por Hilley *et al.* (2004), donde se muestra el balance entre el material que es erosionado en el traspaís y el material incorporado en el antepaís de espesor T y a una velocidad v . Es importante notar la influencia que tienen los parámetros erosivos (D , K , k_a , h , m , y n ; ver texto) en la estabilidad de la cuña. Φ - ángulo de fricción interna del material que forma la cuña; φ_b -fricción en la superficie de despegue; W – longitud de la cuña; $\alpha + \beta$ - ángulo crítico de la cuña (Davis *et al.*, 1983).

El material en la cuña es removido de acuerdo con la regla de incisión de roca, donde el volumen o en este caso el área (tomada de la vista transversal en el modelo de caja de arena) erosionada está dada por:

$$Ar = \frac{Kk_a^m S^n W^{hm+1}}{hm+1} \quad 4.6$$

Donde Ar es el área removida, k_a es un coeficiente que depende del área y la longitud de la cuña, S es la pendiente de la cuña en la caja de arena, W es la longitud de la cuña, h es un exponente de la relación longitud-área, m es un exponente que se relaciona con el área erosionada y n es un exponente relacionado con la pendiente de la cuña. Si se establece el valor D en el modelo de Hilley *et al.* (2004) y si asumimos que todo el material erosionado es incorporado en la parte frontal de la cuña, tendríamos que:

$$Mi = vT \quad 4.7$$

Mi es el material incorporado a la cuña, v es la velocidad de convergencia y T es el espesor del material que se va incorporando a la deformación. En nuestro caso la velocidad de convergencia es de 3.3 mm/año y el espesor del material es de 5.3 km. En el próximo capítulo abordaremos más sobre cómo se calculó la velocidad de convergencia para este trabajo.

Con el desarrollo de la cuña a través del tiempo, su geometría triangular se mantiene en equilibrio mecánico, por lo que la diferencia de área en sección transversal de un paso a otro en el tiempo está establecida por:

$$\frac{da}{dt} = Mi - Ar \quad 4.8$$

Para un incremento de tiempo dado, la diferencial del área está dada por la siguiente expresión:

$$\frac{da}{dt} = \frac{\Delta A}{\Delta t} = vT - \left(\frac{Kk_a^m S^n W^{hm+1}}{hm+1} \right) \quad 4.9$$

Asumiendo que $\Delta A = A_2 - A_1$, se obtiene una expresión que relaciona la pendiente topografía (α) en dos momentos distintos (α_2 y α_1) con los parámetros antes mencionados (Figura 4.10).

$$A_{1,2} = \frac{1}{2} W^2 \tan \alpha_{1,2}$$

$$\alpha_2 = \alpha_1 + \tan^{-1} \left[\frac{2\Delta t}{W^2} \left(vT - \frac{Kk_a^m S^n W^{hm+1}}{hm+1} \right) \right] \quad 4.10$$

En la expresión anterior α_1 es la pendiente topográfica en cualquier instante de tiempo y α_2 es la pendiente topográfica después de aplicar la erosión. El parámetro K es la transportabilidad de las rocas y está controlado por la resistencia a la erosión. Si las rocas tienen una alta resistencia a la erosión K será pequeño, mientras que si las rocas son débiles este parámetro tendrá valores

mayores. Una relación similar se establece con el clima, si éste propicia una alta erosión (clima lluvioso) K tendrá valores grandes, mientras que si por el contrario se tiene un clima árido con baja erosión entonces K será pequeño (Howard y Kerby, 1983; Stock y Montgomery, 1999; Hilley *et al.*, 2004). Valores típicos encontrados en sistemas orogénicos con alta (Taiwan) y baja erosión (Los Himalaya) se encuentran en un rango de $1.1-1.2 \times 10^{-5} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$ y $2-1.1 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$ respectivamente (Hilley *et al.*, 2004, Cruz *et al.*, 2010).

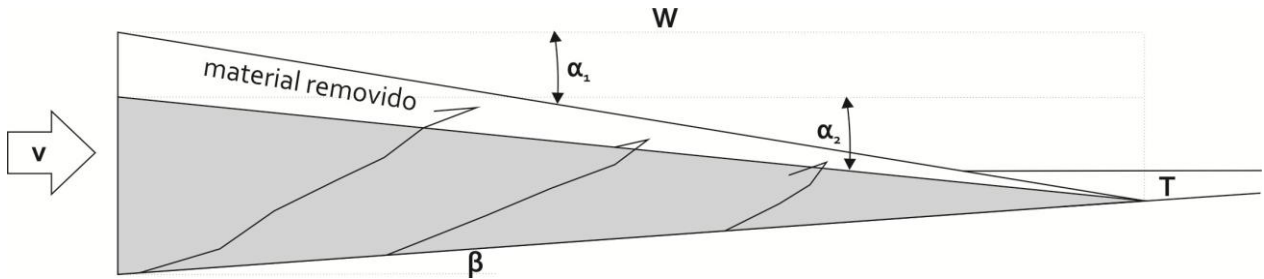


Figura 4.10.- Esquema representativo de la manera en la cual se remueve el material en cada paso de erosión basado la metodología por Hilley *et al.*, 2004 y Cruz *et al.*, 2010. Nótese que inicialmente la cuña tiene una pendiente topográfica α_1 , pero al aplicar la ecuación 4.10 se obtiene una nueva superficie topográfica con pendiente α_2 . W - longitud de la cuña; T -espesor del material incorporado en el antepaís; β -inclinación de la superficie de despegue; v - velocidad de desplazamiento.

Para el modelo de erosión sintectónica realizado en este trabajo (M-SVT₄) se utilizó una constante de erosión grande, ya que se tiene como objetivo primordial observar el efecto de la erosión en el desarrollo de la sección estructural Vizarrón-Tamazunchale. En la tabla 4.2 se muestra una lista de los parámetros de erosión y sus valores utilizados en el modelo M-SVT₄.

El proceso de erosión en el experimento consistió en remover el material ubicado por arriba de la pendiente α_2 a cada determinado tiempo (paso de erosión). Se realizaron tres pasos de erosión a cada 10 cm de desplazamiento de la pared móvil, lo cual representa periodos de tiempo de 7.5×10^6 años. La erosión inicio una vez que la cuña alcanzo su estabilidad, cuando la pendiente topográfica es constante. Esta etapa se alcanza a 20 cm de desplazamiento de la pared móvil o $\sim 15 \times 10^6$ años. Con cada paso de erosión se estimó la nueva pendiente α_2 utilizando la ecuación 4.10 y los parámetros de la tabla 4.2. Un aspecto importante es que el experimento en ningún momento se detuvo durante la corrida, por lo que se tuvo un desplazamiento continuo.

Tabla 4.2.- Parámetros de erosión usados en el modelo M-SCT₄

Parámetro	Valor
m	0.4
n	1
h	1.4
K (m ^{0.2} /año)	5X10 ⁻⁵
ka (m ^{0.6})	4
v (mm/año)	3.3
T (km)	5.3

4.5.3.-Evolución temporal de las cuñas experimentales.

Los resultados de los experimentos analógicos se presentan a continuación, describiendo y comparando a la vez las características observadas en cada uno de ellos.

4.5.3.1.- Modelo M-SVT₁, modelo con material homogéneo.

El desarrollo de la cuña homogénea inicia con la generación de un pliegue de despegue asimétrico con vergencia hacia el antepaís. El pliegue evoluciona a un pliegue simétrico que posteriormente es cortado por una densa serie de bandas de cizalla. Esto ocurre entre 1-5 cm de desplazamiento (Figura 4.11). Posteriormente (10 cm de desplazamiento) se genera una zona de cizalla inclinada hacia el traspais (~30°) desde las capas inferiores cortando toda la sucesión de material, 5 cm por delante del frente de deformación anterior. Los siguientes 50 cm de desplazamiento del experimento son acomodados dentro de la cuña por una serie de pliegues de despegue simétricos que evolucionan a pliegues por propagación de falla y posteriormente a zonas de cizalla con vergencia hacia el antepaís. En etapas tardías, se generan una serie de bandas de cizalla con vergencia opuesta (traspais) y con una inclinación mayor. Los pliegues generados en este experimento tienen la particularidad de que acumulan la misma cantidad de desplazamiento (~7 cm) y aproximadamente a la misma distancia del frente de deformación anterior (8-10 cm).

Al final del experimento se generan 10 fallas inversas (F₁-F₁₀) con vergencia hacia el antepaís, espaciadas a una distancia regular (5-6 cm) y generadas en secuencia. Las fallas desarrolladas en este experimento son transportadas pasivamente y no presentan reactivación. En el estado

final, la cuña alcanzo su equilibrio mecánico con una longitud de 37 cm, una pendiente topográfica de 9.5° y una altura de 8 cm (Figura 4.11).

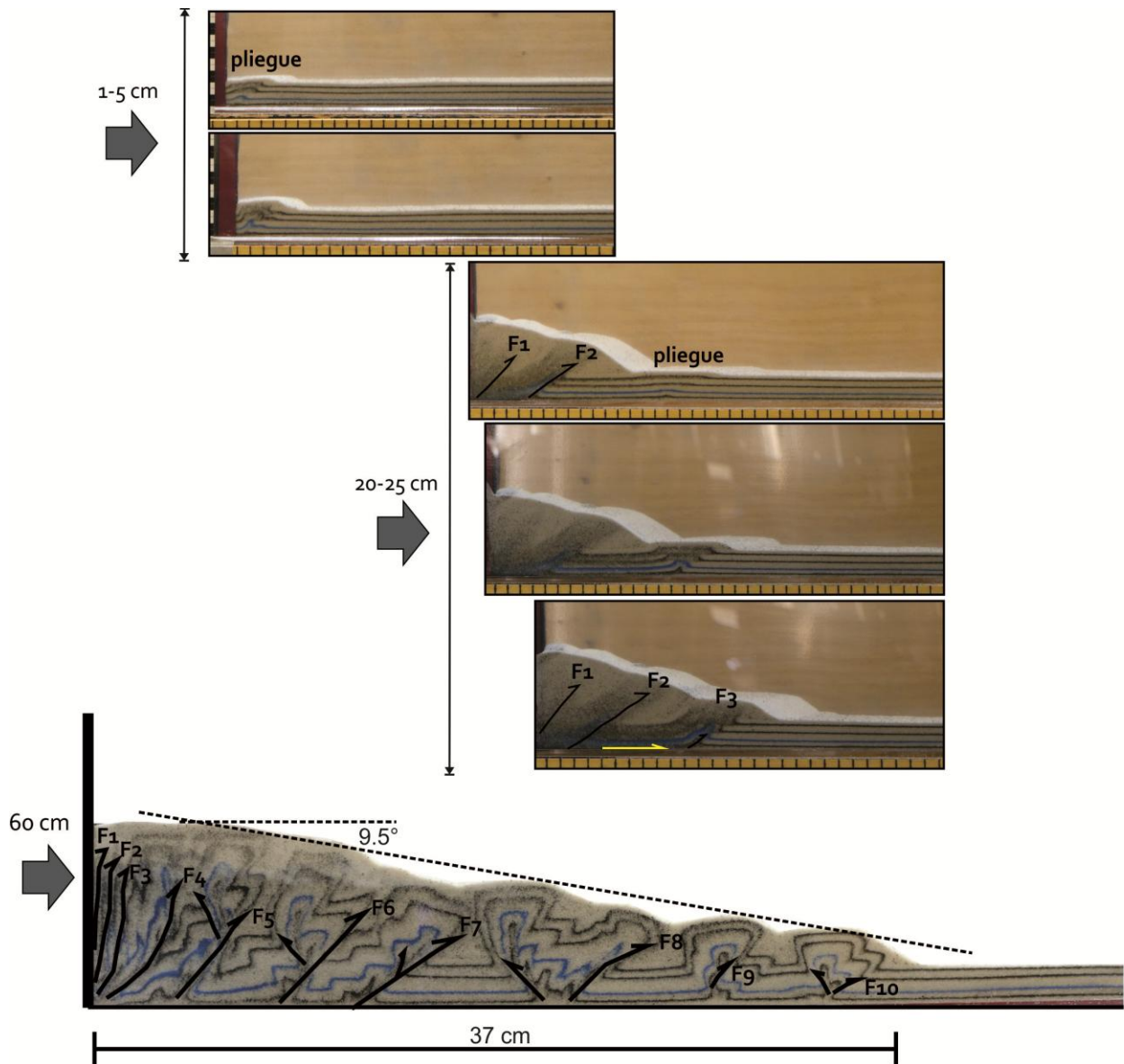


Figura 4.11.- Desarrollo y evolución del modelo M-SCT1. Para este modelo se utilizó un material homogéneo constituido por arena de cuarzo dispuesto en capas. Se puede observar que la deformación es dominada por el desarrollo de pliegues acorados con uno o dos flancos afectados por zonas de cizalla. Las fallas inversas se van generando en secuencia ($F_1, F_2 \dots F_n$), siendo más jóvenes hacia el antepaís. Todas estas fallas están inclinadas hacia el traspáis y tienen movimiento hacia el antepaís. El modelo tuvo un desplazamiento total de 60 cm y se formó una cuña con una longitud de 37 cm y una pendiente topográfica de 9.5° .

4.5.3.2.- Modelo M-SVT₂, modelo con cuencas y plataformas.

La deformación en el experimento M-SVT₂ inicia con un pliegue de despegue simétrico, que posteriormente se hace asimétrico y es cortado por una serie de bandas de cizalla con movimiento hacia el antepaís. Cerca de la plataforma El Doctor, se desarrolla un pliegue asimétrico con vergencia hacia el antepaís que evoluciona a una falla inversa. La deformación progresa a través de una banda de cizalla cerca de la frontera entre la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán, con un movimiento hacia el antepaís (Figura 4.12). Posteriormente esta banda evoluciona a una zona de cizalla bien marcada que genera una falla inversa en la frontera.

A los 23 cm de desplazamiento, la cuenca de Zimapán es involucrada en la deformación con el desarrollo de 3 pliegues de despegue asimétricos que evolucionan a pliegues por propagación de falla y en etapas tardías de la deformación, a fallas inversas (Figura 4.12. F7-F9). Cerca de la frontera con la plataforma Valles-San Luis Potosí, se genera una falla inversa a partir de uno los pliegue de propagación de falla anteriores, la cual acomoda un desplazamiento significativo (5.5 cm).

Después de 44 cm de movimiento, la plataforma Valles-San Luis Potosí sufre deformación mediante un pliegue de despegue simétrico en una zona cercana a la cuenca de Zimapán. Este pliegue cambia a asimétrico y en el siguiente paso a un pliegue por flexión de falla con el desarrollo de una rampa y un plano horizontal (*flat*).

A los 52 cm de acortamiento, la cuenca Tampico-Misantla inicia su deformación. Un pliegue asimétrico se nuclea en la frontera con la plataforma Valles-San Luis Potosí. El pliegue evoluciona a un pliegue por propagación de falla y posteriormente a una falla inversa. Finalmente a 59 cm de acortamiento se forma un pliegue asimétrico en el frente de deformación (Figura 4.12).

Al término del experimento se observaron 12 fallas inversas (F1-F12) con movimiento hacia el antepaís; las fallas F5, F6, F9 y F12 están localizadas en las fronteras entre cuencas y plataformas, y tienen un desplazamiento importante (Figura 4.19). A diferencia del experimento M-SVT₁, la falla F6 se reactiva en más de una ocasión. El espaciamiento entre las fallas varía en función de su posición con respecto al cambio de facies, consecuentemente, la topografía cambia significativamente, es decir, existen depresiones en las cuencas y altos topográficos en las plataformas. También es posible observar una zona plana en el traspais de 9

cm de longitud. En promedio el ángulo de la cuña tuvo un valor de 10° , mientras que la longitud de la cuña fue de 41 cm y la altura de 8 cm (Figura 4.12).

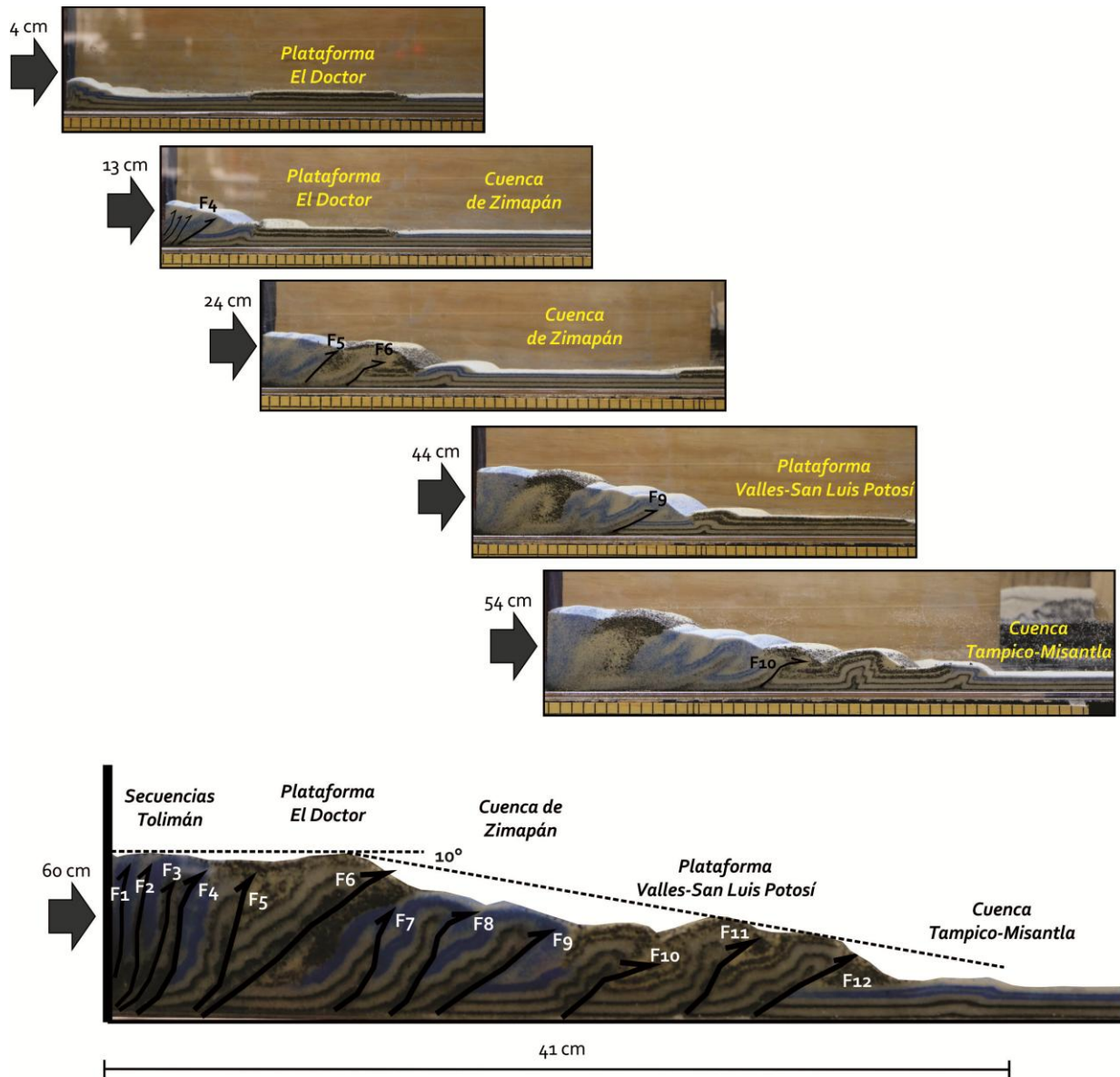


Figura 4.12.- Evolución del modelo M-SCT₂, el cual está constituido por cambios laterales en los materiales, que representan cambios de facies (plataformas y cuencas). Es importante observar la generación de una serie de duplicaciones con falla de techo plana en el traspais y pliegues rampa parcialmente imbricados hacia el antepais. Las fallas inversas con desplazamientos considerables se ubican en las fronteras entre cuencas y plataformas, así como los cambios en la geometría de la cuña.

4.5.3.3.- Modelo M-SVT₃, modelo con depósitos sintectónicos.

En este experimento se incluye los depósitos sintectónicos de las formaciones Soyatal y Méndez. El paquete sintectónico es más grueso en las cuencas en comparación con las plataformas (Figura 4.7), teniendo un espesor máximo de hasta 0.5-0.6 cm lo que equivale a ~1500 m en la naturaleza. Este espesor fue establecido con base en trabajos previos en la Formación Soyatal (Suter, 1987; Hernández-Jáuregui, 1997; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012), observaciones de campo realizadas en este trabajo (Capítulo 3) y en modelos numérico realizados en el borde oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí en la misma sección geológica (Contreras y Suter, 2015). Aún existen dudas sobre cuál fue el espesor máximo de estos depósitos sintectónicos. En el próximo capítulo se presentan una serie de modelos numéricos que analizan el espesor de dichos depósitos. Otro aspecto importante que hay que hacer notar en los modelos M-SVT₂₋₅ es el espesor de las plataformas y su equivalente en las cuencas. Para las plataformas se estableció un espesor de 2000 m que equivale a 0.8 cm, mientras que para las cuencas, se estableció un espesor de 1000 m equivalente a 0.4 cm (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; López-Doncel, 2003; Omaña-Pulido, 2012). Al igual que en el caso de los depósitos sintectónicos, existen aún muchas dudas sobre el espesor original de las plataformas, sobre todo la de El Doctor, por lo que también en el próximo capítulo se presentan una serie de experimentos numéricos que analizan esta situación.

El modelo M-SVT₃ inicia con la formación de un pliegue de despegue que afecta a todo el paquete de material en los primeros 3 cm de desplazamiento. Posteriormente, se generan una serie pliegues acofrados que evolucionan a pliegues tipo *chevron* asimétricos y después a fallas inversas. A de 10 cm de desplazamiento se genera un pliegue de despegue simétrico en el borde entre las capas de cuenca y la plataforma El Doctor; con el tiempo, este pliegue cambia a un pliegue acofrado y al final una de las bandas de cizalla evoluciona a una falla inversa en la frontera. Esta falla inversa esta inclinada hacia el traspais, se mueve con dirección hacia el antepais y es activa por un tiempo prolongado. Los depósitos sintectónicos para esta primera etapa se distorsionan de la misma manera que las capas que los subyacen, concentrándose la deformación en los sitios donde se desarrollan y crecen las fallas inversas. Es importante notar que dichos depósitos han sido sepultados de manera considerable por el efecto de algunas fallas inversas (Figura 4.13).

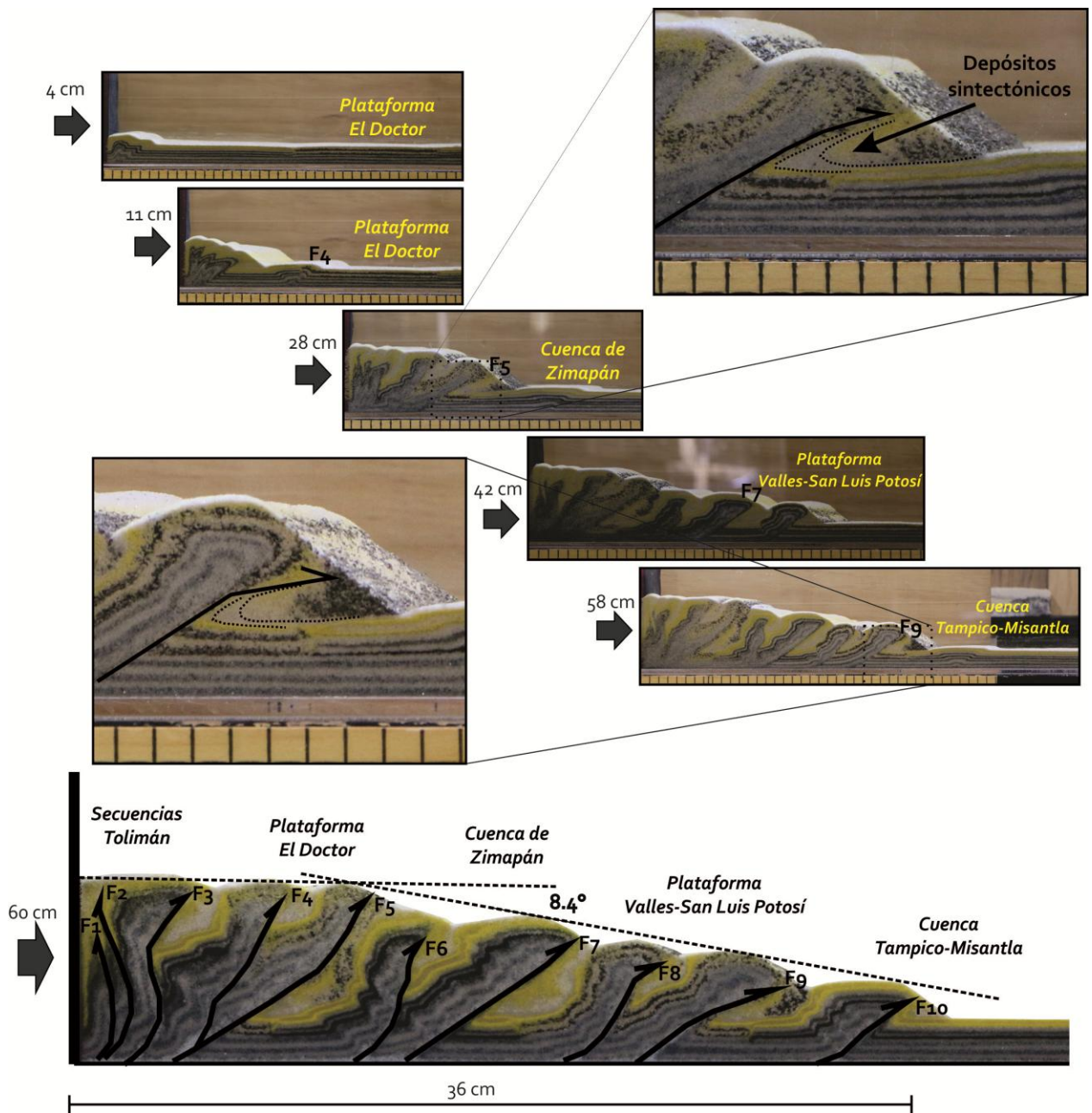


Figura 4.13.- Evolución del modelo M-SCT₃, el cual está constituido por cambios laterales en los materiales, que representan cambios de facies. Para este modelo se incluye un paquete (amarillo) sintectónico, el cual representa a las formaciones Soyatal y Méndez.

Cuando el acortamiento en el modelo alcanza 15 cm, aparece una banda de cizalla dentro de la plataforma El Doctor, muy cerca del contacto con la cuenca de Zimapán. Esta banda cambia a un pliegue asimétrico y posteriormente a una falla inversa (F5), la cual permanece activa hasta los 25 cm de desplazamiento. Este periodo de prolongada actividad hace de esta falla un rasgo

prominente en el experimento. Una vez concluida la actividad de esta última falla, la deformación se propaga dentro de la cuenca de Zimapán a una distancia de 8 cm; se genera un pliegue asimétrico que evoluciona a un pliegue por propagación de falla y finalmente a una falla inversa.

A continuación, se desarrolla un pliegue como el anterior dentro de la cuenca, muy cerca de la frontera con la plataforma Valles-San Luis Potosí. En etapas tardías este último pliegue cambia a una falla inversa (F7) que acomoda un gran desplazamiento dentro de la cuña y, al igual que la falla F5, es un rasgo prominente del modelo.

El paquete sintectónico en el modelo experimenta deformación por cizalla en la zona de las fallas inversas grandes. En las primeras etapas del desarrollo de las fallas inversas (F5, F6 y F7) se generan pliegues asimétricos con vergencia hacia el antepaís, los cuales se convierten en pliegues isoclinales antes de ser cortados por las fallas (Figura 4.14). En algunos casos se logra apreciar el desarrollo de pliegues parásitos en las primeras etapas de crecimiento de las fallas inversas mayores (F5, F6 y F7). Estos son pliegues tipo *chevron* asimétricos con planos axiales subhorizontales y que llegan a ser isoclinales antes de ser cortados por la extensión posterior (Figura 4.14). Una característica importante en este experimento, es la concentración de la deformación en las fronteras entre la cuenca de Zimapán y las plataformas en comparación con el centro de la cuenca (Figura 4.13).

Una vez concluida la actividad de la falla inversa F7, inicia la reactivación de la falla F5 de manera importante y posteriormente vuelve a ser activa la falla F7. Este fenómeno induce deformación dentro de la cuenca de Zimapán con la generación de bandas *kink* con movimiento hacia el traspaís y la rotación en sentido horario de la falla F6 aumentando su inclinación.

Después de 41 cm de desplazamiento del modelo, la plataforma Valles-San Luis Potosí comienza a deformarse a través de un pliegue de despegue simétrico cerca de la frontera con la cuenca de Zimapán. Este pliegue evoluciona a un pliegue asimétrico seguido de un pliegue por flexión de falla con el desarrollo de dos rampas, una inclinada $\sim 45^\circ$ y la otra $\sim 15^\circ$ hacia el traspaís. La deformación continúa hacia el antepaís con una banda de cizalla dentro de la plataforma cerca del borde con la cuenca Tampico-Misantla. Esta banda va a generar una falla inversa (F9) conforme avanza el experimento, acomodando un desplazamiento considerable.

En etapas tardías de esta falla genera un sistema de rampas, una inclinada $\sim 40^\circ$ en la parte inferior y la otra subhorizontal en la parte superior (inclinadas hacia el traspáis).

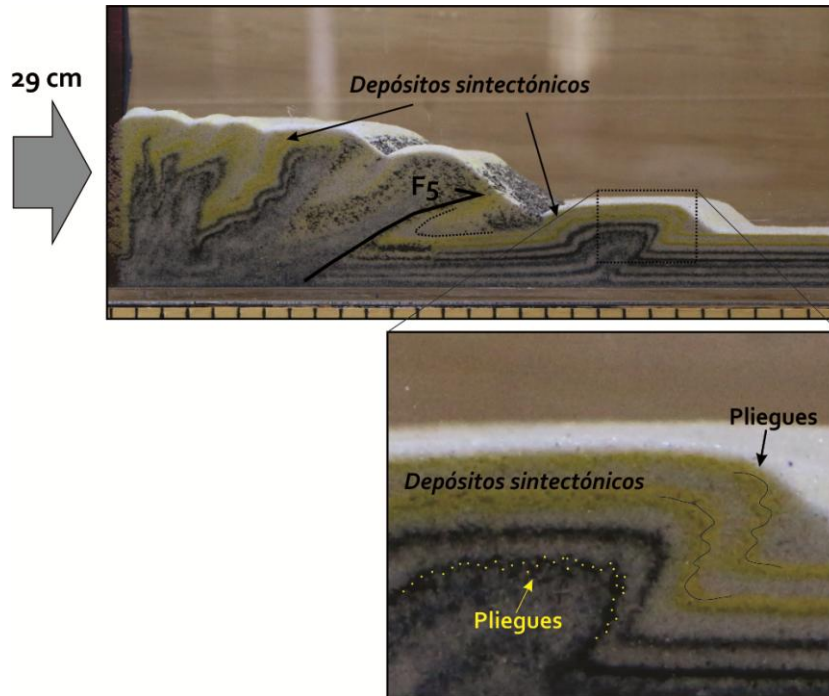


Figura 4.14.- Deformación del paquete sintectónico por debajo de las principales fallas (arriba) y en las cuencas. Es importante notar el efecto de las fallas en la deformación por cizalla en esta capa en el modelo.

A 58 cm de desplazamiento total, la cuenca Tampico-Misantla experimenta distorsión a través de un pliegue de despegue simétrico, que después se convierte en un pliegue asimétrico y finalmente en un pliegue por propagación de falla.

Los depósitos sintectónicos ubicados sobre la plataforma Valles-San Luis Potosí y cuenca Tampico-Misantla, experimentan diferente deformación. En el área de la plataforma, se generan sinformes que afectan a estos depósitos. Estos pliegues tienen planos axiales subhorizontales, con el flanco normal horizontal y el flanco invertido inclinado $\sim 40^\circ$ hacia el traspáis. Conforme se desarrollan las fallas inversas por debajo de estos pliegues (pliegues por flexión de falla), la rampa subhorizontal genera que el flanco invertido se vuelva subhorizontal mientras es estirado, generando un pliegue isoclinal desmembrado al final de la actividad de las fallas (Figura 4.13. F8 y F9). Por otro lado, para los depósitos que se encuentran en la cuenca Tampico-Misantla, éstos experimentan una deformación parecida a la observada en la cuenca de Zimapán, pero de menos intensidad.

Al concluir el experimento M-SCT₃ se pudo observar que se generaron 10 fallas inversas (F₁-F₁₀), dos menos que el experimento M-SCT₂. Al igual que este último, las fallas con mayor desplazamiento se generaron en las fronteras entre plataformas y cuencas (F₄, F₅, F₇ y F₉), aunque para el modelo M-SCT₃ se observó una reactivación de varias fallas, principalmente las que están en las fronteras. La cuña generada al final, tiene una inclinación topográfica de 8.4°, una longitud de 36 cm y una altura de 8 cm (Figura 4.13).

4.5.3.4.- Modelo M-SCT₄, modelo con erosión sintectónica.

El modelo de erosión sintectónica tiene como objetivo principal entender qué papel juega la erosión en el proceso de desarrollo y evolución de la cuña orogénica que representa al CPCM en el centro de México. La aplicación de este proceso en el experimento se basa en las reglas propuestas por Hilley *et al.* (2004), las cuales son detalladas en un apartado anterior en este capítulo. Por otro lado, también es importante mencionar, que tanto el modelo de erosión como de sedimentación sintectónica conservan la misma geometría inicial del modelo M-SCT₃. Los parámetros de erosión utilizados para este experimento se encuentran en la tabla 4.2. Para observar mejor el efecto de la erosión en la geometría y deformación interna de la cuña, se decidió utilizar un valor para la constante de erosión K de $5 \times 10^{-5} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$. La remoción de material dentro de la cuña se realizó en tres pasos de erosión a cada 10 cm de desplazamiento del modelo.

En sus primeras etapas (~24 cm de desplazamiento), el modelo M-SCT₄ tiene la misma evolución que el modelo M-SCT₃, con la generación de importantes fallas inversas con movimiento hacia el antepaís en los bordes entre la plataforma El Doctor y las cuencas.

Entre 24 y 25 cm de desplazamiento el modelo alcanza estabilidad, por lo que este desplazamiento se tomó como referencia para iniciar la erosión sintectónica en el experimento. En este momento, el frente de deformación se encuentra dentro de la cuenca de Zimapán con el desarrollo de una falla inversa (F₄).

A 32 cm de desplazamiento, inicia la deformación de la plataforma Valles-San Luis Potosí con la generación de un pliegue asimétrico cerca de la frontera con la cuenca de Zimapán. Poco tiempo después, se aplicó un segundo paso de erosión. Con 44 cm de desplazamiento del experimento, la cuenca Tampico-Misantla inicia su deformación con la generación de un

pliegue asimétrico en la frontera con la plataforma Valles-San Luis Potosí. En este instante se aplicó el último paso de erosión.

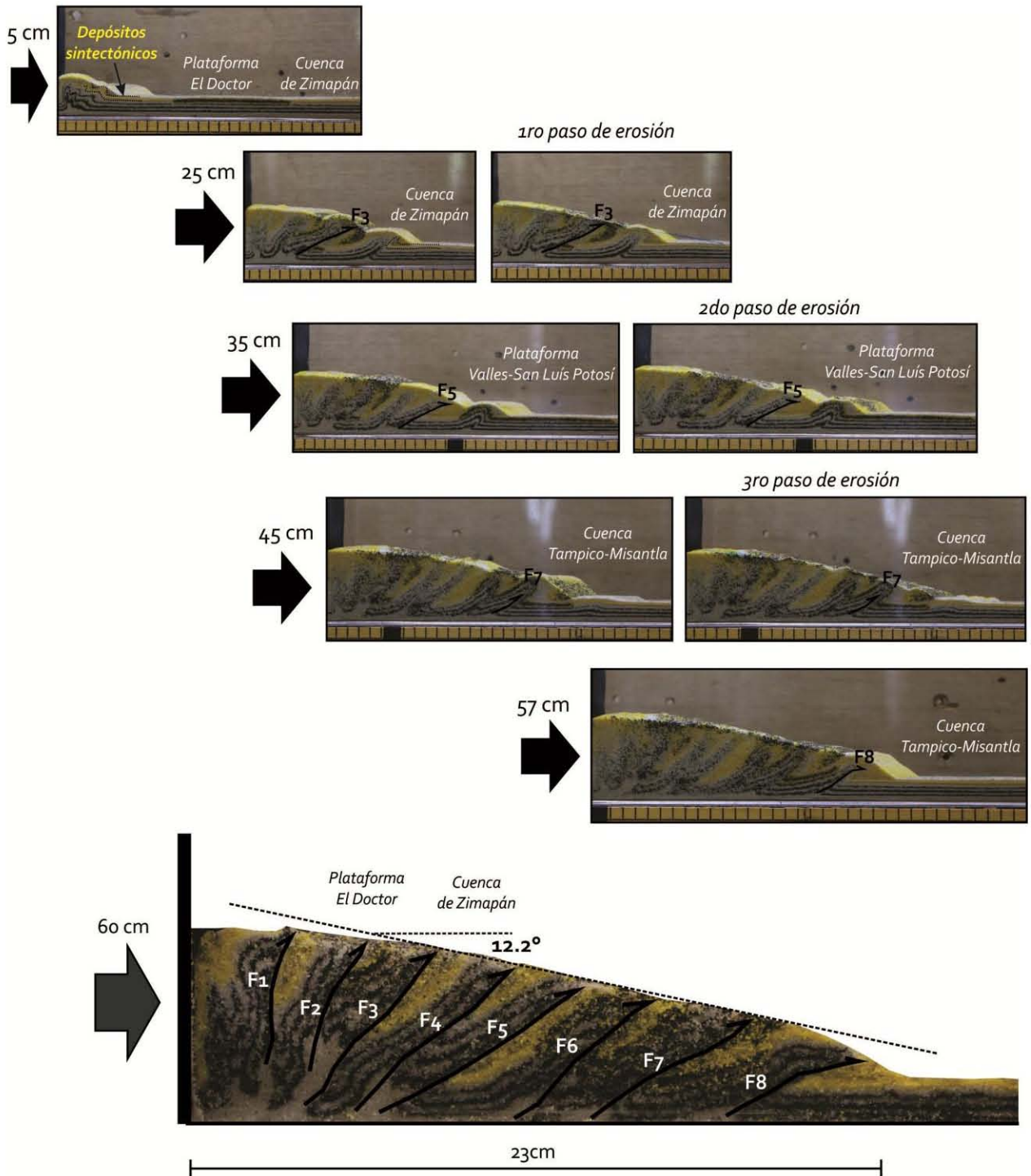


Figura 4.15.- Evolución del modelo M-SCT₄, donde se incluye el efecto de la erosión sintectónica utilizando el modelo de Hilley *et al* (2004).

Para este experimento, la cuña tuvo una longitud de 23 cm con una pendiente topográfica de 12.2° y una altura de 7 cm. Se generaron 8 fallas inversas con movimiento hacia el antepaís, las de mayor actividad y desplazamiento se ubicaron en las fronteras (o cerca de ellas) entre plataformas y cuencas (F₃, F₅ y F₈), con una reactivación en etapas tardías

En lo que se refiere a los depósitos sintectónicos (formaciones Soyatal y Méndez), la historia de deformación es igual a la del experimento M-SCT₃ en los primeros 25 cm de desplazamiento. Con la erosión, la distorsión en este paquete sintectónico cambia sustancialmente con respecto al modelo M-SCT₃, debido a que una buena parte de su deformación es acomodada por cizalla en etapas tardías del desarrollo de la cuña, debido a la reactivación de varias fallas.

En general, la deformación de las fallas F₃-F₈ inicia con un sinforme con el flanco normal horizontal y el invertido vertical; conforme avanza el experimento, el flanco invertido se va estirando e inclinando con menor ángulo hacia el traspais hasta formar un pliegue con un ángulo entre flancos de $\sim 30^\circ$. Cuando la deformación avanza hacia un nuevo frente, el flanco normal rota inclinándose hacia el traspais. Esto produce que el pliegue se apriete más, hasta formar un pliegue isoclinal. Finalmente, producto de la actividad fuera de secuencia de las fallas, el paquete sintectónico sufre una deformación por cizalla en las zonas cercanas a las fallas (Figura 4.15).

4.5.3.5.- Modelo M-SCT₅, modelo con sedimentación sintectónica.

Al igual que el modelo de erosión sintectónica, el modelo presentado aquí tiene como objetivo principal analizar la influencia de los procesos superficiales en el desarrollo y evolución de la cuña orogénica estudiada en este trabajo. El procedimiento para incluir a la sedimentación en los experimentos inicia una vez que la cuña alcanza su estabilidad. Tomando como referencia al modelo M-SCT₃, la estabilidad se alcanza a ~ 25 cm de desplazamiento. A partir de este momento se agrega material en el frente de la cuña para simular la sedimentación sintectónica, sin que el experimento se detenga. A cada 1 cm de desplazamiento, se agrega de 1-2 mm de material (alta sedimentación).

La deformación dentro de la cuña en los primeros 25 cm de desplazamiento es similar a la observada en los modelos M-SCT₃ y M-SCT₄. La primera etapa en el desarrollo de la cuña inicia con una falla inversa importante en la frontera entre la plataforma (El Doctor) y el paquete de cuenca (en el traspais), además de la generación de pliegues en el traspais. Adicionalmente se

genera una falla inversa en la frontera entre la cuenca de Zimapán y la plataforma El Doctor, la cual permanece activa durante un periodo de tiempo importante. Al final de esta etapa, la deformación se traslada hacia la cuenca de Zimapán con la formación de un pliegue de despegue asimétrico que cambia a un pliegue por propagación de falla. A partir de este momento, inicia el proceso de sedimentación en el frente de la cuña.

A 31 cm de desplazamiento, la deformación se traslada hacia la frontera entre la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán, concentrándose la distorsión en la cuenca. En los siguientes 5 cm de desplazamiento, ocurre una reactivación de las fallas inversas formadas anteriormente, principalmente la que se ubica en la frontera entre la cuenca de Zimapán y la plataforma El Doctor (F₃). Una vez que la actividad de la fallas (fuera de secuencia) se detiene (37 cm de desplazamiento), la deformación se concentra en la frontera entre la cuenca de Zimapán y la plataforma Valles-San Luis Potosí a través de una banda de cizalla con movimiento hacia el antepaís. Esto genera una cuenca *piggy-back* entre el nuevo frente y la falla inversa anterior (F₄). Esta cuenca ubicada en la cuña superior (Figura 4.16) tiene un periodo corto de vida, ya que rápidamente es levantada debido a que se genera una falla inversa en la frontera cuenca-plataforma.

Después de 44 cm de desplazamiento, se desarrolla un pliegue asimétrico en el interior de la plataforma Valles-San Luis Potosí. Con el traslado de la deformación a la plataforma, se crea nuevamente otra cuenca *piggy-back*, la cual nuevamente es involucrada en la deformación muy rápidamente inhibiendo su desarrollo. Al avanzar 5 cm más el experimento, inicia la deformación de la cuenca Tampico-Misantla. En esta etapa se genera un pliegue asimétrico en la frontera entre la plataforma Valles-San Luis Potosí y la cuenca Tampico-Misantla, que posteriormente se convierte en una falla inversa con movimiento hacia el antepaís (F₅). La distancia entre el anterior frente de deformación y el nuevo es de 15 cm, lo cual produce una cuenca *piggy-back* mucho más grande que las dos anteriores (~8 cm), generando una sedimentación sintectónica importante sobre la plataforma Valles-San Luis Potosí cerca de la frontera con la cuenca Tampico-Misantla. Esta cuenca permanece activa hasta que el desplazamiento llega a 58 cm, cuando ocurre una reactivación importante de la falla inversa F₄. A 59.5 cm de desplazamiento, la deformación se traslada una gran distancia hacia el antepaís (12 cm) dentro de la cuenca Tampico-Misantla. Se forma un pliegue de despegue simétrico abierto, que posteriormente se transforma en dos bandas *kink*. Con la migración de la

deformación, se crea una nueva cuenca *paggy back* de ~10 cm de longitud. Finalmente, es importante hacer notar que existe una deformación intensa dentro de la cuña en la parte del traspais. En el corte final se puede observar que se desarrollaron una serie de zonas de cizalla inversa y bandas *kink* con movimiento hacia el traspais que cortan a toda la secuencia en etapas tardías, éste fenómeno no se observa tan marcadamente en los experimentos anteriores (M-SCT₃ y 4).

La cuña generada en este experimento tiene una pendiente topográfica de 12°, una longitud de 42 cm y una altura 11 cm. En el perfil topográfico no se observaron cambios significativos en el relieve como en el modelo M-SCT₂. En el modelo se desarrollaron 7 fallas inversas (F1-F7) y dos bandas *kink* en el frente de la cuña. También se pueden observar una serie de bandas *kink* y fallas inversas con movimiento opuesto (hacia el traspais) que afectan al paquete que no tuvo una sedimentación sintectónica (Figura 4.16).

En lo que se refiere a la deformación del paquete que representa a las formaciones Soyatal y Méndez y a los nuevos depósitos contemporáneos con la deformación activa dentro de la cuña, estos presentan características distintas en su deformación. Para el caso del paquete Soyatal-Méndez, éste se deforma de la misma manera que en los experimentos M-SCT₃ y M-SCT₄ en los primeros 25 cm de desplazamiento del experimento. Sin embargo, es importante mencionar que existe una importante deformación por cizalla en dicho paquete ubicado por debajo las principales fallas inversas debido a su reactivación en etapas tardías.

Una vez que inicia la sedimentación sintectónica el paquete Soyatal-Méndez se deforma a través de sinformes que tienen un plano axial inclinado hacia el traspais. Los flancos invertidos de estos pliegues son estirados mientras van adquiriendo una inclinación menos pronunciada, para finalmente ser rotos e involucrados en la cizalla de las fallas inversas principales. Los sinformes generados dentro de la cuenca de Zimapán, al final de la deformación, son isoclinales con el flanco invertido roto, mientras que en la plataforma Valles-San Luis Potosí y la cuenca Tampico-Misantla los pliegues son progresivamente más abiertos. Un caso especial, es lo observado en la última etapa de la deformación de la cuña, en donde se generan dos bandas *kink* que afectan a este paquete.

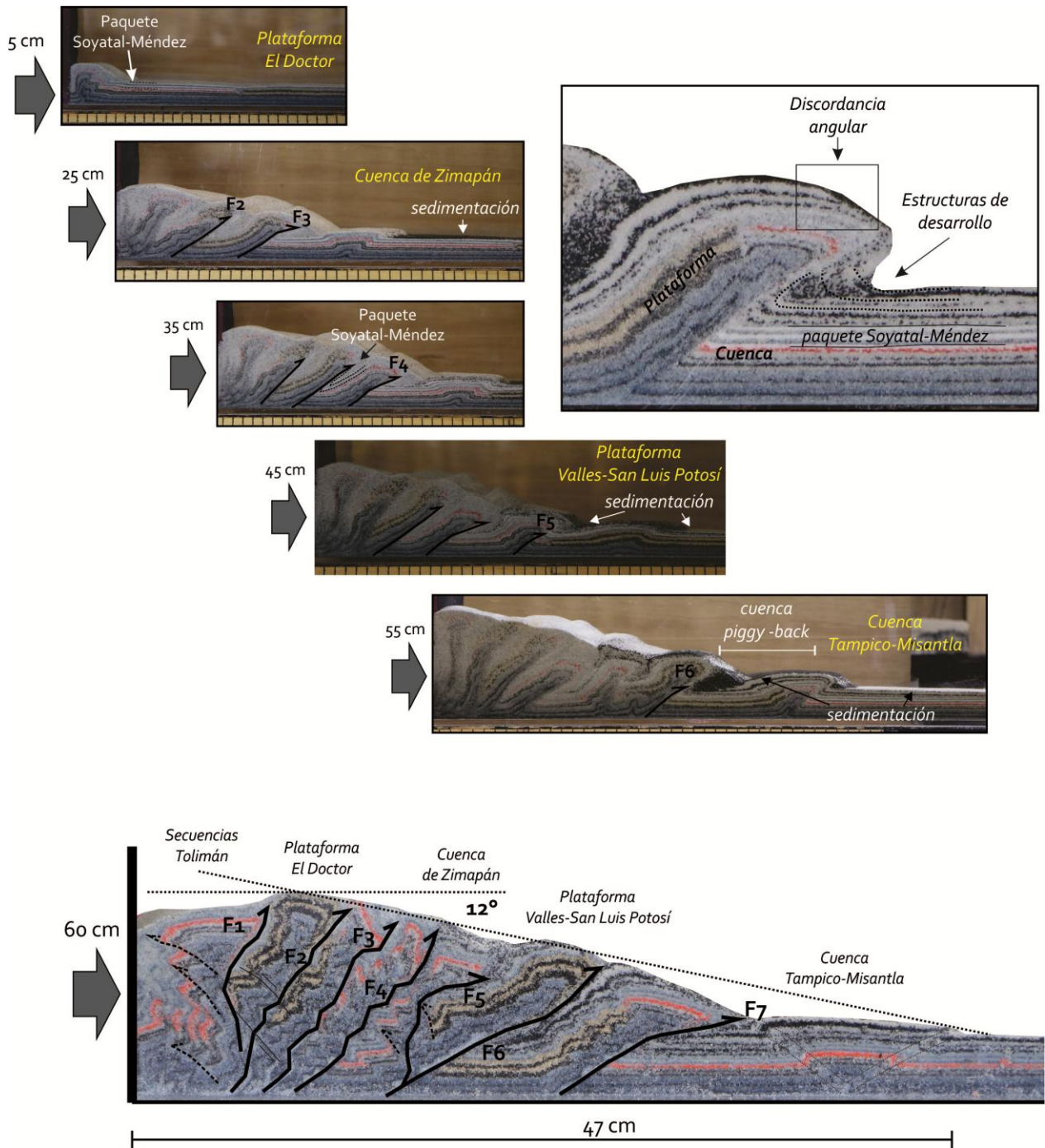


Figura 4.16.- Evolución del modelo M-SCT₄, donde se incluye el efecto de la sedimentación sintectónica. Nótese la deformación intensa en el traspaís y la disminución del número de fallas en comparación con los modelos Mo-SCT₃ y 4.

Para los nuevos depósitos, el avance de la cuña genera una serie de estructuras de desarrollo (sinformes), que presentan una disminución de la deformación hacia capas más jóvenes (núcleo

del pliegue), también es común la presencia de discordancias angulares entre las capas de este paquete. Bajo las fallas inversas principales, la deformación por cizalla en este paquete es intensa (Figura 4.16).

Un aspecto muy interesante en los experimentos M-SCT₃₋₅, es la generación de estructuras dúplex y el desarrollo de caballos en donde quedan atrapados los depósitos sintectónicos. Esto produce una deformación muy particular de dichos depósitos en ciertas partes de la cuña, principalmente en las fronteras entre cuencas y plataformas.

4.6.- Discusión.

4.6.1.- Limitantes de los modelos.

Los modelos analógicos a escala han sido muy utilizados para simular fenómenos geológicos (Cruz *et al.*, 2011; Wu y McClay, 2011; Neumann *et al.*, 2015). En particular, la generación de cuñas orogénicas utilizando materiales granulares han demostrado ser muy útiles para entender lo que ocurre en sistemas compresionales (Ramberg, 1981). Sin embargo, los modelos analógicos de cajas de arena presentan limitaciones relacionadas con el diseño de los experimentos y el equipo que se tenga en el laboratorio. La determinación de la geometría inicial del modelo implica un conocimiento detallado de la geometría inicial del paquete sedimentario. Usualmente, dicha geometría está basada en secciones balanceadas construidas a partir de datos de campo y perfiles sísmicos. En general, los modelos son diseñados utilizando formas simples, las cuales no necesariamente capturan la realidad. El control de la escala en los modelos es una parte fundamental, ya que en general la física de los procesos depende de la escala del tiempo y el tamaño. Los experimentos suelen escalarse tomando en cuenta la geometría inicial del paquete sedimentario y el tamaño de la caja de acrílico, por lo cual suelen ser muy extensos en las dimensiones horizontales (x, y) y muy pequeños en la dimensión vertical (z). Una variable importante y difícil de escalar es el tiempo, el cual se traduce en la velocidad de avance de la pared móvil en los experimentos. El conocimiento de la tasa de desplazamiento en los sistemas orogénicos suele ser limitado en orógenos antiguos, como CPCM, por cual se utiliza comúnmente una velocidad escalada muy baja en los modelos (0.5-1

mm/min), la cual se aproxima mucho a lo observado en otros sistemas plegados en el mundo. En el caso de los modelos realizados en este trabajo se utilizó una velocidad de 0.8 mm/min, similar a la utilizada en otros trabajos (Cruz *et al.*, 2011; Wu y McClay, 2011).

También, existen ciertas limitantes en los modelos debido a factores como la fricción entre el material y las paredes verticales de las cajas de acrílico, lo que ocasiona que se forme una curva en las estructuras, la cual se puede observar en una vista en planta. Adicionalmente, hay una limitante en la generación de estructuras mesoscópicas, las cuales comúnmente son representadas en algunas secciones geológico-estructurales (Fitz-Díaz, *et al.*, 2012); de acuerdo con la escala del los modelo, las estructuras que se desarrollan son kilométricas, por lo que es complicado observar con detalle la deformación como se hace en la naturaleza a escala de decenas de metros. Sin embargo, el comportamiento fractal de las estructuras geológicas (Barton y La Pointe, 1995) permite entender y analizar a las estructuras generadas en los modelos e inferir lo que pasa en la naturaleza en el rango de escalas de mm a km.

4.6.2.- Geometría de las cuñas y su evolución.

Los materiales utilizados en este trabajo siguen el criterio de rotura Mohr-Coulomb (ecuación 4.1), lo cual se refleja en su comportamiento durante el desarrollo de los experimentos. Además, los modelos se comportaron de acuerdo con la teoría de la cuña crítica propuesta por Davis *et al.* (1983), donde el material al ser apilado, va formando una cuña que va cambiando su comportamiento (subcrítico y supercrítico) en hasta formar una cuña estable (crítica).

A pesar de que los experimentos se ajustaron bien al comportamiento esperado para una cuña orogénica (Davis *et al.*, 1983), existen diferencias significativas en su desarrollo, geometría final, distribución de la deformación y actividad de las fallas (Figura 4.17).

Dos de las características más importantes en el análisis de la evolución de las cuñas generadas experimentalmente son: la pendiente topográfica y la longitud de la cuña, las cuales son reflejo de lo que sucede en el interior de la cuña (Davis *et al.*, 1983; Cruz *et al.*, 2010). En general, los experimentos presentan un comportamiento episódico en estas dos variables con el desplazamiento total (Figura 4.17). En los primeros centímetros de desplazamiento (~10 cm), la cuña tiene una pendiente topográfica alta de 15° a 30° (controlada por el ángulo de reposo de

los materiales), y con el paso del tiempo ésta alcanza su estabilidad; aunque se puede observar en los experimentos que existe una fluctuación en torno a la pendiente estable, debido al acomodo natural de la deformación dentro de la cuña. La amplitud y forma de las fluctuaciones suelen ser diferentes en cada experimento, reflejo de la heterogeneidad mecánica, la influencia de los depósitos sintectónicos, así como de los procesos superficiales (Figura 4.17).

Los experimentos realizados en esta tesis, muestran un comportamiento congruente con lo observado en cuñas generadas otros modelos analógicos (Cruz *et al.*, 2010; Cruz *et al.*, 2011; Wu y McClay; 2011) y con lo observado en la naturaleza (Davis *et al.*, 1983; Dahlen y Barr, 1987; Hilley *et al.*, 2004; Hilley y Strecker, 2004; Fitz-Díaz *et al.*, 2011a). Es evidente que las cuñas generadas a partir de materiales homogéneos (M-SCT₁) siguen muy bien la teoría de la cuña orogénica propuesta por Davis *et al.* (1983), donde la deformación disminuye progresivamente y es más joven hacia el antepaís.

La geometría (longitud y pendiente topográfica) y distribución de la deformación en los modelos M-SCT₂₋₅ difieren de una cuña homogénea. La localización de fallas inversas en las fronteras entre cuencas y plataformas, con grandes periodos de actividad, y su reactivación en etapas tardías son características propias de cuñas con variaciones en los materiales de manera lateral y vertical. Estas variaciones son muy comunes en la naturaleza y representa uno de los factores principales que controlan la distribución de la deformación dentro de las cuñas orogénicas (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Garduño *et al.*, 2015).

El efecto que tiene la capa sintectónica (formaciones Soyatal y Méndez) se puede observar al comparar los modelos M-SCT-2 y 3. La capa sintectónica influye en la cantidad de fallas que se desarrollan en la cuña, existiendo una mayor cantidad en el modelo M-SCT₂, así mismo, la longitud y pendiente topográfica de las cuñas es diferente ante el mismo desplazamiento. Este comportamiento, es común en muchos sistemas orogénicos, en donde el número de fallas y la longitud de la cuña depende del espesor del paquete sintectónico; existiendo cada vez menor cantidad de fallas con el aumento del espesor de la capa sintectónica (Hubbert y Rubey, 1959; Stockmal *et al.*, 2007; Wu y McClay, 2011; Fillon *et al.*, 2013). Una característica importante que presento el modelo M-SCT₃ fue la generación de dos zonas de cizalla dentro de la cuenca de Zimapán, lo que es más parecido a lo que se observa en la sección Vizarrón-Tamazunchale

(Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Esto sugiere que el paquete sintectónico estuvo presente antes de ser involucrado en la deformación.

En lo que se refiere a los modelos en donde se analizó la influencia de los procesos superficiales, se puede observar que la geometría de la cuña y su deformación son congruentes con la teoría (Dahlen y Barr, 1987; Hilley *et al.*, 2004). A mayor erosión, la deformación se concentra en el traspáis generando una cuña más angosta (M-SCT₄), mientras que con una cantidad importante de sedimentación sintectónica, se produce una cuña más larga (M-SCT₅). La deformación de una cuña con erosión, resulta en un espaciamiento pequeño entre las fallas, en comparación con una cuña con sedimentación (Figuras 4.15 y 4.16). Este comportamiento ha sido observado en experimentos en donde se ha analizado el efecto de los procesos superficiales en el desarrollo de las cuñas orogénicas, y ha sido comprobado en secciones geológico-estructurales de distintas partes del mundo (Wu y McClay 2011; Fillon *et al.*, 2013).

4.6.3.- Actividad de las fallas.

Un resultado interesante observado en los experimentos es la actividad de las fallas. Desde un punto de vista teórico (Davis *et al.*, 1983), las fallas se forman en secuencia; las más viejas se encuentran en el traspáis y las más jóvenes se ubican hacia el antepáis. En una cuña homogénea, el periodo de actividad de las fallas es igual o similar en cada falla (Figura 4.17). Aunque en etapas tardías, la deformación puede trasladarse al traspáis, generando estructuras fuera de secuencia. En el caso del modelo M-SCT₁, se puede observar que las fallas inversas tienen un periodo de actividad casi igual a partir de F₃, sin la generación de estructuras fuera de secuencia importantes. Un aspecto importante en este experimento es el espaciamiento casi constante entre las fallas a partir de la falla F₃, lo cual es característico de cuñas generadas en un material homogéneo.

El patrón de generación de fallas en secuencia y separadas a una distancia casi constante, se pierde en los modelos que presentan una variación mecánica lateral debido al cambio lateral de facies. El control que tiene este cambio de facies en la localización de falla es evidente en todos los modelos y se compara muy bien con lo observado en el campo (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Este factor juega también un papel importante en la

reactivación de fallas en etapas tardías, que aunque no se ha estudiado con detalle la actividad de las cabalgaduras localizadas en los bordes entre plataformas y cuencas en la sección Vizarrón-Tamazunchale, es evidente que ha existido una reactivación en estas fallas con base en la deformación observada en las zonas de cizalla (Capítulo 3). Una falla bastante emblemática del fenómeno de reactivación en los modelos M-SCT₂₋₅, es la que se localiza entre la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán (Cabalgadura El Doctor). Esta falla pone en contacto a la plataforma sobre la cuenca y tiene una actividad importante en su primera etapa (Figura 4.17); posteriormente ocurren por lo menos, otras dos etapas de breve actividad. En los experimentos, este comportamiento se debe al cambio de estado en el equilibrio mecánico de la cuña producido por el cambio de facies, lo cual provoca que la falla cambie de ángulo de inclinación colocándola en una posición favorable para reactivarse.

En fallas posteriores (más jóvenes), también se produce una serie de reactivaciones importantes que dependen de la presencia del paquete sintectónico, de la erosión y de la sedimentación sintectónica. En el caso del modelo M-SCT₂, donde no existe un paquete de material sobre las cuencas y plataformas, se observa que no se generan reactivaciones en estas fallas; mientras que en los modelos M-SCT₃₋₅ existe una reactivación importante. Es interesante observar que la erosión inhibe la reactivación de fallas en el antepaís y e incita la reactivación en el traspais, contrario a lo que se ve en el modelo con sedimentación sintectónica, donde hay una reactivación importante de las fallas cercanas al antepaís (Figura 4.17).

Otro aspecto importante, es el tiempo de actividad que tienen las fallas en su primera etapa en los modelos M-SCT₂₋₅ (Figura 4.17). Se puede observar que el tiempo de actividad es variable; teniendo la actividad más prolongada las fallas localizadas en las fronteras entre cuencas y plataformas, lo que indica que estas fallas acomodan una cantidad importante de deformación por cizalla. Esto explica la deformación intensa de las rocas que se observa en los sitios cercanos a estas fallas (Capítulo 3).

4.6.4.- Distribución de la deformación en las cuñas.

Es una práctica común el comparar los modelos analógicos y secciones geológico-estructurales para analizar la evolución y desarrollo de los cinturones de pliegues y cabalgaduras. Existen variables fundamentales que se pueden usar para realizar dicha comparación como: longitud de la cuña, pendiente topográfica, ángulo crítico y distribución de la deformación. Las primeras tres variables son fáciles de medir en la naturaleza en orógenos jóvenes (Davis *et al.*, 1983; Hilley *et al.*, 2004); sin embargo, en sistemas orogénicos antiguos son más difíciles de determinar, por lo que dificulta la comparación de estas variables con lo observado en los modelos. En lo que se refiere la última variable (distribución de la deformación), ésta depende de la cantidad y distribución de datos de acortamiento medidos dentro de una cuña orogénica.

En el caso de la sección Vizarrón-Tamazunchale, existen datos de acortamiento calculados en varios trabajos (Vásquez-Serrano, 2010; Ortega-Flores, 2011; Fitz *et al.*, 2011), por lo que se cuenta con información detallada de esta variable a lo largo de la sección. Al respecto, las observaciones son congruentes con los modelos M-SCT2-5, donde existe una mayor deformación en las cuencas en comparación con las plataformas. Los experimentos muestran que cuando hay erosión en la cuña, la plataforma El Doctor experimenta una deformación de 66%, cantidad similar a la observada en las secuencias Tolimán y la cuenca de Zimapán. Este resultado es de esperarse, ya que con la erosión la deformación es más intensa en el traspáis. Para el modelo de sedimentación sintectónica, la deformación también se concentra en el traspáis, particularmente en las cuencas (secuencias Tolimán y Zimapán). En este modelo, la plataforma El Doctor presenta menos deformación (53%) en comparación con el modelo de erosión (Figura 4.17).

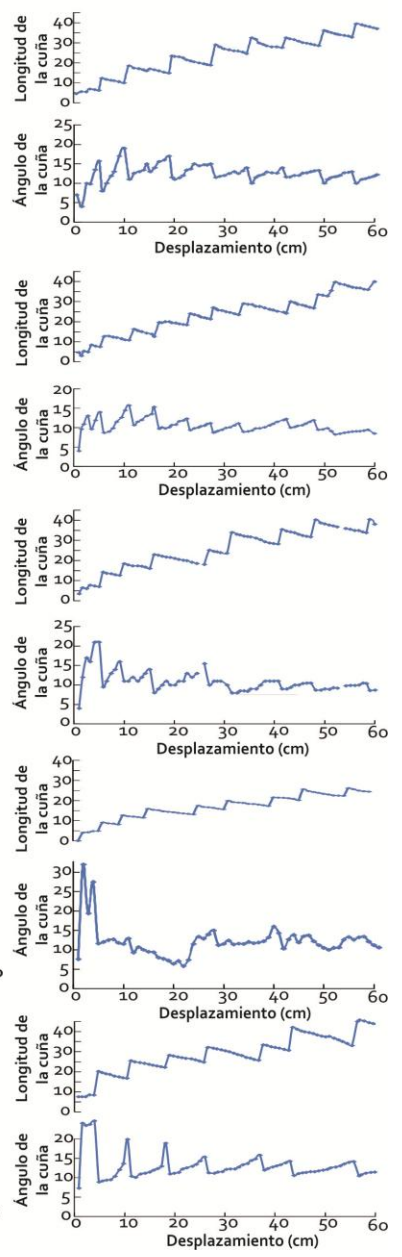
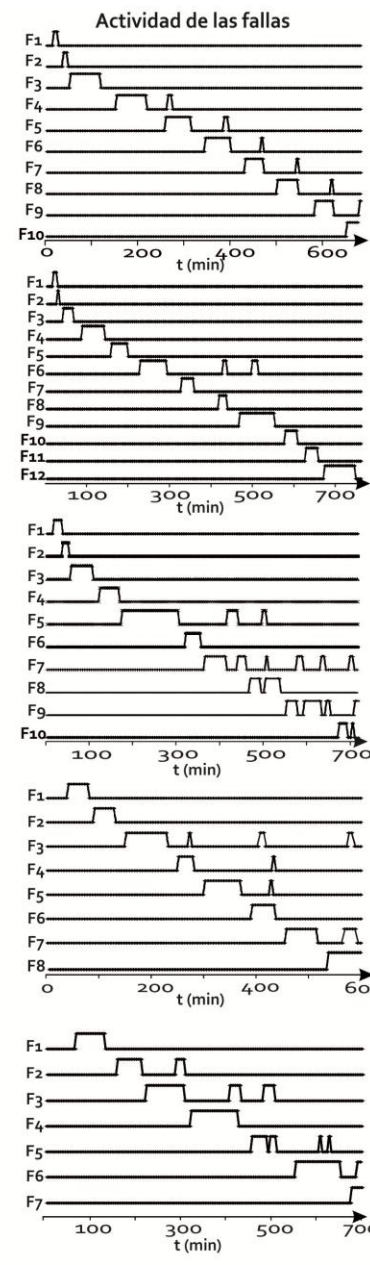
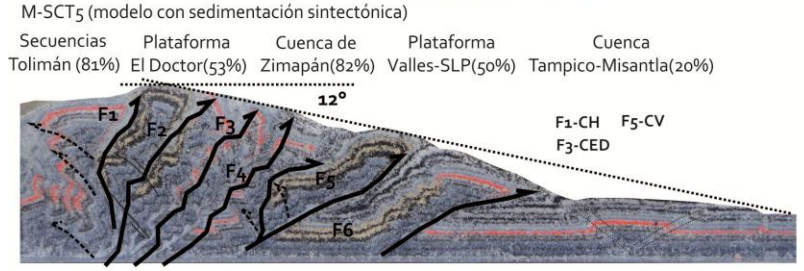
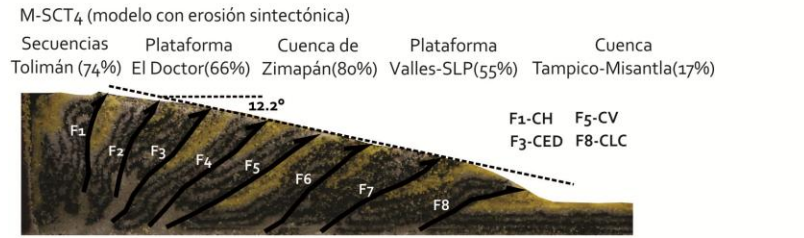
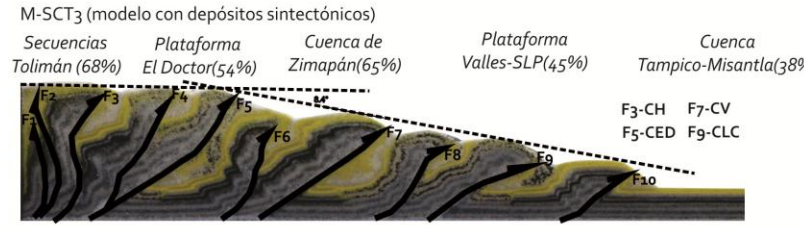
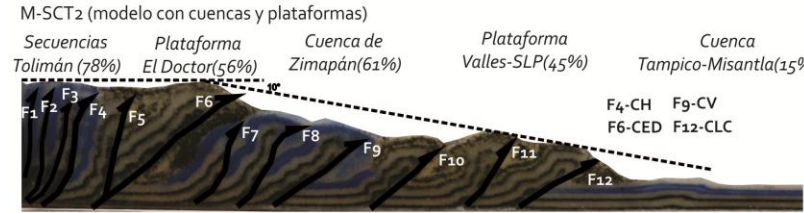
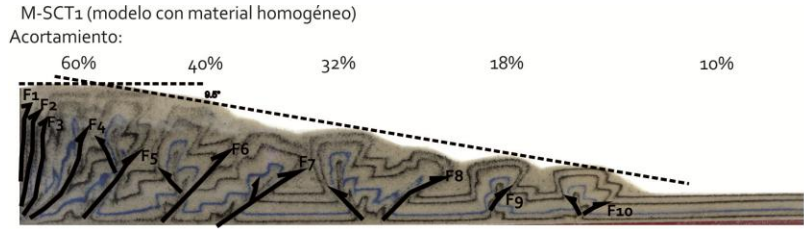
El efecto que genera la presencia del paquete sintectónico en la distribución de la deformación se puede observar si se compara a los modelos M-SCT2 y 3. El modelo M-SCT2 es el que concentra una mayor cantidad de deformación en la parte correspondiente a las secuencias Tolimán y una menor deformación en las cuencas Zimapán y Tampico-Misantla. Además, posee una mayor longitud y una mayor pendiente topográfica.

Una observación interesante en los modelos surge si se compara a los modelos M-SCT₁ y ₃, uno constituido con material homogéneo y el otro con cambios laterales de facies. Ambos tienen una longitud y una pendiente topográfica similar; sin embargo, la distribución de la deformación para cada cuña es radicalmente diferente. En el modelo con material homogéneo (M-SCT₁), el acortamiento disminuye progresivamente hacia el antepaís de manera lineal; mientras que en el modelo M-SCT₃, la deformación es modulada por las cuencas y las plataformas.

Con lo observado en los modelos y comparando los resultados con la sección estructural interpretada por Fitz-Díaz *et al.* (2012), es evidente que el modelo que mejor se ajusta a lo observado en la naturaleza es el M-SCT₃, con el cual es posible inferir lo siguiente:

- La presencia de un paquete de rocas (formaciones Soyatal y Méndez) sobre las plataformas y cuencas antes de su deformación.
- La erosión sintectónica debió haber sido más baja en comparación con lo que se modeló en el experimento M-SCT₄.
- En el modelo M-SCT₅, donde se aplicó una tasa de sedimentación grande (Wu y McClay, 2011), no se observó el desarrollo de cuencas *piggy-back* con gran longitud. Solo se formó una cuenca *piggy-back* al final del experimento (Figura 4.16). En trabajos geológicos en el área de estudio no se han reportado cuencas de este tipo, aunque falta hacer más trabajo de campo y un mejor análisis sedimentológico de los depósitos sintectónicos (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012)
- Al realizar un modelo con una tasa de sedimentación alta, el frente de deformación en las últimas etapas del modelo es trasladado a una gran distancia, lo cual es distinto a lo que se observa en la sección interpretada del área de estudio; por lo que probablemente la tasa de sedimentación sea más baja de la utilizada en el modelo M-SCT₅.

Figura 4.17.- Esquema que sintetiza la variación de la geometría de las cuñas de modelos M-SCT₁₋₅ y actividad registrada en las fallas. En la primera columna se incluye un corte de los experimentos ante un desplazamiento total de 60 cm. También se presenta la variación del acortamiento horizontal en cada cuña, así mismo, se incluye el nombre de las fallas equivalentes de la sección natural (Fitz-Díaz *et al.*, 2012): CH-Cabalgadura de Higuierillas; CED- Cabalgadura El Doctor; CV- Cabalgadura Volantín; CLC-Cabalgadura Lobo-Ciénega.



4.6.5.- Variación del desplazamiento en las fallas y de la distancia entre rampas.

Una manera de analizar la variación del desplazamiento (u) en las fallas a lo largo de una cuña, es mediante la razón u/l , donde l es la distancia entre rampas como se observa en la figura 4.18. En una cuña homogénea la distancia entre rampas (fallas) es constante y el desplazamiento disminuye progresivamente hacia el antepaís (Davis *et al.*, 1983), por lo que u/l también disminuye progresivamente hacia el frente del orógeno. Este comportamiento se puede observar en el modelo Mo-SCT₁, donde la cuña está formada por un material homogéneo (Figura 4.18).

Por otro lado, en las cuñas heterogéneas el patrón teórico propuesto por Davis *et al.* (1983) se pierde, ya que existen un exceso en el desplazamiento (u) de las fallas localizadas en las fronteras entre cuencas y plataformas. La variación lateral de los materiales y la actividad inicial prolongada (que acomoda mucho desplazamiento) de las fallas ubicadas en los bordes entre cuencas y plataformas, también ayudan a incrementar la distancia entre rampas (l). Un ejemplo de este fenómeno se puede apreciar en el experimento Mo-SCT₃, donde la distancia entre las fallas F₅ y F₆ se incrementa con la presencia de la falla F₅, la cual acomoda el máximo desplazamiento (Figura 4.18).

Además de las variaciones mecánicas laterales, la razón u/l es afectada por: la presencia del paquete sintectónico, la erosión y sedimentación sintectónica. El efecto que tiene el paquete sintectónico se observa en el experimento Mo-SCT₃ a través de la amplificación de la curva u/l en el límite entre la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán (Figura 4.18). Este comportamiento está relacionado con incremento en el desplazamiento que acomoda la falla F₅ (cabalgadura El Doctor; capítulo 3). Otros picos importantes de u/l en el modelo, también están localizados en los límites entre cuencas y plataformas. Una característica sobresaliente de la curva del modelo M-SCT₃ (Figura 4.18), es la ubicación de los mínimos, los cuales se encuentran en el centro de los elementos paleogeográficos. Este fenómeno es congruente con las variaciones de acortamiento estimadas en la cuenca de Zimapán, donde la deformación se concentra en sus bordes y disminuye en su centro. (Vásquez-Serrano, 2010; Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

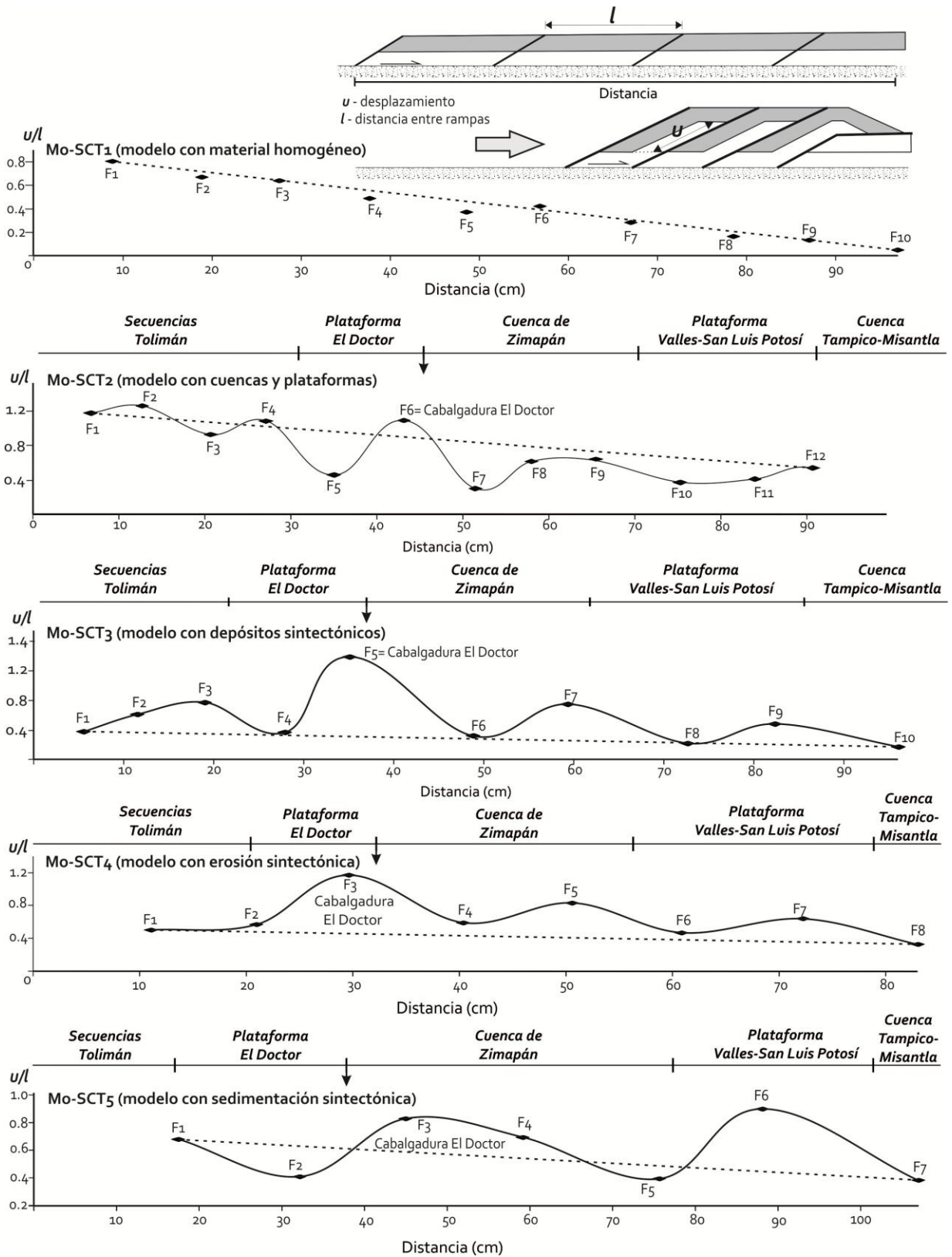


Figura 4.18.- Variación de la razón u/l con la distancia. Arriba a la derecha se definen los parámetros u (desplazamiento) y l (distancia entre rampas).

En lo que se refiere al efecto de la erosión y sedimentación sintectónica en el desplazamiento de las fallas, es evidente que la erosión aumenta la actividad y por lo tanto el desplazamiento de las fallas localizadas en el traspaís, particularmente las que se encuentran en las fronteras de las plataformas, siendo el límite oriental de la plataforma El Doctor (cabalgadura El Doctor), el que más desplazamiento acomoda. Para el caso de la sedimentación sintectónica, su influencia se observa en un incremento de la actividad de la falla ubicada cerca del límite entre la plataforma Valles-San Luis Potosí y la cuenca Tampico-Misantla, acomodando aun más desplazamiento que la falla próxima al borde de la plataforma El Doctor con la cuenca de Zimapán (Figura 4.18)

Aunque en una cuña heterogénea el promedio del desplazamiento de las fallas disminuye con la distancia hacia el antepaís (Figura 4.18), existen fallas que escapan de este patrón debido a que suelen ser activas durante periodos de tiempo prolongados (larga vida) y reactivarse en etapas tardías de la deformación (Figura 4.17), tal es el caso de la cabalgadura El Doctor (capítulo 3)

4.6.6.- Deformación del paquete sintectónico.

La deformación de la capa sintectónica depende de su posición con respecto a las plataformas y las cuencas que la subyacen. En general, se puede apreciar que la deformación es muy intensa por debajo de las cabalgaduras mayores formadas en las fronteras entre plataformas y cuencas, y es menos intensa en sitios alejados a estas fallas. A escala del modelo (kilométrica en la naturaleza), la distorsión del paquete sintectónico está caracterizada por pliegues sinformes muy apretados (isoclinales) localizados en los bordes entre elementos paleogeográficos, los cuales son cortados por fallas inversas. En otros sitios, la deformación es menos intensa, sobre todo en las plataformas (Figura 4.18). Este patrón concuerda con lo observado en la naturaleza, donde hay una concentración de la deformación bajo las cabalgaduras mayores y es menos intensa en la parte central de las cuencas (capítulo 3).

Un aspecto interesante, es el nivel de enterramiento que puede llegar a tener el paquete sintectónico localizado por debajo de cabalgaduras como El Doctor y Volantín (Figura 4.18), lo cual puede ser muy importante para entender no solo la deformación, sino también el flujo de

fluidos y temperatura alcanzada las rocas de dicho paquete (Gray *et al.*, 2001; Fitz-Díaz *et al.*, 2011a). También puede ser fundamental para entender tiempos de maduración y migración de hidrocarburos localizados en los bordes entre plataformas y cuencas, los cuales están presentes en muchos cinturones de pliegues y cabalgaduras en el mundo.

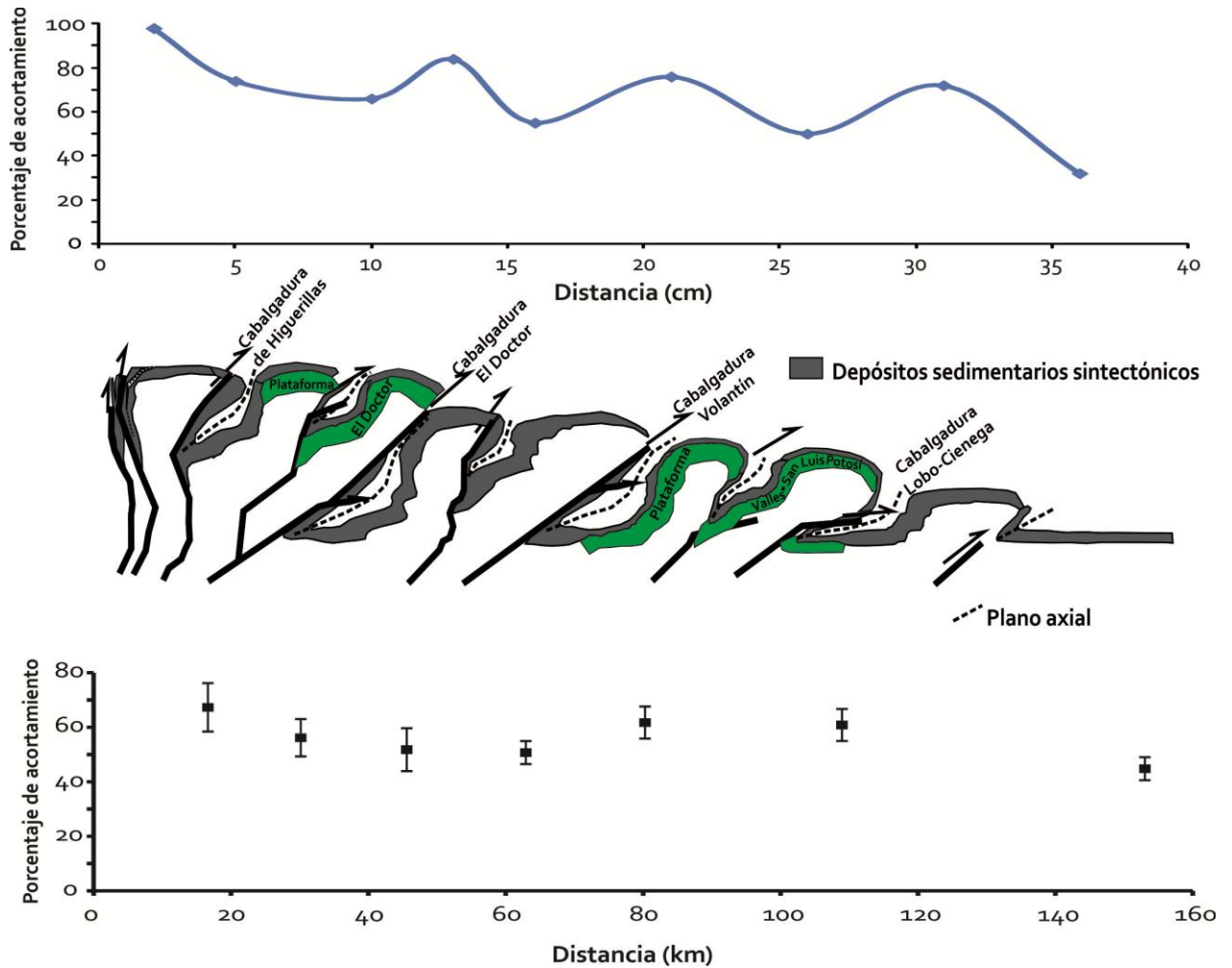


Figura 4.18.- Geometría final del paquete sintectónico en el modelo M-SCT₃ (centro), donde se puede observar la deformación sufrida en esta capa. El gráfico de arriba, muestra la variación del acortamiento horizontal a lo largo de la cuña generada en el modelo, mientras que en el gráfico de abajo se presenta la misma variación con datos obtenidos en el campo (capítulo 3).

4.7.- Conclusiones.

De acuerdo con las observaciones realizadas en los modelos analógicos de este trabajo, se puede concluir lo siguiente:

- En cuñas con materiales homogéneos, los modelos se ajustan bien a la teoría propuesta para la generación y desarrollo de cuñas orogénicas (Davis *et al.*, 1983).
- Los modelos demuestran la importancia de las variaciones mecánicas laterales en la distribución y localización de la deformación.
- La reactivación de fallas y la generación de estructuras fuera de secuencia, es una forma común de acomodar la deformación durante el desarrollo de las cuñas que presentan cambios laterales de facies.
- En modelo M-SCT₃ con cambios laterales en los materiales (cuencas y plataformas) es el que más se parece a lo descrito en la sección Vizarrón-Tamazunchale con base a la geometría de la cuña y distribución de la deformación.
- Los depósitos sintectónicos probablemente cubrieron a los elementos paleogeográficos (plataformas y cuencas) antes de ser involucrados en la deformación, por lo que debió existir deformación por acortamiento activa hacia el oeste de la sección estudiada. Esta idea es congruente con lo propuesto por algunos autores en base a las variaciones en la edad de la deformación del sistema orogénico en México (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012; Fitz-Díaz *et al.*, 2014a y 2017).
- El paquete sintectónico acomoda más deformación en los bordes entre plataformas y cuencas, donde existe una concentración de la deformación y el desarrollo de cabalgaduras que son activas por periodos de tiempo prolongados.

Capítulo V: Modelado numérico de la sección Vizarrón-Tamazunchale.

El impacto de las variaciones mecánicas laterales y de los procesos superficiales en la evolución de un cinturón de pliegues y cabalgaduras de piel delgada, como la sección Vizarrón-Tamazunchale (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012), es investigada usando una simulación numérica mediante elementos finitos en el programa Abaqus 6.12. Los modelos exploran la evolución, el acortamiento horizontal de unidades lito-tectónicas (plataformas y cuencas) y el estilo estructural. En este capítulo se presenta un análisis de variables como la fricción en la superficie de despegue, la geometría de los bordes entre plataformas y cuencas, espesor de las plataformas y cuencas, espesor del paquete sintectónico y la erosión sintectónica en la sección estudiada (Cruz *et al.*, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; observaciones de campo presentadas en el capítulo 3). Además se investiga el efecto de reglas de erosión basadas en procesos que ocurren en la naturaleza (Hilley *et al.*, 2004).

Como se mencionó en los primeros capítulos, el cinturón de pliegues y cabalgaduras Mexicano en el centro de México, presenta características particulares, debido a la influencia que tienen los cambios de facies relacionados a la paleogeografía del Albiano-Cenomaniano (Carrillo-Martínez, 2000). El modelado numérico de la sección estudiada requiere una variación reológica similar dentro de la cuña. Sumado a esto, la inclusión de erosión sin y post tectónica en los modelos numéricos puede ayudar a explicar la geometría actual en la sección.

5.1.- Modelos numéricos en el programa de elemento finito en Abaqus.

Para este trabajo se eligió al paquete Abaqus 6.12 para resolver mediante el método de elemento finito la generación y desarrollo de las cuñas. Dicho paquete tiene la capacidad de simular deformación finita e inelástica, además de que permite definir contactos con fricción de manera adecuada (Panian y Wiltschko, 2007).

El paquete Abaqus está dividido en dos partes principales, Abaqus CAE y Abaqus Standar-Explicit; la primera parte está formada por una interface de usuario, en donde se puede establecer de manera interactiva la geometría y las propiedades materiales del modelo. Así mismo se pueden establecer las condiciones iniciales y de frontera, y determinar el mallado a utilizar. Todo este procedimiento se realiza mediante módulos, los cuales van generando un código que es almacenado de manera estructurada en un archivo de entrada *.inp. Una vez diseñado el modelo, el archivo *.inp es sometido en la segunda parte del programa para ser resuelto (Abaqus Standar-Explicit). Finalmente, al terminar de correr código del archivo de entrada, se procede a visualizar y analizar el resultado en Abaqus CAE. En ciertos casos particulares es posible escribir procedimientos y/o funciones que no están incluidos en los módulos de Abaqus usando el lenguaje de programación Python dentro del archivo de entrada *.inp.

En los siguientes apartados se hablará más sobre el paquete Abaqus en cuanto a la definición de la geometría de los modelos y tipo de materiales, así como de los resultados obtenidos en los experimentos numéricos de la sección estudiada.

5.2.-Comportamiento de los materiales en Abaqus.

Modelo constitutivo.

En la teoría del flujo plástico, la deformación puede dividirse en dos partes: deformación elástica y deformación plástica (Panian y Wiltschko, 2007). Dicha descomposición se expresa a través de la siguiente ecuación:

$$d\varepsilon_{ij} = d\varepsilon_{ij}(\text{elástico}) + d\varepsilon_{ij}(\text{plástico}) \quad 5.1$$

Donde $d\varepsilon_{ij}$ es el tensor incremental de la deformación, $d\varepsilon_{ij}(\text{elástico})$ es el tensor de deformación elástica y $d\varepsilon_{ij}(\text{plástico})$ es el tensor de deformación plástica. En la ecuación anterior, la respuesta elástica está dada por la Ley de Hooke.

$$d\sigma_{ij}^{\text{elástico}} = C_{ijkl}d\epsilon_{kl}^{\text{elástico}} \quad 5.2$$

Aquí, $\sigma_{ij}^{\text{elástico}}$ es el esfuerzo elástico y C_{ijkl} es el tensor de rigidez, el cual está en términos del modulo de Young (E) y la razón de Poisson (γ); $d\epsilon_{kl}^{\text{elástico}}$ es la deformación elástica. Las ecuaciones 5.1 y 5.2 asumen que la deformación elástica es pequeña, lo cual es aceptable para problemas relacionados con la deformación de las rocas a escala de la corteza terrestre, donde el esfuerzo se encuentra en el orden de 10^2 MPa y el modulo de Young es de 10^4 MPa. Por otro lado, la parte plástica sigue una ley de flujo de Mohr-Coulomb, adecuada para las rocas. (Davis *et al.*, 1983)

5.3.-Diseño, geometría y materiales de los experimentos numéricos.

Los modelos usan un análisis cuasi-estático para no incluir los efectos inerciales mientras que la forma de los elementos fue predominantemente tetraedros, con lo cual se redujo la posibilidad de producirse distorsiones extremas en la malla. El tamaño de los elementos fue de 200 a 500 m, dando un número total de elementos de ~7,000. Finalmente, los modelos fueron resueltos utilizando un esquema de integración implícito.

La geometría inicial de los modelos fue similar a la utilizada en los experimentos analógicos, la cual está basada en las observaciones de Fitz-Díaz *et al.* (2012). Una característica diferente en la geometría de los modelos numéricos, fue la inclusión de una superficie de despegue inclinada

hacia el traspais; el valor de la inclinación de dicha superficie fue determinada con base en las secciones geológico-estructurales de Suter (1987) y Fitz-Díaz *et al.* (2011a y 2012). En los experimentos numéricos también se considera un basamento rígido sobre el cual se despegan y se deforman las unidades.

El tamaño inicial de modelo es de 10.5 km de altura (eje y) y 340 km de longitud (eje x), con una superficie de despegue (β) inclinada $\sim 1^\circ$ hacia el traspais (izquierda) que divide al basamento de las unidades sedimentarias que se deforman. El espesor máximo de las unidades sedimentarias se encuentra a la izquierda del modelo y disminuye hacia la derecha (antepais), generando una forma de cuña (Figura 5.1). La secuencia sedimentaria está conformada por una capa en la base que descansa sobre el basamento (unidad pre-cuencas y plataformas: PCP). Sobre esta capa, se ubican las capas representativas de las plataformas y las cuencas; las cuales son cubiertas por una capa que representa al paquete sintectónico (formaciones Soyatal y Méndez, capítulos III y IV). El espesor máximo de la capa PCP está hacia izquierda del modelo con 4.3 km; en el caso de las plataformas y cuencas, éstas tienen un espesor de 2 y 1 km respectivamente. En lo que se refiere al paquete sintectónico, su espesor es máximo en las cuencas (1.5 km) y mínimo sobre las plataformas (0.5 km). El tamaño inicial horizontal de cada uno de los elementos paleogeográficos (cuencas y plataformas) en los modelos de la sección Vizarrón-Tamazunchale (Figura 1.1) fue de 40 km para la plataforma El Doctor, 70 km para la cuenca de Zimapán, 60 km para la plataforma Valles-San Luis Potosí y 106 km para la cuenca Tampico-Misantla (Figura 5.1). Los límites entre plataformas y cuencas se tomaron como verticales, con base en lo realizado en los modelos analógicos (capítulo 4).

Las propiedades de los materiales que constituyen las diferentes capas en los modelos fueron obtenidas con base en los resultados del modelado analógico, en donde se determinó el ángulo de fricción interna a través del ángulo de reposo de cada material que forma la sucesión sedimentaria (Tabla 5.1). En el caso de la densidad, ésta tuvo un valor igual a 2300 kg/m^3 para todo el paquete sedimentario; dicho valor está basado en la densidad promedio de las rocas sedimentarias en la naturaleza (Hubbert, 1951); mientras que la cohesión fue establecida usando las reglas de escalamiento (ecuación 4.3; Hubbert, 1937; Ramberg, 1981) con una relación de escala de 0.001 (modelo/naturaleza) y una cohesión promedio de rocas sedimentarias de $\sim 60 \text{ MPa}$ (Goodman, 1989). Para la parte elástica de los materiales se

establecieron valores de 2×10^9 Pa y 0.3 para el módulo de Young y la razón de Poisson respectivamente (Tabla 5.1), estos valores se encuentran dentro del orden de escala observado en la naturaleza y utilizado en otros modelos numéricos (Palacios-Nieto, 1982; Panian y Wiltschko, 2007; Stockmal *et al.*, 2007; Contreras y Suter, 2015).

Las condiciones de frontera fueron establecidas tomando en cuenta que el borde derecho y la base del modelo, además del borde izquierdo del basamento permanecen sin movimiento ($velocidad(x,y)=0$); sólo el borde izquierdo del paquete sedimentario se mueve hacia la derecha ($v_x > 0$). En el caso de la superficie superior del modelo se impone una condición de frontera libre.

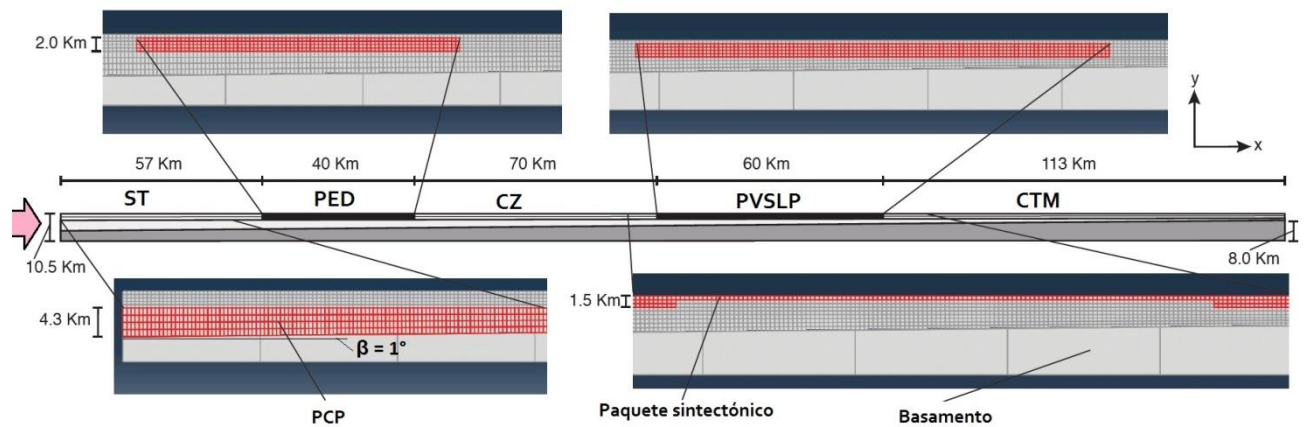


Figura 5.1.- Esquema general de los modelos numéricos realizados en este trabajo. Todos los experimentos tienen la misma geometría, inclinación en el despegue y velocidad de desplazamiento (de izquierda a derecha). Para los modelos Moo8 y 09 se preservan las mismas características solo que sin cambios laterales. ST, Secuencias Tóliman; PED, Plataforma El Doctor; CZ, Cuenca de Zimapán; PVSLP, Plataforma Valles-San Luis Potosí; CTM, Cuenca Tampico-Misantla; PCP, Pre-Cuencas y Plataformas.

La tasa de desplazamiento del borde izquierdo del paquete sedimentario (contrafuerte) fue de 3.3 mm/año con base en datos de edades de deformación dentro de la sección Vizarrón-Tamazunchale (la deformación inicia a ~ 90 Ma y termina hace ~ 45 Ma) y el desplazamiento total (~ 150 km) calculado a partir del acortamiento total ($\sim 50\%$) estimado en la sección (Suter, 1987; Hernández-Jáuregui, 1997; Carrillo-Martínez, 2000; Vásquez-Serrano, 2010; Fitz-Díaz *et al.*, 2012, 2014b, 2017).

Tabla 5.1: Propiedades de los materiales y parámetros utilizados en los modelos.

Unidad	Parámetro	Magnitud
Zona de despegue	Coefficiente de fricción (μ_b)	~0.2
Basamento	Densidad ρ (kg/m ³)	2500
	Cohesión, C (MPa)	0.1
	Modulo de Young, K (GPa)	0.5
	Relación de Poisson (ν)	0.3
	Ángulo de fricción	40
PCP	Densidad ρ (kg/m ³)	2300
	Cohesión, C (MPa)	0.02
	Modulo de Young, K (GPa)	2
	Relación de Poisson (ν)	0.3
	Ángulo de fricción	27
Plataformas	Densidad ρ (kg/m ³)	2300
	Cohesión, C (MPa)	0.02
	Modulo de Young, K (GPa)	2
	Relación de Poisson (ν)	0.3
	Ángulo de fricción	40
Cuencas	Densidad ρ (kg/m ³)	2300
	Cohesión, C (MPa)	0.02
	Modulo de Young, K (GPa)	2
	Relación de Poisson (ν)	0.3
	Ángulo de fricción	30
Paquete sintectónico	Densidad ρ (kg/m ³)	2300
	Cohesión, C (MPa)	0.02
	Modulo de Young, K (GPa)	2
	Relación de Poisson (ν)	0.3
	Ángulo de fricción	25

La aceleración de la gravedad en los modelos es de 9.8 m/s^2

PCP: Pre-Cuencas y Plataformas

Otro aspecto importante, es que los modelos elastoplásticos realizados no incluyen el efecto de la presión de fluido en el desarrollo de las cuñas. Más bien están enfocados a entender los siguientes aspectos:

- Comparación de cuñas generadas a partir de un material homogéneo y con variaciones litológicas laterales.
- Rol de la fricción en la superficie de despegue.
- El papel del espesor de las plataformas.

- La influencia del espesor del paquete sintectónico.
- El rol de la erosión sintectónica en el desarrollo de la cuña.

5.4.- Resultados del modelado numérico.

En total se realizaron 18 experimentos, los cuales corrieron en un tiempo promedio de 72 horas por cada experimento; para cada uno de ellos se estimó el acortamiento horizontal de cada uno de los elementos paleogeográficos (plataformas y cuencas) utilizando la siguiente expresión:

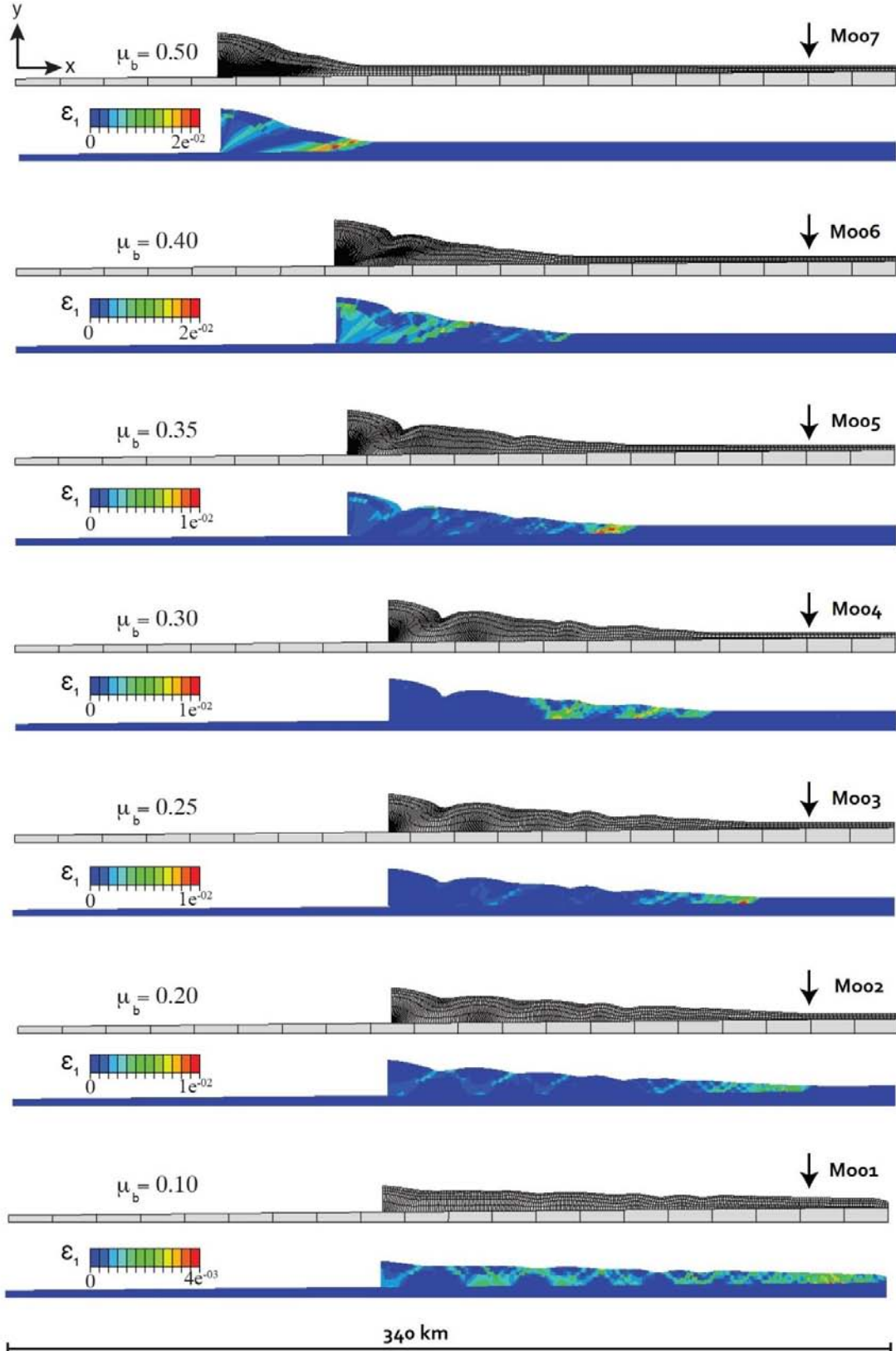
$$\% \varepsilon = \frac{l_f - l_o}{l_o} * 100 \quad 5.3$$

Donde $\% \varepsilon$ es el porcentaje de acortamiento, l_o es la longitud inicial y l_f el la longitud final. Adicionalmente, se midió la pendiente topográfica, longitud de la cuña, altura de la cuña y desplazamiento total alcanzado.

Variación de la fricción en la superficie de despegue.

Una variable importante en el desarrollo y geometría final de las cuñas orogénicas es la fricción en el despegue, la cual se desconoce en la sección Vizarrón-Tamazunchale (Suter, 1987). La serie de experimentos Moo1-07 explora el efecto que tiene la fricción del despegue en la geometría y distribución del acortamiento dentro de la cuña. El objetivo es establecer el valor de la fricción que mejor se adecua a lo observado en el campo. Los valores que se probaron fueron $\mu_b = 0.1, 0.2, 0.25, 0.3, 0.35, 0.4$ y 0.5 para los modelos Moo1, Moo2, Moo3, Moo4, Moo5, Moo6 y Moo7 respectivamente. En los modelos Moo4-07, la cuña tiene una pendiente topográfica alta ($6^\circ - 14^\circ$), con una concentración de la deformación en el traspais (Figura 5.2, Tabla 5.2). Estas simulaciones desarrollan inestabilidades numéricas debido a altas distorsiones en el traspais antes de alcanzar los 145 km de acortamiento. En cuanto a la longitud de la cuña en los modelos con alta fricción, se tienen valores de 128, 104, 94 y 56 km para Moo4, Moo5, Moo6 y Moo7, respectivamente.

Figura 5.2.- Modelos con variaciones en la fricción (μ_b) de la superficie de despegue. Con una fricción menor a 0.5, la deformación avanza a una mayor distancia hacia el antepais. El modelo Moo2 es el que se ajusta mejor a lo observado en el campo (Tabla 5.2) y se toma como referencia para los modelos presentados en los próximos apartados. En cada modelo (Moo1-07) se muestra la tasa de deformación (ε_1) al momento de alcanzar el máximo desplazamiento. La flecha en los modelos indica el frente de deformación actual de la sección Vizarrón-Tamazunchale (Fitz-Díaz *et al.*, 2012).



Para coeficientes de fricción $\mu_b < 0.3$, las cuñas producidas en los modelos tiene una longitud >130 km. La pendiente topográfica en estos modelos es de 1.4° , 3.5° y 4.6° para Moo1, Moo2 y Moo3 respectivamente. La deformación interna de estas cuñas se distribuye sobre una distancia mayor, con una menor deformación en las plataformas (Figura 5.1, Tabla 5.2).

Una característica importante en todos los modelos, es la concentración de la deformación en las fronteras entre cuencas y plataformas, generándose en algunos casos zonas de cizalla inclinadas hacia el traspais con movimiento hacia el antepais (Figura 5.2).

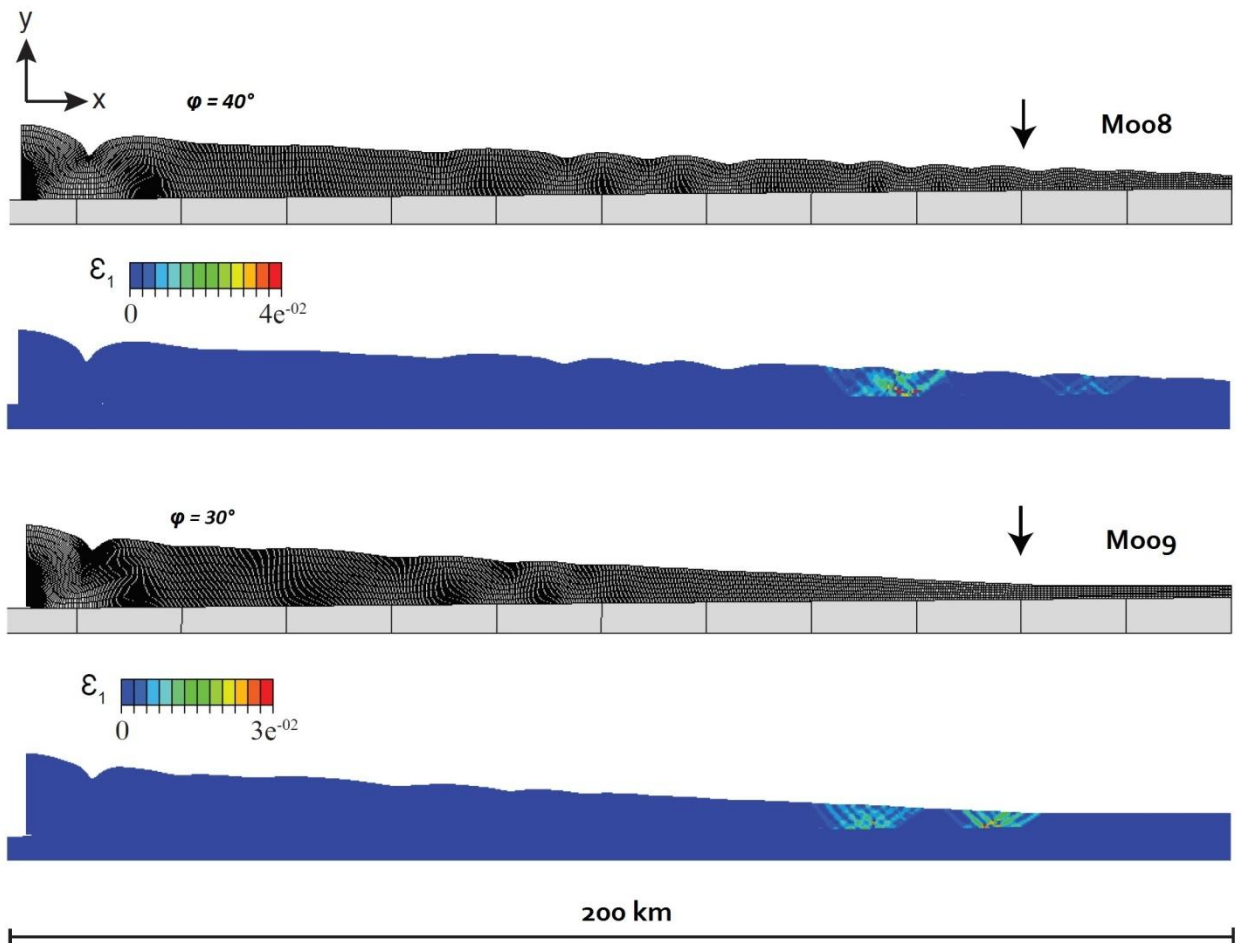


Figura 5.3.- Modelos Moo8 y 09 con cuñas constituidas por un material homogéneo que tiene un ángulo de fricción interna (φ) de 40° y 30° . Se puede apreciar que la deformación es distinta en estos modelos comparados con lo observado en el modelo Moo2; aunque la geometría de a cuña de Mo09 es muy parecida a Moo2, la distribución de la deformación es distinta (Tabla 5.2). Los modelos se presentan a través de la malla deformada y la tasa de deformación al alcanzar 145 km de desplazamiento.

Modelos de cuñas homogéneas y heterogéneas.

Antes de explorar cambios en las propiedades de los materiales, primero se investiga el efecto de variar el ángulo de fricción interna de 40° y 30° (modelos Moo8 y 09), sin considerar variaciones mecánicas laterales relacionadas con la presencia de rocas de plataforma y de cuenca, y tomando en cuenta una fricción de despegue de $\mu_b = 0.2$.

Con un desplazamiento total de 145 km, los modelos Moo8 y 09 alcanzaron una longitud de la cuña de 196 km y 162 km respectivamente. En cuanto a la pendiente topográfica, ésta fue de 3.4° para el Moo8 y de 2.4° para el Mo09. Las variaciones de acortamiento horizontal dentro de la cuña son congruentes con una disminución progresiva de la deformación hacia el antepaís (Figura 5.3. Tabla 5.2). Estos resultados difieren de lo obtenido en modelo Moo2 ante un desplazamiento total y fricción en el despegue iguales (Figura 5.2, Tabla 5.2).

Espesor de las plataformas.

En la sección estructural estudiada existe cierta incertidumbre en cuanto al espesor original de las unidades que representan a las rocas de plataforma. De acuerdo con algunos autores el espesor original más probable sería de ~2km como mínimo (Suter, 1987; Contreras y Suter, 2015); sin embargo, otros autores proponen que dicho espesor es alcanzado por duplicación o triplicación tectónica (Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012), por lo que el espesor original estaría entre 600 y 800 m. Un aspecto importante a tomar en cuenta, es que, de acuerdo con lo observado en el campo (Suter, 1984, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012), las plataformas (El Doctor y Valles-San Luis Potosí) acomodan menos deformación en comparación con las cuencas, lo cual no apoya la hipótesis de engrosamiento tectónico. En sitios ubicados hacia el norte de la sección Vizarrón-Tamazunchale, se ha sugerido que el espesor de la plataforma Valles-San Luis Potosí alcanzó ~ 2 km (López-Doncel, 2003; Omaña-Pulido, 2012), lo cual es congruente con el espesor estimado en pozos perforados en las plataformas de Tuxpan y Córdoba.

De acuerdo con lo anterior, se decidió realizar 2 experimentos (Mo10 y Mo11) variando el espesor de las plataformas y las cuencas; de estas últimas, se ha sugerido que alcanzaron la mitad del espesor de las plataformas (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000). Los resultados de estos dos experimentos son comparados con el modelo Moo2 en donde se estableció un

espesor para las plataformas y cuencas de 2 y 1 km respectivamente. Para el modelo Mo10 se estableció un espesor en las plataformas de 500 m, mientras que para el Mo11 se tiene un espesor de 1000 m (Figura 5.4). La fricción en la superficie de despegue es la misma que en el modelo Moo2.

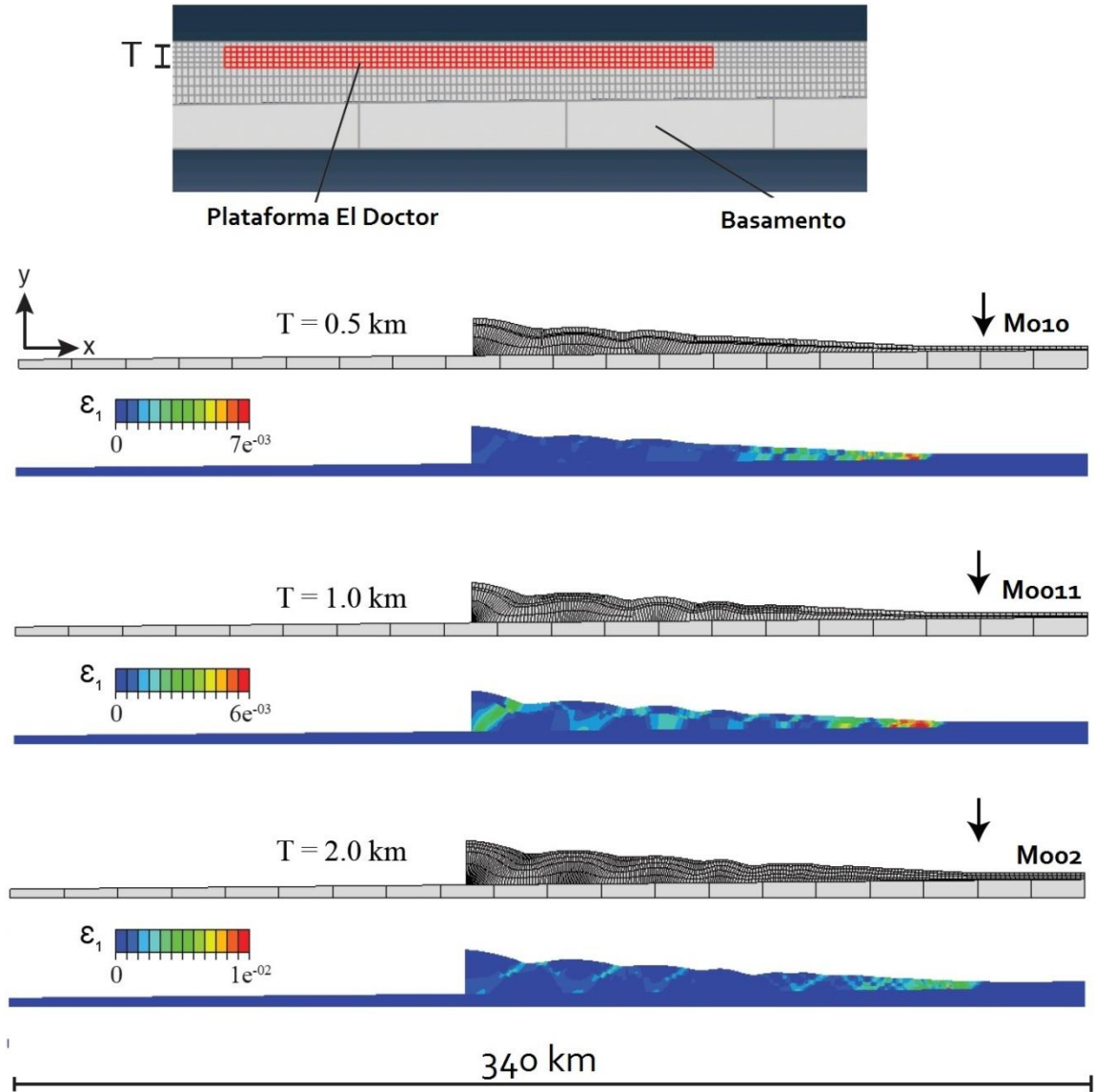


Figura 5.4.- Modelos en donde se investiga la influencia que tiene el espesor de las plataformas (T) en la geometría final y deformación interna de la cuña (ver Tabla 5.2). En estos modelos también se muestra la tasa de deformación a 145 km de desplazamiento y la distorsión en la malla. A manera de comparación se incluye al modelo Moo2.

Después de 145 km de desplazamiento, las cuñas que se generaron en los dos modelos presentan las siguientes características: en Mo10 se tiene una longitud de la cuña y pendiente topográfica de 144 km y 3.6°. En lo que se refiere al Mo11, éste presenta una longitud de la cuña de 145 km y una pendiente topográfica inclinada 4°. La deformación dentro de las cuñas es muy similar (Figura 5.4, Tabla 5.2), existiendo menor cantidad de deformación en las plataformas y concentrándose de manera importante en los bordes entre plataformas y cuenca. Es importante mencionar, que si comparamos lo observado en estos modelos con lo visto en el modelo Moo2, la longitud de la cuña es significativamente menor en Mo10 y 11, y la pendiente topográfica es ligeramente mayor.

Espesor del paquete sintectónico de la sección Vizarrón-Tamazunchale.

Un factor importante en el desarrollo, geometría y distribución de la deformación dentro de las cuñas orogénicas es el peso que tienen los depósitos sintectónicos (Beamont 1981; Stockmal *et al.*, 2007; Fillon *et al.*, 2013). Observaciones de campo representadas en secciones geológico-estructurales y análisis en modelos numéricos y analógicos sugieren que el espesor del paquete sintectónico influye en la distribución de la deformación dentro de las cuñas orogénicas. Por ejemplo, se generan un número menor de fallas inversas espaciadas con mayor distancia cuando el espesor es potente (Montes Apeninos, Italia) y viceversa cuando el espesor del paquete sintectónico es delgado (Montañas Rocosas Canadienses).

Para la formación Soyatal se ha estimado un espesor de ~ 1 km en el borde oriental de la plataforma El Doctor, mientras que para la formación Méndez se ha calculado un espesor de ~ 0.6 km en la cuenca Tampico-Misantla (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000). Estos valores representan un espesor medido en rocas deformadas y erosionadas, por lo que lo más probable es que representen un mínimo. Existen otros trabajos donde se ha propuesto que el espesor del paquete sintectónico puede ser mayor a 4 km basado en el registro térmico de las rocas (Gray *et al.*, 2001).

Lo anterior demuestra que el espesor de las formaciones sintectónicas aun no está bien establecido para la sección Vizarrón-Tamazunchale. Por esta razón se corrieron tres modelos con el propósito de estimar el espesor para el paquete sintectónico, con base en el efecto que tiene dicho espesor en la geometría final y distribución de la deformación dentro cuña.

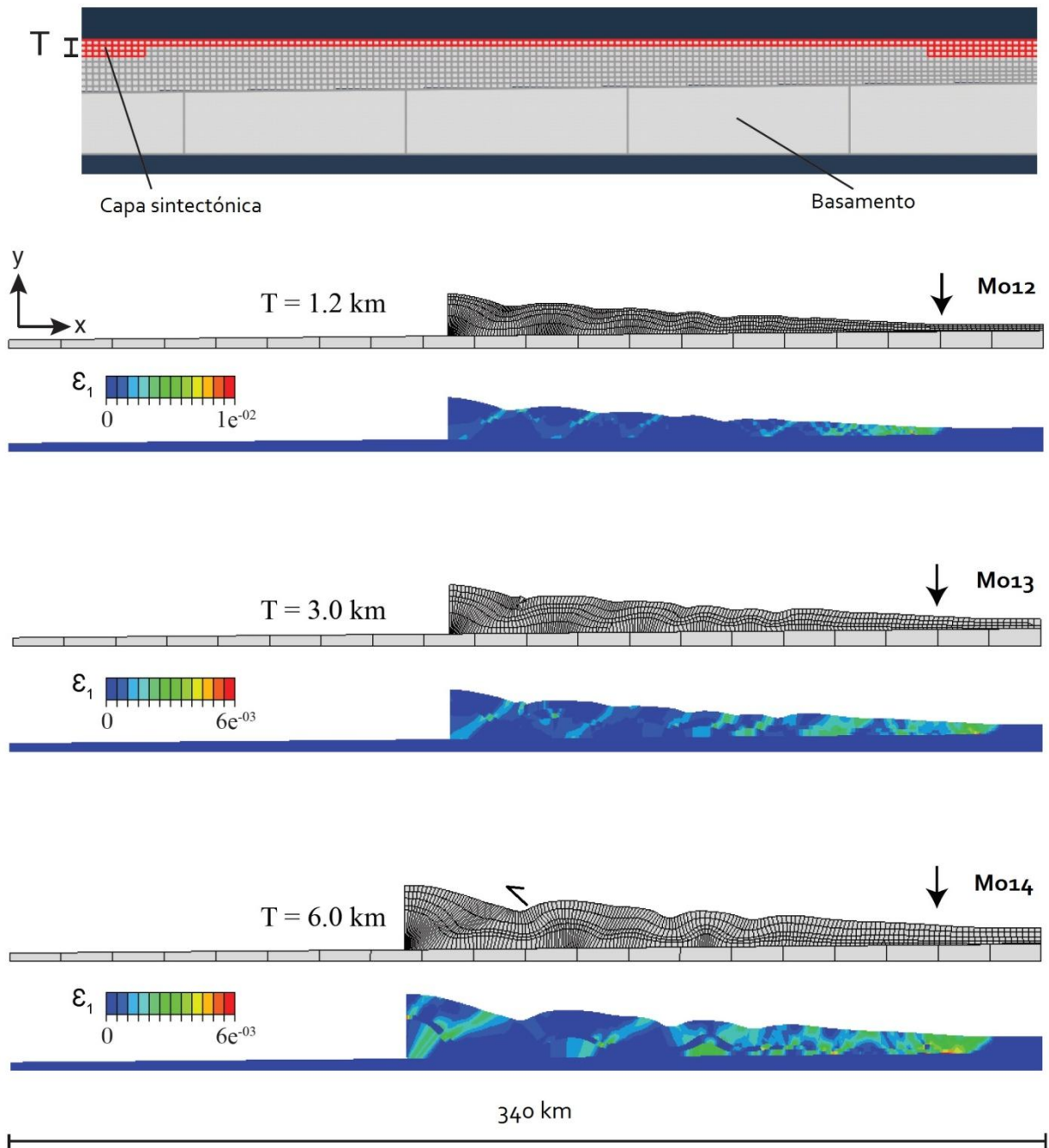


Figura 5.5.- Influencia del espesor del paquete sintectónico (T) en la deformación interna y geometría final de la cuña que representa a la sección Vizarrón-Tamazunchale. Se puede apreciar que para el caso de los modelos Mo13 y 14, la longitud de la cuña es más grande que la del modelo Mo12, y el frente de deformación está más adelante de lo observado en la naturaleza (flecha). Para el modelo Mo14, se observan características particulares y diferentes a las presentadas en los otros modelos, por ejemplo, existe un menor desplazamiento (116 km) y se genera una falla inversa convergencia opuesta en la frontera entre la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán. Todos los modelos presentan la tasa de deformación en el último instante del desplazamiento total, así como la distorsión de la malla.

Los experimentos Mo12-14 utilizan un espesor de 1.2, 3 y 6 km del paquete sintectónico con las mismas condiciones de frontera e iniciales del modelo de referencia Moo2. Para el modelo Mo12 con un espesor en la capa sintectónica de 1.2 km, la cuña presento una longitud de 162 km con una pendiente topográfica de 3.5°, mientras que para los modelos Mo13 y 14 se obtuvieron valores de 179 y 175 km en la longitud de la cuña, y 3.8° y 4.1° en la pendiente topográfica (Figura 5.5, Tabla 5.2). En el caso del experimento Mo14, el cual tiene un espesor en el paquete sintectónico de 6 km, se observa que no se alcanzó el desplazamiento total de los otros modelos (Mo12 y 13), tendiendo un valor de 116 km.

En lo que respecta a la deformación dentro de la cuña, se puede apreciar que las plataformas acomodan menos deformación en comparación con las cuencas localizadas hacia el traspais (cuenca de Zimapán. Tabla 5.2). También es posible observar que existe una concentración de la deformación en las fronteras entre plataformas y cuencas, generándose zonas de cizalla inclinadas hacia el traspais y con movimiento hacia el antepais. Un aspecto interesante en la deformación de la cuña del modelo Mo14, es la presencia de una falla inversa en el borde entre la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán sólo que, a diferencia de los otros modelos, esta tiene una vergencia opuesta (retrocabalgadura); otra característica particular que tiene este modelo es la alta concentración de la deformación en el traspais (Tabla 5.2), lo cual difiere de lo visto en los otros modelos (Mo12 y 13).

Comparando al modelo base (Moo2), con los modelos presentados en este apartado, es evidente que a mayor espesor del paquete sintectónico, la cuña tiene una mayor longitud y una mayor pendiente topográfica. El modelo Mo12 es el que se parece más a lo observado en el modelo de referencia, ya que las características geométricas y distribución de la deformación de la ambas cuñas son similares con un desplazamiento total de 145 km (Figura 5.5, Tabla 5.2).

Efecto de la erosión sintectónica.

Los procesos superficiales tienen una gran influencia en el desarrollo de los cinturones de pliegues y cabalgaduras, y en la geometría final y distribución de la deformación interna en una cuña orogénica (Beamont 1981; Davis *et al.*, 1983; Dahle y Barr, 1984; Wu y McClay, 2011; Fillon *et al.*, 2013). Estos procesos, están íntimamente relacionados con el equilibrio de fuerzas que gobierna la evolución de un sistema orogénico. Para conocer cuál es el efecto de la erosión

sintectónica en la sección Vizarrón-Tamazunchale se realizaron 2 experimentos: uno con baja erosión y el otro con alta erosión sintectónica. Para aplicar la remoción de material dentro de la cuña se aplican las reglas de erosión propuestas por Hilley *et al.* (2004) y Cruz *et al.*, (2011) (ver capítulo IV). El modelo de Hilley *et al.* (2004) considera a la incisión fluvial de las rocas como factor dominante dentro del proceso de erosión (Willett, 1999; Willett y Brandon, 2002). De acuerdo con estos autores, existe un parámetro importante llamado constante de erosión (**K**) que permite conocer la cantidad de material removido dentro de un cinturón de pliegues y cabalgaduras. **K** depende de la resistencia de las rocas ante los procesos erosivos y del clima que existe en el momento de la erosión (ver capítulo IV). Para conocer el material removido, se aplica en los modelos la siguiente expresión:

$$\frac{da}{dt} = \frac{\Delta A}{\Delta t} = vT - \frac{Kk_a S^n W^{hm+1}}{(hm+1)} \quad 5.4$$

En esta ecuación, **da/dt** es la tasa de cambio del área en una sección transversal de la cuña (ver figuras 4.9 y 4.10), **ΔA** es la variación del área, **Δt** es el incremento del tiempo, **K** es la constante de erosión, **k_a** un coeficiente que depende del área y la longitud de la cuña, **S** es la pendiente de la cuña, **W** es la longitud de la cuña, **h** es un exponente de la relación longitud-área, **m** es un exponente que se relaciona con el área erosionada y **n** es un exponente relacionado con la pendiente de la cuña; **vT** es la tasa de material incorporado en el antepaís (**v**: velocidad de convergencia; **T**: espesor del paquete sedimentario en el frente de la cuña). El procedimiento aplicado para la remoción del material en los modelos presentados en este apartado (Mo15 y 16) es el mismo al descrito en capítulo 4 de esta tesis (modelos analógicos); sólo que en este caso, las reglas de erosión fueron incluidas dentro del archivo de entrada de Abaqus (*.inp) de cada modelo. El código escrito dentro este archivo tiene el propósito de remover elementos de la malla original que están dentro de área erosionada (**da**) en cada paso de erosión (**dt**). Los valores de las otras variables de la ecuación 5.4 fueron establecidas a partir del modelo analógico M-SCT₄ (alta erosión; capítulo 4) y de los modelos realizados por Cruz *et al.* (2011), quedando se la siguiente manera: $k_a = 4.0$, $h = 1.4$, $m = 0.4$, $n = 1$. Para la velocidad de convergencia **v**, se tomó el valor de la tasa de desplazamiento ($v = 3.5$ mm/año). En lo que se

refiere al espesor del paquete sedimentario incorporado en el frente de deformación (**T**), éste se estableció mediante la siguiente ecuación, debido a que la superficie de despegue esta inclinada hacia el traspais.

$$T = \tan\beta(340 - W) \quad 5.5$$

Donde β es la inclinación de la superficie de despegue (1°) y **W** es la longitud de la cuña en cada paso de erosión (ecuación 4.10 y Figura 4.10 en capítulo 4).

El procedimiento para la aplicación de la erosión se realiza en 3 pasos (a cada 7.14 Ma) e inicia con la generación de una cuña estable a ~60 km de desplazamiento (~17 Ma). En este punto se aplica la primera erosión, removiendo los elementos de la malla que quedan dentro de **da**, calculada a partir de la ecuación 5.4. Para los pasos siguientes se sigue el mismo procedimiento.

Los modelos numéricos de erosión realizados fueron Mo15 y 16 para baja y alta erosión; los cuales, utilizan un valor en la constante de erosión $K = 2.3 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$ y $K = 2.3 \times 10^{-5} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$ respectivamente (Figura 5.6). Se eligieron estos valores, de acuerdo con lo observado en la naturaleza para baja y alta erosión (Stock y Montgomery, 1999; Hilley *et al.*, 2004).

Los resultados muestran que la cuña del experimento con baja erosión (Mo15) no cambia mucho en sus características geométricas en comparación con el modelo de referencia (Mo02); éste modelo alcanza una longitud de la cuña y pendiente topográfica de 162 km y 3.5° respectivamente (Figura 5.6, Tabla 5.2). En cuanto a la deformación interna de la cuña, se puede observar que nuevamente las plataformas acomodan menos deformación (Tabla 5.2) y que existe una distorsión significativa de la malla en la frontera entre cuencas y plataformas. En lo que se refiere al modelo de alta erosión, Mo16, se puede observar que la longitud de la cuña es menor (159 km) comparada con los modelos Mo02 y Mo15; éste mismo comportamiento se aprecia en la pendiente topográfica, ya que el valor obtenido para esta variable en el modelo Mo16 fue de 3.3° . Un aspecto interesante que ocurre en el modelo de alta erosión es la concentración de la deformación en el traspais (Figura 5.6); aunque permanece el mismo patrón observado en los otros experimentos.

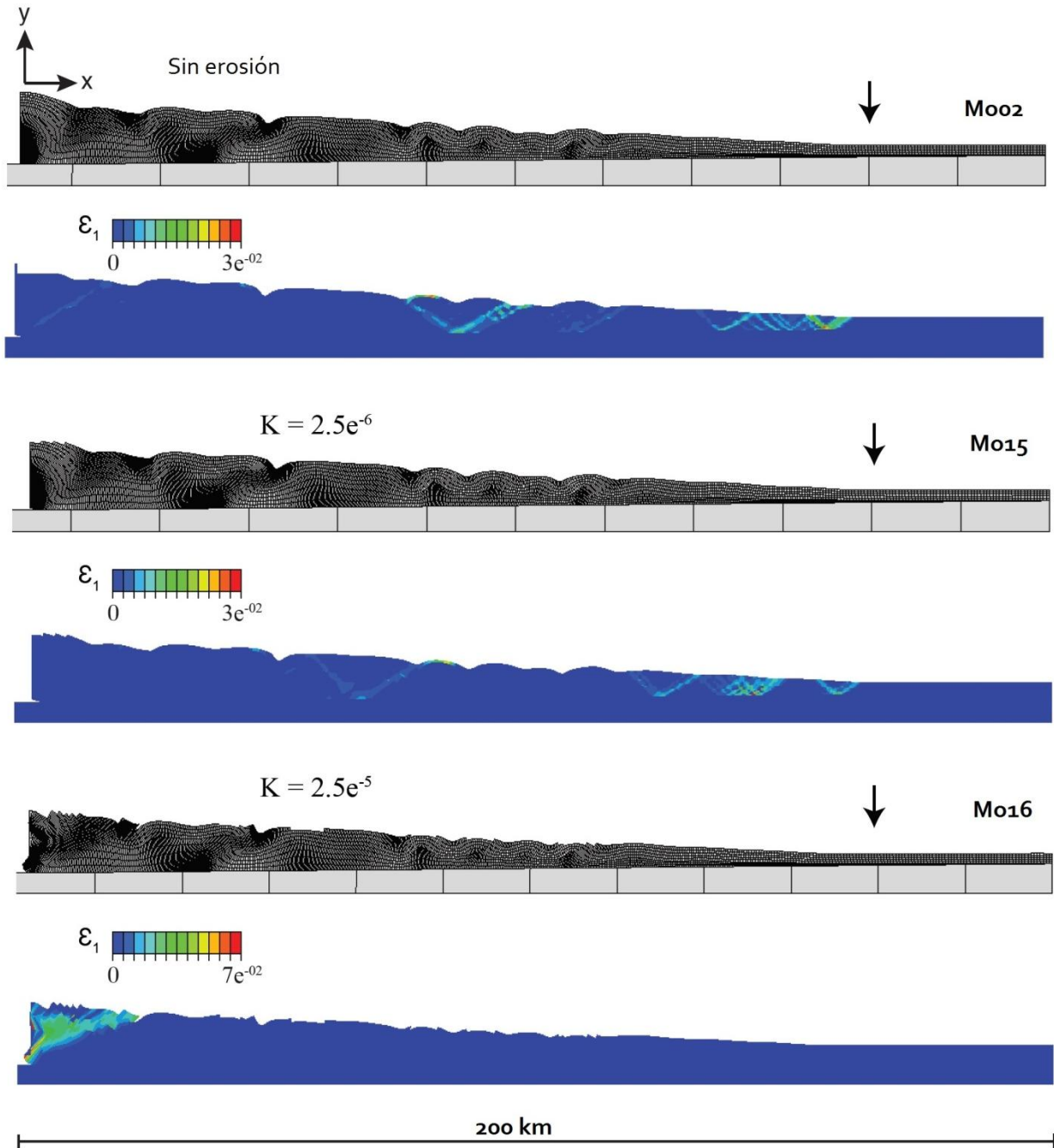


Figura 5.6.- Modelos de erosión que muestran el efecto de este proceso en la geometría final y deformación interna de la cuña que representa a la sección Vizarrón-Tamazunchale. Los modelos fueron hechos utilizando valores extremos en la constante de erosión K para baja (2.5×10^{-6}) y alta (2.5×10^{-5}) erosión. Estos valores son consistentes con los calculados en sistemas orogénicos actuales como Taiwan e Himalayas. Los experimentos de erosión son comparados con el modelo de referencia Moo2 con el objetivo de mostrar la influencia de este proceso superficial. Nótese la concentración de la deformación en el traspáis, la disminución de la longitud de la cuña y el aumento en la pendiente topográfica en Mo16, lo cual es congruente con lo observado en la naturaleza, en el modelo analógico M-SCT5 (capítulo IV) y en las predicciones teóricas (Dahle y Barr, 1984; Hilley *et al.*, 2004).

Tabla 5. 2. Acortamiento estimado de los elementos paleogeográficos para cada modelo numérico

EP/Modelo	ST	PED	CZ	PVSLP	CTM	LDC	PT	*
M001	44	46	50	41	40	196	1.4	145
M002	63	50	62	47	30	162	3.5	145
M003	63	54	62	47	22	136	4.6	145
M004	71	50	66	44	15	128	6	145
M005	71	54	65	30	6	105	7	128
M006	71	58.3	66	12	6	94	9	122
M007	74	58	33	0	0	56	14	78
M008	65	62	53	50	28	165	3.4	145
M009	48	58	50	29	26	196	2.4	145
M010	62	58	60	44	24	144	3.6	145
M011	62	54	62	44	26	145	4	145
M012	63	50	62	47	30	162	3.5	145
M013	63	46	62	35	40	179	3.8	145
M014	65	33	60	32	28	175	4.1	116
M015	65	47	69	35	30	159	3.3	145
M016	74	48	66	41	24	148	2.8	142
SVT	>70	55	70	35	32	160	3-3.8	~150

Acortamiento= $(l_0 - l_f) / l_0 \times 100$ [%]; LDC[km]; PT [°]

l_0 : Longitud inicial

l_f : Longitud final

* Desplazamiento total (km)

EP: Elemento paleogeográfico; ST: Secuencias Tolimán; PED: Plataforma El Doctor; CZ: Cuenca de Zimapán

PVSLP: Plataforma Valles-San Luis Potosí; CTM: Cuenca Tampico-Misantla; LCD: Longitud de la cuña

PT: Pendiente topográfica; SVT: Sección Vizarrón-Tamazunchale.

5.5.- Discusión.

Los modelos numéricos son una herramienta robusta para entender fenómenos geológicos como el desarrollo de cinturones de pliegues y cabalgaduras. En particular, en los modelos presentados en este capítulo, se trató de comprender el papel que tienen variables fundamentales en el desarrollo del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano en el centro de México (sección Vizarrón-Tamazunchale), ya que algunas de ellas han sido causa de controversia o no se conocen del todo bien (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). En los siguientes apartados se discuten los resultados obtenidos del modelado numérico.

5.5.1.- Comparación de modelos numéricos.

En el modelado numérico realizado en este trabajo, se empleó una geometría idealizada de la sucesión sedimentaria presente en la sección Vizarrón-Tamazunchale (Figura 5.1), basada en observaciones de campo realizadas en este y otros trabajos (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Además se utilizaron propiedades reológicas específicas para las rocas presentes en la sección.

Una propiedad reológica importante de los materiales es el ángulo de fricción interna. Esta propiedad es, quizá, la más importante, ya que el cambio lateral de facies observado en la sección Vizarrón-Tamazunchale es representado por un cambio en el ángulo de fricción interna de los materiales utilizados para simular las plataformas y cuencas. Las rocas de plataforma, acomodan la deformación de manera frágil mediante fallas inversas (Fitz-Díaz *et al.*, 2012) y se comportan como elementos rígidos dentro de la sucesión sedimentaria con un ángulo de fricción de $\sim 40^\circ$. Por otro lado, las rocas de cuenca son plegadas con la deformación debido a su carácter estratificado y a su comportamiento menos competente, el cual es caracterizado por un ángulo de fricción interna de $\sim 30^\circ$ (Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

Otra característica presente en los experimentos numéricos realizados, es la ausencia de planos de falla o debilidad predeterminados. Esta característica es fundamental para representar lo mejor posible la sucesión sedimentaria antes de la deformación (Figura 5.1; Fitz-Díaz *et al.*, 2012) y tratar de no influir en los resultados finales. Al igual que los modelos analógicos, la frontera entre plataformas y cuencas se estableció como vertical con base en lo descrito por López-Doncel (2003) y Omaña-Pulido (2012), con lo cual se diseñó una geometría inicial como la mostrada en la figura 5.1. Con las propiedades de los materiales y la geometría inicial establecida, los modelos numéricos fueron corridos tratando de buscar el modelo que más se ajustara a lo observado en la sección Vizarrón-Tamazunchale, variando ciertos parámetros como la fricción en el despegue (Mo01-07), el espesor de las plataformas (Mo10 y 11) y del paquete sintectónico (Mo12, 13 y 14), y la erosión sintectónica (Mo15 y 16). Adicionalmente se realizaron modelos con un paquete sedimentario sin variaciones mecánicas laterales con el fin de compararlos (Mo08 y 09) con el modelo que incluye cambios de facies. Es importante mencionar, que los experimentos numéricos no toman en cuenta que el efecto de la presión de poro dentro de cuña como se hace en otros modelos numéricos (Contreras y Suter, 2015).

El efecto que tiene la fricción de la superficie de despegue en el desarrollo y geometría final de la cuña es evidente en los modelos Moo1-07. Con una fricción alta se produce una cuña que tiene una longitud pequeña, con una pendiente topográfica muy alta y la deformación concentrada en el traspais (Figura 5.2). Al disminuir la fricción, se tiene una menor inclinación en la superficie topográfica y se incrementa la longitud (Figura 5.2 y Tabla 5.2). Tomando en cuenta los datos de acortamiento reportados en Vásquez-Serrano (2010) para las cuencas y lo establecido en Fitz-Díaz *et al.* (2011 y 2012) para la geometría final y deformación interna de la cuña de la sección Vizarrón-Tamazunchale, es posible establecer que el modelo Moo2 es el que mejor se ajusta a lo observado en la naturaleza (Figura 5.2 y Tabla 5.2), por lo que la fricción en el despegue más probable es de $\mu_b \sim 0.2$. Este valor es realista, tomando en cuenta que las rocas que están cerca de la zona de despegue son una sucesión de rocas clásticas estratificadas (lutitas y margas) que cambian lateralmente a evaporitas en algunas partes (Suter, 1987; Dávila-Alcocer, 2013; Ortega-Flores 2011, 2014; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Aunque, la fricción también podría estar relacionada con una alta presión de poro en el despegue (Contreras y Suter, 2015)

En lo que se refiere al espesor de las plataformas, principalmente de la plataforma El Doctor, ha sido discutido en varios trabajos (Wilson *et al.*, 1955; Carrasco, 1970; Ward, 1979; Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012), estableciéndose un espesor de 800 a 2000 m. Este rango tan amplio ha sido interpretado como una consecuencia de la duplicación o triplicación de la plataforma por apilamiento tectónico (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Debido a esta variación tan amplia en el espesor, se decidió realizar una serie de experimentos en donde se varía el espesor de las plataformas en 600, 1000 y 2000 m (Mo10, 11 y 02). Los resultados muestran que los modelos Mo10 y 11 no alcanzan la longitud en la cuña deseada, ya que es menor a la que tiene la sección geológica original, aunque la pendiente topográfica y deformación interna se encuentran dentro del rango establecido para la cuña original. El modelo Moo2, con un espesor en la plataforma de 2 km, es el que mejor se ajusta a lo observado; por lo que el espesor más probable para las plataformas, y en especial la plataforma El Doctor, sería de ~ 2 km. Esto es confirmado tomando en cuenta las estimaciones del espesor hechas en la plataforma Valles-San Luis Potosí, la cual tuvo un espesor de poco más de 2000 m antes de la deformación (Suter, 1987; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Contreras y Suter, 2015), y de

mediciones del espesor hechas en otras plataformas de la misma edad en otros sitios en el oriente de México, como la plataforma de Córdoba y la de Tuxpan, a las que se les ha calculado un espesor de ~2 km (Roure, 2008).

Otra variable importante en la cuña estudiada, es el espesor del paquete sintectónico, el cual representa a las formaciones Soyatal y Méndez. Estas formaciones han sido descritas en la sección, calculándoles un espesor de ~1000 m para la Formación Soyatal y de ~500 m para la Formación Méndez (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000). Sin embargo, el espesor medido no toma en cuenta la deformación de las rocas ni la erosión sin y post-tectónica. En algunos trabajos, se ha propuesto que rocas equivalentes del Maastrichtiano-Eoceno pudieron alcanzar un espesor de más de 3 km en el noreste de México (Grupo Difunta. McBride *et al.*, 1974); por esta razón, en los experimentos numéricos realizados se tomó en cuenta cuatro diferentes espesores 1.2, 1.5, 3 y 6 km (Mo12, 02, 12 y 14). La geometría final y deformación interna de la cuña, muestran que los modelos que tienen un paquete sintectónico con un espesor mayor o igual a 3 km tienen una longitud y pendiente topográfica mayor en comparación con la sección Vizarrón-Tamazunchale. En el caso especial del modelo Mo14, el espesor mayor del paquete sintectónico (6 km) ocasiona que la deformación interna de la cuña sea acumulada en el traspaís en etapas tardías. Esto genera que el modelo no alcance el desplazamiento requerido de 145 km (Figura 5.5). Una característica importante que se observa cuando aumenta el espesor del paquete sintectónico, es la disminución sustancial de la deformación que acomodan las plataformas (Tabla 5.2). De acuerdo con los resultados obtenidos, el espesor de la capa que representa a las formaciones sedimentarias sintectónicas podría ser de ~1.5 km (Mo02) antes de la deformación; ya que con dicho espesor, la geometría y deformación interna de la cuña son muy parecidas a lo que se observa en la naturaleza. Esto concuerda muy bien con el espesor de la Lutita Parras de edad Campaniano en el noreste de México, la cual tiene un espesor de 1200-1500 m (Imlay *et al.*, 1948).

Finalmente, para el caso de la erosión sintectónica, se realizaron una serie de experimentos con el fin de conocer cuál podría ser el patrón de erosión durante el desarrollo de la cuña. Es importante mencionar, que tanto en la sección Vizarrón-Tamazunchale como en el resto del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), no existen estudios sobre el papel que jugaron los procesos superficiales de erosión y sedimentación sintectónica en la deformación

del cinturón de pliegues y cabalgaduras; los datos que con los que se cuentan sobre el enterramiento y exhumación de las rocas aun son escasos (Gray *et al.*, 2001; Fitz *et al.*, 2011) y no permiten constreñir tasas de erosión y sedimentación. Por lo que el uso de modelos analógicos (capítulo 4) y numéricos representa una oportunidad para conocer el papel de los procesos superficiales en la formación del CPCM.

La erosión produce un reajuste en las fuerzas que controlan la estabilidad de la cuña orogénica (Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Dahlen, 1984; Mulugeta y Koyi, 1987; Dahlen y Suppe, 1988; Dahlen y Barr, 1989; Barr y Dahlen, 1989), lo que se refleja en la geometría final y deformación interna de dicha cuña; de ahí la importancia de conocer cuál fue la cantidad de material removido por la erosión. La competencia de las rocas expuestas en la superficie, su resistencia a la erosión y el clima son los factores principales que influyen en la tasa de erosión sintectónica dentro de un sistema montañoso producido durante la formación de un cinturón de pliegues y cabalgaduras (Willett, 1999; Willett and Brandon; Hilley *et al.*, 2004; Hilley y Strecker, 2004; Cruz *et al.*, 2010). Estos factores son representados por la constante de erosión **K**, la cual tiene un valor de $1.1-1.2 \times 10^{-5} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$ para una alta erosión y de $2-1.1 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$ para baja erosión en sistemas orogénicos actuales Himalayas y Taiwan. (Hilley *et al.*, 2004).

Los modelos Mo15 y 16 representan sistemas orogénicos con baja y alta erosión respectivamente. Es posible observar que el Mo16 ($K = 5.2 \times 10^{-5}$) sigue los patrones establecidos teóricamente (Davis *et al.*, 1983; Dahlen y Barr, 1989; Barr y Dahlen, 1989), es decir, existe una concentración mayor de la deformación en el traspás al tener una alta erosión sintectónica, reduciendo la longitud de la cuña y aumentando la pendiente topográfica (Figura 5.6 y Tabla 5.2). Si se compara las características geométricas y deformación interna de las cuñas de los experimentos Mo02, Mo15 y Mo16 (Figura 5.6), se puede apreciar que el modelo de baja erosión ($K = 5.2 \times 10^{-6}$) es el que mejor se ajusta a la geometría y patrones de deformación observados en la sección natural (Tabla 5.2). Esto sugiere que durante el desarrollo de la cuña que representa a la sección Vizarrón-Tamazunchale, existió una tasa de erosión baja comparable con lo que se observa en los Himalayas (Hilley *et al.*, 2004) y con lo que se ha sugerido en la cordillera Andina Argentina en etapas tardías (Cruz *et al.*, 2011). Tomando en cuenta esta observación, surge la siguiente pregunta, ¿qué factor o factores controlaron la tasa de erosión baja? Como se ha mencionado anteriormente, la resistencia de las rocas es un factor

fundamental en la tasa de erosión de un sistema orogénico, por ejemplo, en el traspais del orógeno de Taiwan actualmente se exponen rocas cristalinas (metamórficas) que disminuyen la velocidad de erosión (Hilley *et al.*, 2004). Por otro lado se tiene al clima, el cual ayuda o inhibe la remoción de material; es bien conocido, que un factor que controla la baja erosión en los Himalayas en su porción norte es su clima árido (Hilley y Strecker, 2004). En el caso del CPCM en el centro de México, ¿cuál de estas situaciones se podría haber presentado a finales del Cretácico y Paleógeno?; es probable que las rocas que estuvieran expuestas en la superficie fueran las del paquete sintectónico, las cuales son poco resistentes a la erosión en la actualidad (Godinez-Tamay, 2016). En lo que se refiere al clima, se ha reportado que para finales del Cretácico en Norteamérica predominó un clima seco y árido (Wolfe y Upchurch Jr, 1987; Otto-Bliesner y Upchurch Jr, 1997), lo que probablemente pudo haber sido el factor de que se presente una baja erosión. Un análisis más detallado de tasas de erosión en los modelos para las distintas litológicas (plataformas y cuencas) presentes en la sección Vizarrón-Tamazunchale es necesario para reafirmar esta hipótesis.

Un aspecto interesante observado en los experimentos numéricos, es que a pesar de que los patrones de deformación y geometría final de la cuña del modelo de baja erosión (Mo15) coinciden con la sección de Fitz-Díaz *et al.* (2012), la topografía actual de la sección estudiada ($\sim 1^\circ$) es menor a la obtenida en el modelo Mo15 (3.3°). Esto sugiere que gran parte del material removido en cuña fue posterior a la deformación para tener la topografía actual (Figura 5.7, erosión post-tectónica). Para conocer el valor de la constante de erosión post-tectónica, se utilizó la ecuación 5.4 teniendo en cuenta que $v_T=0$ y que $\Delta t \sim 45$ Ma; lo que da un valor de $K = 4.1 \times 10^{-8} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$. Dicho valor es dos órdenes de magnitud menor que el de la erosión sintectónica ($K = 2.5 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$), lo que hace pensar que la tasa de erosión post-deformación es muy baja. Este fenómeno ha sido descrito también en otros cinturones de pliegues y cabalgaduras antiguos como los Apalaches en Estados Unidos (Hancock y Kirwan, 2007), aunque la causa que produce esta baja erosión aun no es explicada del todo. El apagado del motor tectónico al final de la deformación sumado a la probable exposición de rocas más resistentes a la erosión en combinación con un clima favorable para producir poca remoción de material, contribuyen a la baja erosión post-tectónica.

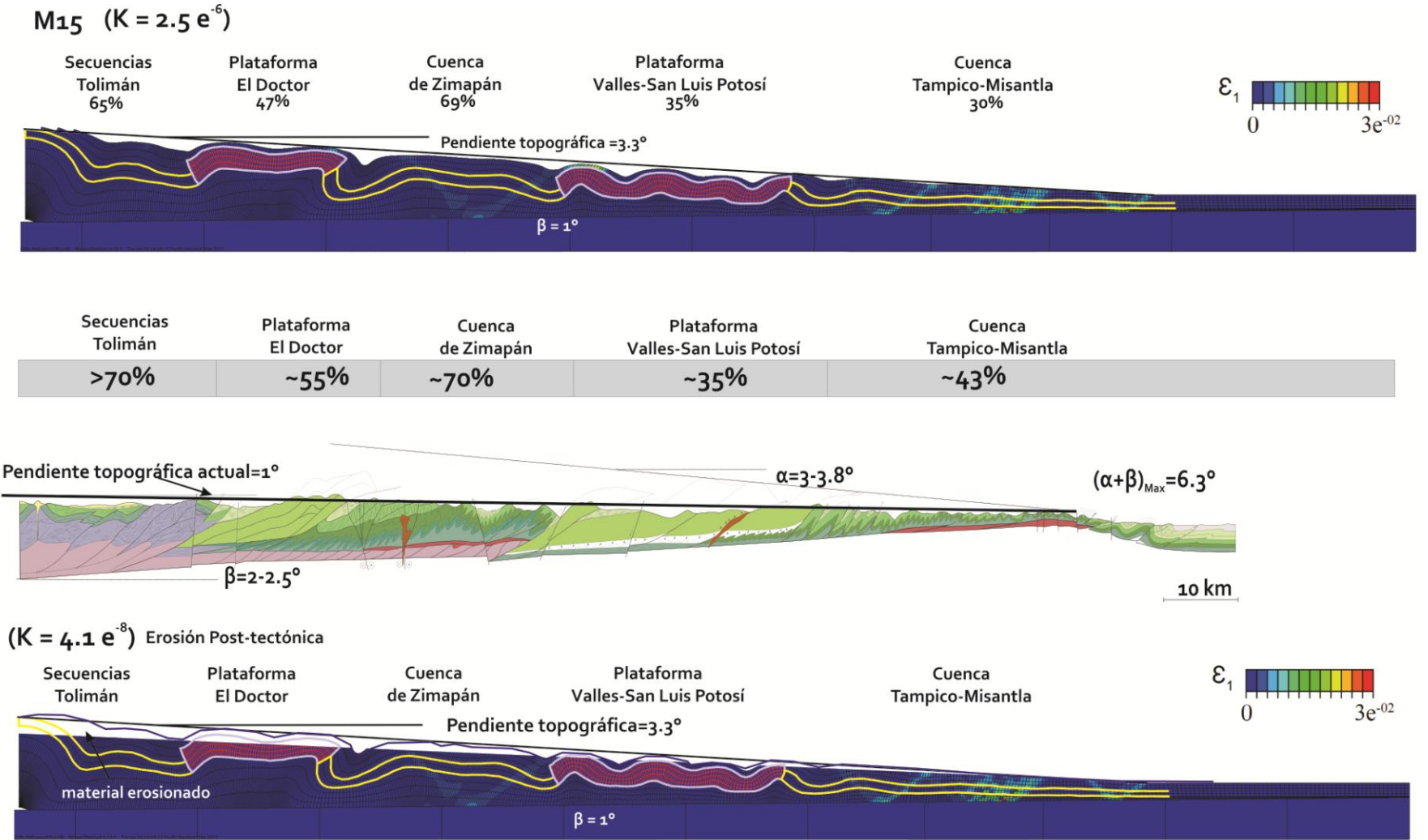


Figura 5.7.- Comparación del modelo numérico M015 con la sección interpretada por Fitz-Díaz *et al.* (2012). Se incluye el modelo numérico con la erosión post-tectónica, la cual es aun más baja que la sintectónica; también se delinean las plataformas y cuencas para una mejor representación. Así mosmo, se muestran los porcentajes de acortamiento en el modelo (arriba) y los estimados por Fitz-Díaz *et al.*, 2012 (abajo).

5.5.2.- Cuña con material homogéneo y con variaciones reológicas laterales.

Dentro de la teoría de la cuña crítica propuesta por Davis *et al.* (1983) y que posteriormente fue detallada por Dahlen y Barr (1989), el coeficiente de fricción interna del material que constituye a la cuña orogénica es una variable importante que determina la geometría final.

En el caso del CPCM, éste presenta variaciones en los materiales que conforman a la cuña, producto de cambios laterales de facies entre cuencas y plataformas (Suter, 1987). Esto produce variaciones en el coeficiente de fricción interna dentro de la cuña orogénica, que se traducen en variaciones en la deformación (Figura 5.7). De acuerdo con los resultados obtenidos, se puede observar que una cuña homogénea (Mo08 y Mo09) es radicalmente distinta a una cuña heterogénea (Mo15). Aunque en ciertos casos, es posible que cuñas homogéneas y heterogéneas tengan geometrías similares (longitud, altura y pendiente topográfica), pero con distinta distribución interna la deformación ante una misma cantidad de acortamiento total; tal es el caso de los modelos Mo09 y Mo15 (Tabla 5.2). Con base en lo anterior, es importante mencionar que la teoría de la cuña crítica (Davis *et al.*, 1983) asume una cuña formada por un material homogéneo; pero que en presencia de distintos materiales la teoría no es válida y no puede predecir la deformación interna correctamente.

5.5.3.- Evolución de la deformación en el modelo Mo15 y su comparación con lo interpretado por Fitz-Díaz *et al.*, 2014a.

En años recientes, se ha hecho un esfuerzo importante en la sección estructural Vizarrón-Tamazunchale y en otros sitios del CPCM por conocer la edad de deformación de las rocas (Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012; Garduño *et al.*, 2015; Fitz *et al.*, 2014a). Estos nuevos fechamientos se han sumado a edades de formaciones sintectónicas y a edades determinadas en estructuras generadas durante la deformación (Gray *et al.*, 2001). El conocimiento adquirido ha sido fundamental para entender la evolución del sistema orogénico en México. Actualmente, es aceptado que la orogenia en México se extiende desde las costas del Pacífico hasta en la planicie costera del Golfo de México (Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2015; Fitz-Díaz *et al.*, 2017), con edades de deformación de ~100 Ma en el oeste, que van siendo más jóvenes hacia el oriente hasta llegar a ~44 Ma en el área de Tamazunchale, San Luis Potosí.

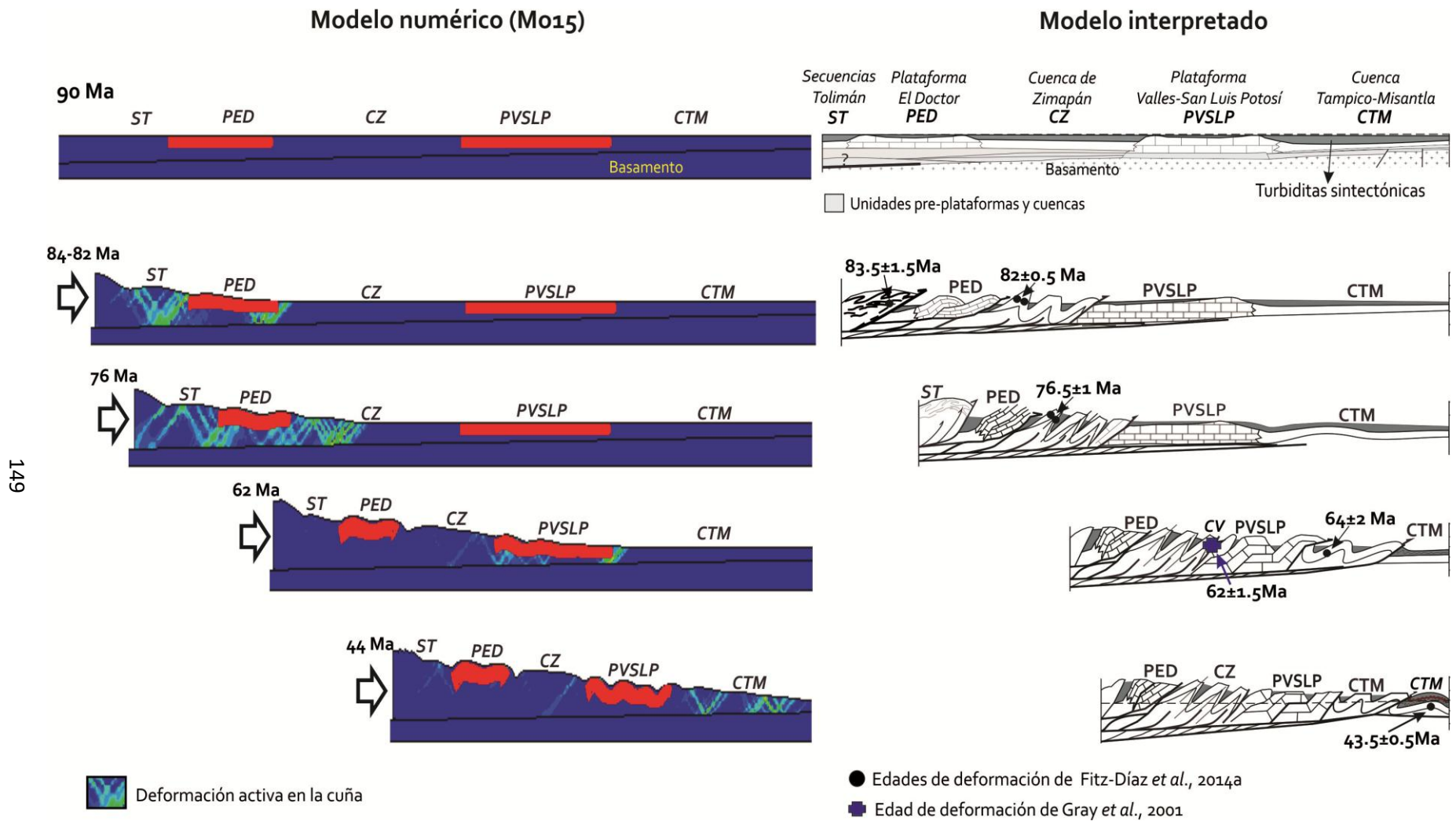


Figura 5.8.- Comparación de la evolución de la deformación entre el modelo Mo15 y lo propuesto por Fitz-Díaz *et al.*, 2014a con base en edades de deformación en la sección Vizarrón-Tamazunchale.

En el caso particular de la sección Vizarrón-Tamazunchale, Fitz-Díaz *et al.* (2014a) han propuesto que la deformación progresiva se produce de manera episódica con base en edades de deformación y relaciones de corte observadas en campo. Sumado a lo observado en otros estudios (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012), les permiten proponer una evolución de la deformación por acortamiento para el área de estudio. Esta evolución interpretada, permite tener un punto de referencia para conocer qué tanto se acercan los modelos numéricos hechos en este trabajo con la realidad, además abre un panorama más amplio para conocer con más detalle el desarrollo de los cinturones de pliegues y cabalgaduras y particularmente el CPCM en el centro de México.

La geometría inicial de los modelos asume que existe una capa de rocas que cubre a las cuencas y plataformas antes de ser involucrados en la deformación. Aunque es importante mencionar, que esta es una suposición simplificada que no toma en cuenta la sedimentación sintectónica en etapas cuando el área se convierte progresivamente en una cuenca de cuña superior (*wedge top*), según lo propuesto por DeCelles y Giles (1996) para el sistema cuenca de antepaís.

Comparando el modelo de baja erosión (Mo15), el cual es el que más se ajusta a las características geométricas y de deformación de la sección Vizarrón-Tamazunchale, con la interpretación hecha en base a las edades de deformación, se puede observar que en los sitios donde se fecharon a las rocas coinciden muy bien con los lugares donde hay una deformación activa en los modelos. De acuerdo con Fitz-Díaz *et al.* (2014a), la edad más antigua de deformación se localiza en el traspais de la sección, en donde una zona de cizalla (Cabalgadura de Higuierillas) tiene una edad de ~83.5 Ma. La actividad en esta zona de cizalla es casi contemporánea con la deformación ocurrida en la cuenca de Zimapán cerca de la frontera con la plataforma El Doctor (82 Ma); este mismo patrón se repite en el modelo Mo15 (Figura 5.8), donde hay una actividad importante cerca de los bordes de la plataforma El Doctor.

A 76.5 Ma se inicia la deformación en la cuenca de Zimapán, cerca de la frontera con la plataforma El Doctor. Esta actividad genera una zona de cizalla, producto de una reactivación o un cambio en el régimen de deformación (de pliegues por buckling a cizalla localizada). En el modelo, se observa que a esta edad la deformación continúa en las zonas cercanas a la plataforma El Doctor dentro de la cuenca de Zimapán y se propaga hacia el centro de la cuenca (Figura 5.8). Entre 64 y 62 Ma la deformación se traslada hacia la cuenca Tampico-Misantla en

sitios cercanos a la frontera con la plataforma Valles-San Luis Potosí; a esta misma edad, también hay actividad en el límite entre esta plataforma y la cuenca de Zimapán a través de la cabalgadura El Volantín (Gray *et al.*, 2001). En el modelo Mo15, para este momento (64-62 Ma) la actividad está concentrada dentro de las cuencas, en sitios cercanos a la plataforma Valles-San Luis Potosí y en las fronteras (Figura 5.8), lo que coincide muy bien propuesto por Gray *et al.* (2001) y Fitz-Díaz *et al.* (2014a).

Finalmente, hace aproximadamente 44 Ma, la deformación se propagó hacia la parte más oriental de la sección Vizarrón-Tamazunchale, dentro de la cuenca Tampico-Misantla cerca de la cabalgadura de Tetitla. Nuevamente, la deformación en el modelo coincide muy bien en tiempo y espacio con lo interpretado en las edades obtenidas (Figura 5.8).

Los resultados, sugieren que los modelos numéricos son una herramienta robusta para entender el desarrollo de cinturones de pliegues y cabalgaduras. Esto a pesar de que los modelos realizados en este trabajo utilizan una geometría simple del paquete sedimentario y de que ignoran ciertos aspectos como la influencia de la presión de poro o la evolución del sistema de cuenca de antepaís (DeCelles y Giles, 1996; Contreras y Suter, 2015).

5.5.4.-Deformación del paquete sintectónico en el modelo numérico Mo15.

El análisis de la deformación de las rocas más superficiales del paquete sedimentario que constituye a la sección Vizarrón-Tamazunchale, fue presentada en el capítulo 3 con base en descripciones de campo. Estas rocas están representadas por las formaciones Soyatal y Méndez, las cuales son consideradas como contemporáneas con la formación del sistema orogénico en México (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). La deformación observada en el campo de estas formaciones, está determinada por su posición con respecto a las plataformas; existiendo una mayor concentración de la deformación en los sitios cercanos a las fronteras entre cuencas y plataformas (capítulo 3). Con las observaciones de campo, también se pudo determinar cualitativamente que existe una variación significativa de la deformación desde la base de las formaciones, hasta la parte más superficial expuesta en la actualidad (hacia la cima). Los patrones de deformación dentro de las rocas de las formaciones Soyatal y Méndez están íntimamente relacionados con su posición dentro de la cuña orogénica y con respecto a su posición dentro del paquete rocoso que forman (capítulo 3).

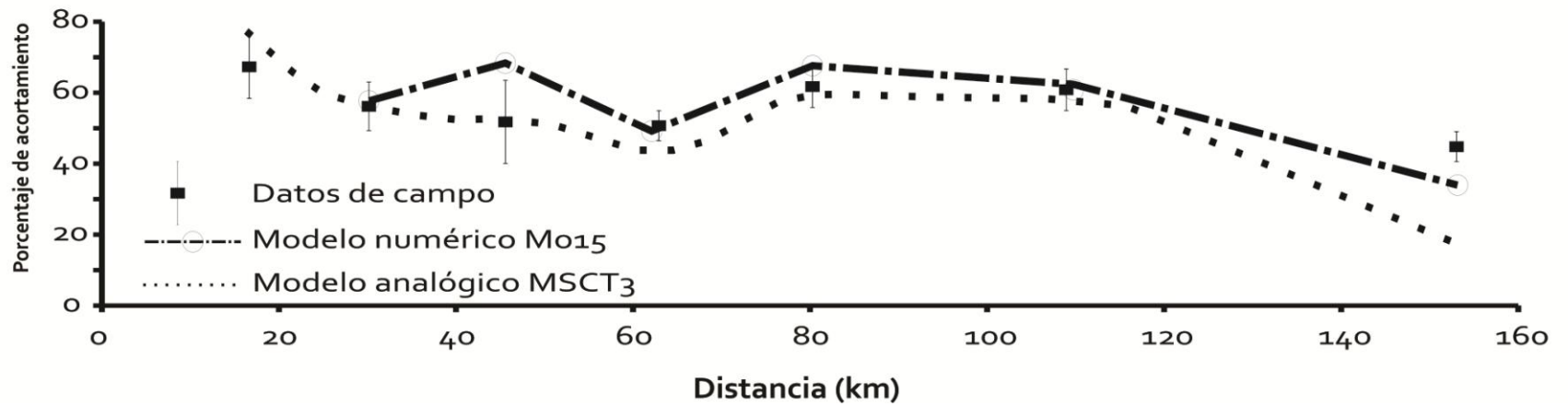
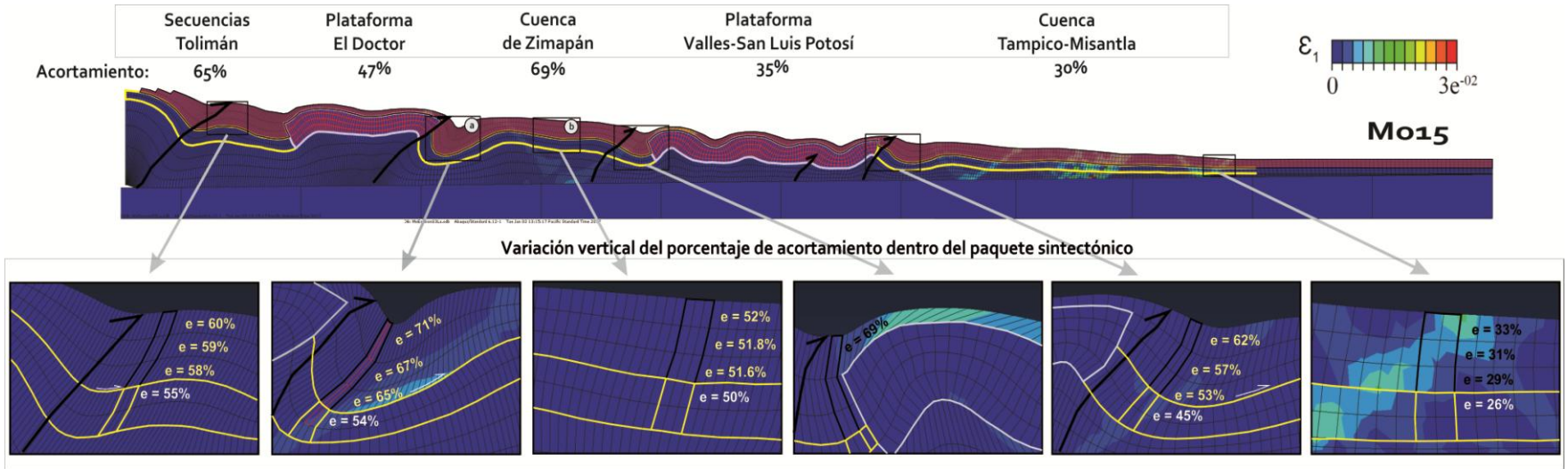


Figura 5.9.- Arriba: Variación horizontal y vertical de la deformación del paquete sintectónico en el modelo numérico Mo15. Abajo: Comparación de porcentajes de acortamiento obtenidos del trabajo de campo y de los modelos numéricos y analógicos.

Debido a las limitaciones propias del trabajo de campo, no se pudo establecer del todo las variaciones de la deformación de la base a la cima de las unidades sintectónicas de manera cuantitativa, ni tampoco la evolución de la deformación en términos de la contribución que tienen la componente cizalla. Para conocer de manera más detallada estos aspectos, se hace uso de los modelos numéricos para acercarnos a entender la historia de deformación del paquete sintectónico.

Tomando como referencia al modelo Mo15, se puede observar que la variación en los patrones de deformación del paquete sintectónico (Figura 5.1), está ligada con la presencia de los elementos paleogeográficos representados por las plataformas y las cuencas. Esto concuerda con las observaciones de campo, donde se observa la misma tendencia (Figura 5.9). En general, el modelo Mo15 muestra que la deformación del paquete sintectónico disminuye hacia el antepaís, con ciertos picos en las fronteras entre plataformas y cuencas, donde existe el desarrollo de fallas inversas.

A escalas pequeñas del modelo numérico, en sitios similares donde se describió la deformación en el campo (Figura 5.9), se aprecian variaciones laterales y verticales de la geometría de los elementos que forman al paquete sintectónico y de las unidades que están por debajo (plataformas y cuencas). Esto permite ver que dicho paquete, acomoda más deformación en comparación con las rocas que lo subyacen (Figura 5.9). En el caso particular del contacto entre la capa sintectónica y las unidades de cuenca y plataforma, es posible apreciar una componente de cizalla importante en la base del paquete sintectónico (Figura 5.9), lo cual está de acuerdo también con observaciones de campo (capítulo 1).

Una característica importante en la deformación de los depósitos sintectónicos es la contribución de una componente de cizalla simple inducida en la mayoría de los casos por la actividad de las cabalgaduras mayores. Una de las secciones más representativas de la deformación por cizalla inducida por una falla inversa, es la que se observa en el corte que atraviesa la frontera entre la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán (Sección Maconí, capítulo 3). En esta sección, los depósitos sintectónicos de la Formación Soyatal presentan una deformación muy intensa (pliegues isoclinales con planos aciales subhorizontales cortados por zonas de cizalla métricas) debido a que están (Mendoza-Rosales, 1990; Hernández-Jáuregui,

1997; capítulo 3), atrapados entre dos fallas, la Cabalgadura El Doctor y el despegue entre las formaciones Tamaulipas y Soyatal.

Por otro lado, el centro de la cuenca de Zimapán representa un sitio en donde no se observa una componente de cizalla importante (Sinclinal El Aguacate. Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). En esta zona los pliegues tienen planos axiales subvericales y no hay presencia de zonas de cizalla subhorizontales que corten a los pliegues.

Tanto la frontera entre la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán como el centro de la cuenca de Zimapán, son áreas importantes (secciones Maconí y sinclinal El Aguacate en capítulo 3) para entender la influencia que tienen las cabalgaduras mayores en los patrones de deformación del paquete sintectónico. Si se observa la figura 5.9, es posible apreciar las diferencias en la distorsión de la malla del modelo Mo15. En la frontera plataforma-cuenca, la deformación del paquete sintectónico es más intensa comparada con lo que se ve en el centro de la cuenca de Zimapán (Figuras 5.9 y 5.10). Para conocer la componente de cizalla, en la figura 5.10 se presenta un grafico que muestra los cambios de la deformación en el tiempo para las dos zonas de interés. El análisis de la variación de los componentes de extensión (e_{11}) y cizalla (e_{12}) con el tiempo, se realiza para toda la columna del paquete sintectónico, teniendo en cuenta que está representada por tres filas de elementos en la cuenca de Zimapán (Figuras 5.9 y 5.10).

En general, se puede observar que la deformación del paquete sintectónico en la frontera cuenca-plataforma inicia hace ~ 82 Ma con un aporte importante de cizalla (e_{12}) que acompaña a la extensión en el eje vertical (e_{11}) producto de acortamiento en el eje horizontal (e_{22}). La componente de cizalla permanece por debajo de e_{11} con el mismo patrón, hasta ~70 Ma cuando ocurre un incremento abrupto en el valor de la cizalla. A partir de este momento, la componente de cizalla se vuelve la más importante en la deformación del paquete sintectónico.

Tanto las curva de e_{11} como de e_{12} , tienden asintóticamente a un límite superior (Figura 5.10); aunque para la curva de e_{12} existen saltos repentinos con forme aumenta su valor, estos saltos representan actividad por cizalla en la frontera plataforma-cuenca que en la naturaleza se traduciría como actividad de la cabalgadura El Doctor. Otra característica interesante de esta zona (sección Maconí), es la prolongada actividad de la cabalgadura El Doctor durante el

desarrollo de la cuña; prácticamente hay actividad desde ~82 Ma hasta ~50Ma, que en el caso de la componente de cizalla se produce de manera discontinua representada por saltos en la deformación. Al final de la deformación en la frontera cuenca-plataforma, la base del paquete sintectónico experimenta más deformación por cizalla que la cima. Este comportamiento se traduciría en la naturaleza con una deformación compleja en la formación Soyatal; la cual es corroborada con las observaciones de campo presentadas en el capítulo 3 y con lo visto en el modelo M-SCT3 del modelado analógico (capítulo 4).

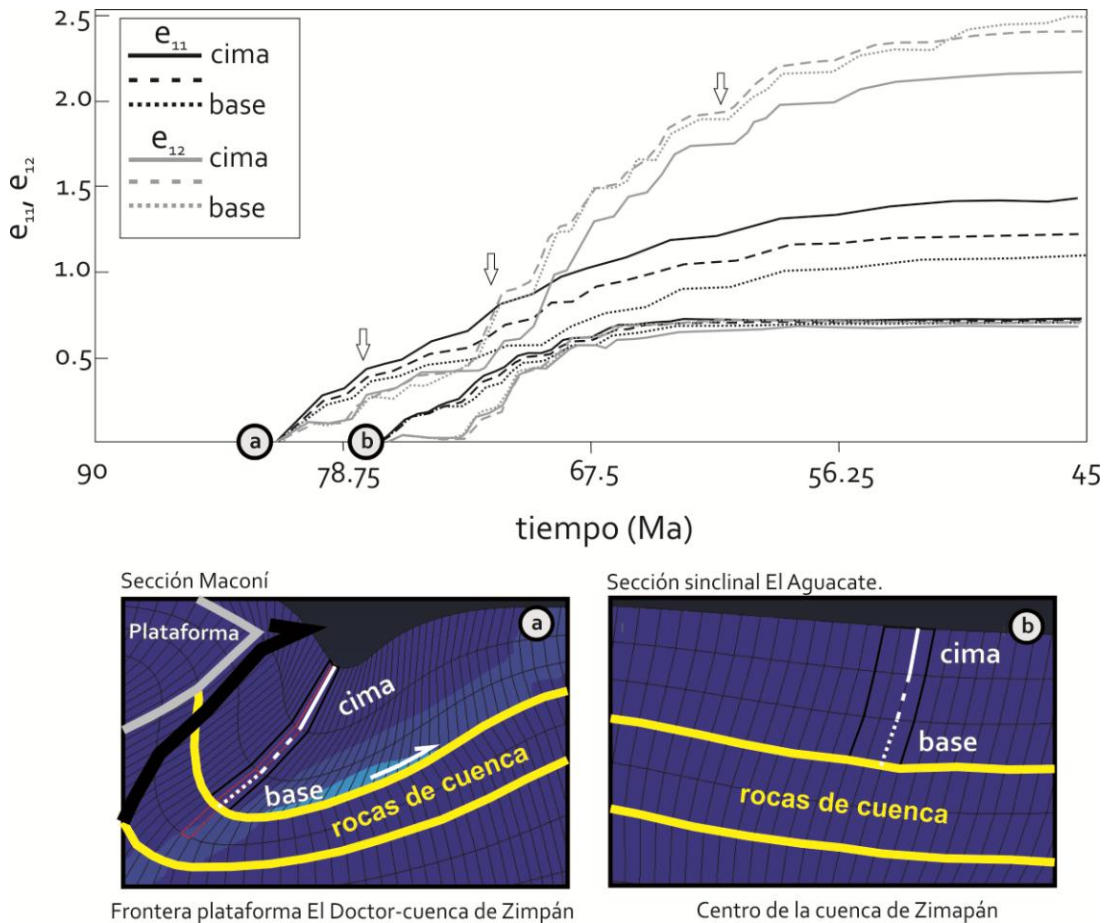


Figura 5.10.- Evolución de la deformación del paquete sintectónico en la frontera entre la plataforma El Doctor y la cuenca de Zimapán (a), y en el centro de la cuenca de Zimapán (b). Las flechas en el gráfico indican saltos en e_{12} de (a) con el tiempo.

Si comparamos lo que se presenta en la frontera plataforma-cuenca con lo que se observa en el centro de la cuenca de Zimapán, es posible apreciar que la deformación es muy distinta (Figuras 5.9 y 5.10). La actividad en el centro de la cuenca (sinclinal El Aguacate), inicia a ~ 76 Ma sin una componente de cizalla simple. La deformación es acomodada solo por cizalla pura.

Sin embargo, a ~70 Ma inicia la deformación por cizalla paquete sintectónico, la cual permanece por debajo de e_{11} . La deformación en esta zona cesa a ~65 Ma cuando las curvas de e_{11} y e_{12} alcanzan un valor máximo que permanece constante hasta el final del desarrollo de la cuña (Figura 5.10). Al final, la deformación total en el centro de la cuenca es menor a lo que se presenta en el límite plataforma-cuenca. Este comportamiento en el centro de la cuenca es similar a lo que se observa en el Sinclinal El Aguacate de la cuenca de Zimapán (capítulo 3). La deformación de la Formación Soyatal dentro del sinclinal es más simple comparada con lo que se ve bajo la cabalgadura El Doctor, la cual está representada por pliegues tipo *chevron* que tienen planos axiales sub-verticales.

5.6.- Conclusiones.

De acuerdo con los resultados obtenidos del modelado numérico de la sección Vizarrón-Tamazunchale, se concluye lo siguiente:

- Una variable de primer orden que determina las variaciones en la deformación interna de una cuña orogénica, son las variaciones mecánicas laterales producto de un cambio lateral de facies en las unidades que componen al paquete sedimentario.
- En todos los modelos, las cuencas acomodan más deformación en comparación con las plataformas y hay una concentración de la deformación en los límites entre cuencas y plataformas.
- Aunque la teoría de la cuña crítica explica la geometría ideal y la deformación interna de una cuña constituida por un material homogéneo, no es aplicable cuando existen variaciones laterales en las propiedades del material que la constituyen.
- La deformación de los depósitos sintectónicos depende en gran medida de la posición que estos guardan con respecto a las fronteras entre plataformas y cuencas, existiendo una deformación más compleja en las fronteras debió a una concentración de la componente de cizalla.

Con base en las simulaciones numéricas también se puede concluir lo siguiente:

- El espesor de de la plataforma El Doctor fue de ~2 km antes de la deformación. La duplicación o triplicación tectónica sugerida por otros autores (Carrillo-Martínez, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012) no es apoyada por la experimentación numérica.
- El espesor máximo de los depósitos sintectónicos en la sección Vizarrón-Tamazunchale probablemente estuvo entre 1.2 y 1.5 km. Con dicho espesor se obtienen las variaciones en la deformación observadas en el campo.
- La tasa de erosión sintectónica en el CPCM en el centro de México fue baja ($K=2.5 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.2}/\text{año}$) y es comparable con lo que ocurre al sur de los Himalayas actualmente.
- La fricción en el despegue que mejor se ajusta a las variaciones de acortamiento reportadas para la sección Vizarrón-Tamazunchale, tiene un valor de 0.2.
- Al final de la deformación la cuña orogénica generada en el centro de México tuvo una pendiente topográfica de $\sim 3.4^\circ$ y una longitud de ~ 162 km.
- La topografía actual de la sección estudiada, se explica por una muy baja tasa de erosión post-tectónica, lo cual es congruente con lo observado en otros cinturones de pliegues y cabalgaduras antiguos, por ejemplo el orógeno Apalachiano.

Referencias bibliográficas.

- Aguayo C. J. E., Sandoval O. J. H., Araujo M. J., Santillán P. N., 2006. Geología regional de la Cuenca de Chicontepec del centro–oriente de México, como antecedente para el estudio de su porción noroccidental en afloramiento. III Simposio: La investigación y desarrollo en la Facultad de Ingeniería 2006, UNAM. (Inédito).
- Allen, P. A., Homewood, P., Williams, G. D., 1986. Foreland Basins: An introduction, in Allen, P. A., and Homewood, P., eds., Foreland basins: International Association of Sedimentologists Special Publication 8, pp. 3-12.
- Anderson, E. M., 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain: Oliver & Boyd, Edinburgh, 206 p.
- Bally, A. W., Gordey P. L., Stewart, G. A., 1966. Structure, seismic data and orogenic evolution of the southern Canadian Rocky Mountains: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, p. 337–381.
- Barr, T. D., Dahlen F. A., 1989. Brittle frictional mountain building: 2. Thermal structure and heat budget. Journal of Geophysical Research, 94, 3923–3947.
- Barton, C. C., La Pointe P. R., 1995. Fractal Analysis of scaling and spatial clustering of fractures. In: Barton, C., & La Pointe, P. R. (Eds). Fractals in Earth Science. Plenum Press, New York. 141-178.
- Bastida F., Aller, J., Toimil, N. C., Lisle, R. J., Bobillo-Ares, N.C., 2007. Some considerations on the kinematics of chevron folds. Journal of Structural Geology v. 29; p. 1185-1200.
- Beaumont, C., Fullsack, P., Hamilton, J., 1994. Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by the subduction of the underlying lithosphere. Tectonophysics, 232, 119-132.
- Beaumont, C., Fullsack P., Hamilton J., 1992. Erosional control of active compressional orogens, in Thrust Tectonics, ed McClay K. R. (Chapman & Hall, London), pp 377–390.
- Beaumont, C., 1981. Foreland basins. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 65, 291–329.
- Billarent-Cedillo, A., 2017. Deformación de la Formación Méndez en el borde oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Tesis de Licenciatura, 90 p.
- Bouma, A. H., 1962. Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier. 168 p.
- Boyer, S.E., Elliot, D., 1982: Thrust Systems. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 66(9); 1196-1230.
- Brun, J. P., 2002. Deformation of the continental lithosphere: insights from brittle–ductile models. In: De Meer, W., Drury, M., De Bresser, H., Pennock, G. (Eds.), Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives. Geological Society, London, pp. 355–370. Special Publications, London.
- Buiter, S., Babeyko, A., Ellis, S., Gerya, T., Kaus, B., Kellner, A., Schreurs, G., Yamada, Y., 2006. The numerical sandbox: Comparison of model results for a shortening and an extension experiment, in Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes, edited by S. J. H. Buiter and G. Schreurs, Geol. Soc. Spec. Publ., 253, 29–64.

- Busch, D. A., Gavela, A., 1978. Stratigraphy and structure of Chicontepec turbidites, southeastern Tampico-Misantla basin, Mexico: American Association of Petroleum Geologists. Bulletin, v. 62, p. 235-246.
- Campa-Uranga, M .F., 1983. The tectonostratigraphic terranes and the thrust belt in Mexican territory: Stanford University Publications in Geological Sciences 18, p. 44-46.
- Carrasco, B., 1970. La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: Instituto Mexicano del Petróleo, Revista, v. 2, núm. 3, p. 97-99.
- Carrasco-Velázquez, B. E., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 2009. Estratigrafía de la Formación El Morro del Paleoceno-Eoceno en Zimapán, Hidalgo. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61(3), 403-417.
- Carrillo-Bravo, J., 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí. Revista de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. v. 23, n.1, pp. 102.
- Carrillo-Bravo, J., 1965. Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla: Asociación Mexicana di: Geólogos Petroleros Boletín, v. 17, p. 73-96.
- Carrillo-Martínez, M., 2000. Hoja Zimapán 14Q-e(7). Carta Geológica de México, serie de 1:100,000. Instituto de Geología. UNAM, pp. 32.
- Carrillo-Martínez, M., 1990. Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental entre Peñamiller y Jalpan, estado de Querétaro: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6, México D.F. Libro-guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, estados de Hidalgo y Querétaro, p. 1-20.
- Chang, C., Zoback, M. D., Khaksar, A., 2006. Empirical relations between rock strength and physical properties in sedimentary rocks. Journal of Petroleum Science and Engineering, 51(3), 223-237.
- Chapple, W. M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold and trust belts, Geological Society of America Bulletin, 89, 1189-1198.
- Cobbold, P. R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E. A., Sadybakasov, E., Thomas, J. C., Tondji Biyo, J. J., de Urreiztieta, M., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening; Basin analysis and dynamics of sedimentary basin evolution, Sediment. Geol., 86, 77-89.
- Cobbold, P., Rossello, E., Vendeville, B., 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. Bulletin de la Société Géologique de France, (3), 453-460.
- Colmenares, L. B., Zoback, M. D., 2002. A statistical evaluation of intact rock failure criteria constrained by polyaxial test data for five different rocks. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 39(6), 695-729.
- Coney, P.J., Jones, D. L., Monger, J. W. H., 1980. Cordilleran suspect terranes: Nature, v. 288, no. 5789, p. 329-333.
- Constenius, K. N., 1996. Late Paleogene extensional collapse of the Cordilleran foreland fold and thrust belt. Geological Society of America Bulletin, 108, 20-39.
- Contreras, J., Suter, M., 2015. Mechanical stability model of progradational carbonate platform margins under tectonic loads: Deformation of Cretaceous carbonate platforms in the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt (east central México). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v.120, p.1288-1308.

- Cook, D.G., 1975. Structural style influenced by lithofacies, Rocky Mountain Main Ranges, Alberta–British Columbia. Geological Survey of Canada Bulletin, no. 233. 73 pp.
- Coulomb, C. A., 1773. Sur une application des regles de maximus et minimis a quelques problemas de statique relatifs a l'architecture: Academie Royale des Sciences, Memories de Mathematique et de Physique par divers Savants, v. 7, p. 343-382.
- 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.
- Covey, M., 1986. The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. In: Foreland Basins (Ed. by P. A. Allen & P. Homewood), Spec. Publ. Int. Ass. Sed., 8, 77–90.
- Cowan, D.S., Silling, R. M., 1978. A dynamic scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes. Journal of Geophysical Research 83 (B11), 5389–5396.
- Cruz L., Malinski, J., Hernández, M., Take A., Hilley G., 2011. Erosional control of the kinematics of the Aconcagua fold-and-thrust belt from numerical simulations and physical experiments. Geology, 39; 439-442.
- Cruz, L., Malinski, J., Wilson, A., Take, A., Hilley, G., 2010. Erosional control of the kinematics and geometry of fold-and-thrust belts imaged in a physical and numerical sandbox: Journal of Geophysical Research, v. 115.
- Cruz, L., Teyssier, C., Perg, L., Take, A., Fayon, A., 2008. Deformation, exhumation, and topography of experimental doubly vergent orogenic wedges subjected to asymmetric erosion, J. Struct. Geol., 30, 98–115
- Cubas, N., Maillot, B., Barnes, C., 2010. Statistical analysis of an experimental compressional sand wedge. Journal of Structural Geology 32 (6), 818–831.
- Cuéllar-Cárdenas, M. A., Nieto-Samaniego, A. F., Levresse, G., AlanizÁlvarez, S. A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012. Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. Rev. Mex. Cienc. Geol., 29, 179-203.
- Dahlen, F. A., Barr T. D., 1989. Brittle frictional mountain building: 1. Deformation and mechanical energy budget, Journal of Geophysical Research, 94, 3906–3922.
- Dahlen, F. A., Suppe J., 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts; Processes in continental lithospheric deformation, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 218, 161–178.
- Dahlen F. A., Suppe J., Davis D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges cohesive Coulomb theory. Journal of Geophysical Research 89:87–101.
- Dahlen, F. A., 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution: Journal of Geophysical Research, v. 89, no. B12, p. 10,125–10,133.
- Dahlstrom C. D. A., 1969. Balanced cross sections. Canadian Journal of Earth Sciences 6:743–757.
- Daubrée, G. A., 1879. Etudes synthétiques de Géologie Expérimentale. Dunot, Paris. Part 1, 478 pp., Part 472, 350 pp.
- Dávila-Alcocer, V. M., Centeno-García, E., Meriggi L., 2013. Caracterización y ambiente tectónico de las rocas máficas del Complejo El Chilar: evidencias de un prisma de acreción pre-Jurásico Tardío en el centro de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 65, 83-98.

- Dávila-Alcocer, V. M., Centeno-García, E., Valencia, V., Fitz-Díaz, E., 2009. Una nueva interpretación de la estratigrafía de la Región de Tolimán, Estado de Querétaro: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61, 491-497.
- Davis D., Suppe J., Dahlen F. A., 1983. Mechanics of fold/thrust belts and accretionary wedges. Journal of Geophysical Research 88:1153–1172.
- Davis, D., Engelder, T., 1985. The role of salt in fold and thrust belts. Tectonophysics, 119, 67-88.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., 1996. Structural geology of rocks and regions. In Structural geology of rocks and regions. 2nd edition. Wiley.
- Davy, P., Cobbold, P. R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. Tectonophysics 188 (1–2), 1–25.
- de Cserna, Z., 1976, Geology of the Fresnillo are, Zacatecas, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 1191-1199.
- DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Kapp, P., Zandt, G., 2009, Cyclicity in Cordilleran orogenic systems: Nature Geoscience, 2, 251-257.
- DeCelles, P. G., 2004, Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western USA: American Journal of Science, v. 304, p. 105-168.
- DeCelles, P. G., Giles, K. N., 1996. Foreland basin systems: Basin Research, v. 8, p. 105–123.
- DeCelles, P. G., 1994. Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming. Bull. geol. Soc. Am., 106, 32–56.
- DeCelles, P. G., Hertel, F., 1989. Petrology of fluvial sands from the Amazonian foreland basin, Peru and Bolivia. Geological Society of America Bulletin, 101, 1552–1562.
- Decelles, P. G., Tolson, R. B., Graham, S. A., Smith, G. A., Ingersoll, R. V., White, J., Schmidt, C. J., Rice, R., Moxon, I., Lemke, L., Handschy, J. W., Follo, M. F., Edwards, D. P., Cavazza, W., Caldwell, M., 1987. Laramide thrust-generated alluvial-fan sedimentation, Shinarump Conglomerate, southwestern Montana. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71, 135-155.
- Dennis, J.G., Häll, R., 1978. Jura-type platform folds: a centrifuge experiment. Tectonophysics 45 (2–3), T15–T25.
- Dickinson, W. R., 1974. Plate tectonics and sedimentation. Spec. Publ. SEPM, 22, 1–27.
- Dixon, J. M., 2004. Physical (centrifuge) modeling of foldand-thrust shortening across carbonate bank margins Timing, vergence, and style of deformation, in McClay, K.R., ed., Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 82, p. 223–238.
- Dixon, J. M., Liu, S., 1992. Centrifuge modelling of the propagation of thrust faults. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman & Hall, London, pp. 53–70.
- Dixon, J. M., Summers, J. M., 1985. Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials. Journal of Structural Geology 7 (1), 83–102.
- Dixon, J. S., 1982. Regional structural synthesis, Wyoming Salient of the western overthrust belt. American

Association of Petroleum Geologists Bulletin, 66, 1560-1580.

- Dixon, J. M., 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics* 28 (1-2), 89-124.
- Dixon, J. M., 1974. A new method of determining finite strain in models of geological structures. *Tectonophysics* 24 (1-2), 99-114.
- Donath, F. A., 1961. Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72(6), 985-989.
- Durney D. W., Ramsay J. G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growth, in *Gravity and Tectonics*, eds Dejong K. A., Scholten R. (Wiley, New York), pp 67-96.
- Eguiluz, S., Aranda-Gómez, M., Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 1-26.
- Elison, M. W., Speed, R. C., 1989. Structural development during flysh basin collapse: the Fencemarker allochthon, East Range, Nevada. *Journal Structural Geology*, v. 11, no. 5, p. 523-238.
- Ellis, S., 1996. Forces driving continental collision: reconciling indentation and mantle subduction tectonics. *Geology* 24 (8), 699-702.
- Erben, 1956. El Jurásico Medio y el Caloviano de México: International Geological Congress, 20th, México, D. F., Monograph, 140 p.
- Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010. Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review*, 52(10-12), 1040-1105.
- Fillon, C., Huisman, R. S., van der Beek, P., 2013. Syntectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts. *Geology*, 41(1), 83-86.
- 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*, In Press.
- Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Hudleston, P., Tolson, G., 2014a. Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central México): evidence from isotopic dating of folds and faults. *International Geology Review* v. 56, no.6, p. 734-755.
- Fitz-Díaz, E., Camprubí-Cano, A., Cienfuegos-Alvarado, E., Morales-Puente, P., Schleicher, A., van der Pluijm, B., 2014b. Newly-formed illite preserves fluid sources during folding of shale and limestone rocks; an example from the Mexican Fold-Thrust Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 391, p. 263-273.
- 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-Thrust Belt., *Geosphere*, 8, 4:931-949.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, Tolson, G., 2011a. Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky mountain fold-thrust belt. In: Poblet, J., Lisle, R. (Eds.), *Kinematics and Tectonic Styles of Fold-Thrust Belt*, Geological Society of London, 349. Special Publication, pp. 149-167.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Siebenaller, L., Kirschner, D., Camprubí, A., Tolson, G., Puig, T. P., 2011b. Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican fold-thrust belt. *Journal of Structural Geology* 33, 1237-1253.

- Flemings, P. B., Jordan, T. E., 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins. Interpreting thrust deformation and lithospheric rheology. *Geology*, 18, 430-434.
- Flemings, P. B., Jordan, T. E., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *J. Geophys. Res.* 94, 3851-3866.
- Flint, J. J., 1973. Experimental development of headward growth of channel networks. *Geological Society of America Bulletin* 84 (3), 1087-1094.
- Fry N., 1979a. Random point distribution and strain measurement in rocks. *Tectonophysics* 60:89- 105.
- Fry N., 1979b. Density distribution techniques and strained line length method for determination of finite strain. *Journal of Structural Geology* 1:221-229.
- Garduño-Martínez, D. E., Pi Puig, T., Solé, J., Martini, M., Alcalá-Martínez, J.R., 2015. K-Ar Illite age constraints on the formation and reactivation history of the El Doctor Fault zone, central México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 32, núm. 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: *Stratigraphic Evolution of foreland basins* (Ed. By S.L. Corobek & G. M. Ross), Spec. Publ. SEPM, 52, 187-211.
- Godínez-Tamay, A., 2016. Significado tectónico de los índices de inclinación de los ríos en la Sierra Gorda de los estados de Hidalgo y Querétaro, México. Tesis de Maestría. UNAM.
- Goodman, R. E., 1989. *Introduction to rock mechanics*, 2nd ed. Wiley, New York, 562 pp
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics*, 538, 1-66.
- Graveleau, F., Dominguez, S., Malavieille, J., 2008. A new analogue modelling approach for studying interactions between surface processes and deformation in active mountain belt piedmonts. In: Corti, G. (Ed.), *GeoMod 2008 Third International Geomodelling Conference*. *Bolletino di Geofisica teorica ed applicata*, Villa la Pietra, Firenze, Italy, pp. 501-505.
- Gray, G. G., Pottorf, R. J., Yurewicz, D. A., Mahon, K. I., Pevear, D. R., Chuchla, R. J., 2001. Thermal and Chronological Record of Syn- to Post-Laramide Burial and Exhumation, Sierra Madre Oriental, México, in Bartolini, C., Buffer, R. T., Cantú-Chapa, A., eds. *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir* 75, p. 159-181.
- Hancock, G., Kirwan, M., 2007. Summit erosion rates deduced from ¹⁰Be: Implications for relief production in the central Appalachians. *Geology*, 35(1), 89-92.
- Handin, J., 1969. On the Coulomb-Mohr failure criterion, *J. Geophys. Res.* 74, 5343-5348
- Hardy, S., Poblet, J., 1994. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22(4), 371-374.
- Heller, P. L., Paola, C., 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 2: application to syntectonic conglomerate.

- Hernández-Jáuregui, R., 1997. Sedimentación sintectónica de la Formación Soyatal (Turoniano Medio-Campaniano) y modelado cinemático de la Cuenca de Flexura de Maconí, Querétaro. Instituto Politécnico Nacional, ESIA, Tesis de Maestría.
- Hilley, G. E., Strecker, M. R., 2004. Steady-state erosion of Critical Coulomb Wedges with Applications to Taiwan and the Himalaya. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 109.
- Hilley, G. E., Strecker, M. R., Ramos, V. A., 2004. Growth and erosion of fold-and-thrust belts, with an application to the Aconcagua Fold-and-Thrust Belt, Argentina. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 109.
- Holt, W. E., Stern, T. A., 1994. Subduction, platform subsidence, and foreland thrust loading: the late Tertiary development of Taranaki basin, New Zealand. *Tectonics*, 13, 1068-1092.
- Horsfield, W., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw* 56 (4), 363-370.
- Hoshino, K., 1972. Brittle fracturing of non-foliated rocks. *International Geological Congress, Abstracts*. Vol 24, pp 81-82.
- Hoth, S., Kukowski, N., Oncken, O., 2008. Distant effects in bivergent orogenic belts; how retro-wedge erosion triggers resource formation in pro-foreland basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 273, 28-37.
- Howard, A. D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 739-752.
- Hubbert, M. K., Rubey, W. W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70(2), 115-166.
- Hubbert, M. K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 62, p. 355-372.
- Hubbert, M. K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 48, p. 1459-1519.
- Hudleston, P. J., Treagus, S. H., Lan, L., 1996. Flexural flow folding: does it occur in nature? *Geology* 24, 203-206.
- Imlay, R. W., Cepeda, E., Alvarez, M., Díaz, T., 1948. Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 32(9), 1750-1761.
- Irwin, G. R., 1960. Fracture Mechanics. In *Structural Mechanics*. Proceedings of the first Symposium on Naval Structural Mechanics, Pergamon Press, pp 557-595.
- Jordan, T. E., 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *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*.

- Juárez-Arriaga, E, Lawton, T. F., Martens, U., Stockli, D., 2016b. Double dating ages of detrital zircon from synorogenic deposits: History of thrust belt exhumation, central Mexico. In: Cordilleran Section - 112th Annual Meeting.
- Karlstrom, K. E., Amato, J. M., Williams, M. L., Heizler, M., Shaw, C., Read, A. Bauer, P., 2004. Proterozoic evolution of the New Mexico region: A synthesis. In: Mack, G.H., Giles, K.A. (Eds.). The geology of New Mexico: A geologic history. New Mexico Geological Society Special Publication 11, pp. 1-34.
- Karner, G. D., Watts, A. B., 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, 88, 10449–10477.
- Koyi, H., Beaumont C., 1996. Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 101:3361–3386.
- Lacombe O., Lavé J., Roure F., Vergés J., 2007. Thrust Belts and Foreland Basins (Springer, Berlin).
- Lallemand, S. E., Schnuerle, P., Malavieille, J., 1994. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research*, 99, 12033-55.
- Lallemand, S. E., Malavieille, J., Calassou, S., 1992. Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedge: experimental modeling and marine observations. *Tectonics*, 11, 1301-1313.
- Lawton, T. F., Roca, E., Guimerà, 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., 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.
- Liu, S., Dixon, J. M., 1990. Centrifuge modelling of thrust faulting: strain partitioning and sequence of thrusting in duplex structures. *Geological Society, London, Special Publications*, 54(1), 431-444.
- 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*, 20(1).
- López-Ramos E., 1985. *Geología de México* (3ª ed.), tomo II: México D.F. edición particular, 402 p.
- Lowe D. R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journ. Sed. Petr.*, v. 52, pp. 279-297, Tulsa.
- MacQueen R. W., Leckie D. A. 1992. Foreland Basins and Fold Belts, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 55.
- Martini, M., Solé, J., Garduño-Martínez, D. E., Pi Puig, T., Omaña, L., 2016. Evidence for two Cretaceous superposed orogenic belts in central Mexico based on paleontologic and K-Ar geochronologic data from the Sierra de los Cuarzos. *Geosphere* 12, 1-14.

- Martini, M., Solari, L., López-Martínez, M., 2014. Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere* 10, 1-17.
- Massoli, D., Koyi, H. A., Barchi, M. R., 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology*, 28(2), 185-199.
- McBride, E. F., Weidie, A. E., Wolleben, J. A., Laudon, R. C., 1974. Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1603–1622.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., 2004. Analog modeling of doubly vergent thrust wedges, in *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, edited by K. R. McClay, *AAPG Mem.*, 82, 184–206.
- McClay K. R., 1994. *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, American Association of Petroleum Geologists Memoir (Tulsa), 82.
- McClay K. R., 1992a. *Thrust Tectonics* (Chapman & Hall, London).
- McClay, K. R., Price N. J., 1981. *Thrust and Nappe Tectonics*, Geological Society of London, Special Publications, 9.
- Mendoza-Rosales, C. C., 1990. Estructura del sector Xajha (Cabalgadura El Doctor, estados de Hidalgo y Querétaro). Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. 120 p.
- Millán-Sánchez, L., 2014. Caracterización geométrica de la deformación de la Formación San Juan de la Rosa (Jurásico), en el área de Tolimán, Querétaro. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. 89 p.
- Mitra S., Fisher G. W., 1992. *Structural Geology of Folds and Thrust Belts* (John Hopkins University Press, Baltimore).
- Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 74, 921-945.
- Mitra S., Namson J., 1989. Equal area balancing. *American Journal of Science* 289:563– 599.
- Mohr. O. C., 1900. Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch eines Materials: *Zeitschrift der Vereines Deutscher Ingenieure*, v. 44, p. 154-1530 and 1572-1577.
- Mulugeta, G., Koyi, H., 1987. Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting, *Geology*, 15, 1052–1056.
- Mutti, E., 1992. Turbidite sandstones. AGIP- Istituto di Geologia, Università di Parma, 275 pp. San Donato Milanese.
- Mutti, E., 1979. Turbidites et cones sous-marine profonds. In: Homewood P. (Ed.), *Sedimentation Detritique (Fluviatile, Littorale et Marine)*, Institut de Geologie, Université de Fribourg, pp. 353-419.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F., 1975. Turbidite facies an facies association. In: Mutti, E., Parea, G. E., Ricci Lucchi, R., Saggi M., Zanzucchi, G., *Associations from selected formation of northern Apennines*, IX int. Cong. I. A. S., field trip, all., pp. 21-36, Nice, France.
- Mutti, E., Ricci Lucchi F., 1972. Le tobiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Men.*

- Soc. Geol. It., v. 11, pp. 161-199. Roma.
- Nava-Urrego, L. M., 2008. Caracterización geoquímica de vetas asociadas a estructuras de acortamiento en el área de Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale en los estados de Querétaro, Hidalgo y San Luis Potosí. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. 100 p.
 - Nemčok M., Schamel S., Gayer R., 2005. Thrustbelts. Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems (Cambridge University Press, Cambridge).
 - Neumann, F., Vásquez-Serrano, A., Tolson, G., Contreras, J., 2015. Toroidal, Counter-Toroidal, and Upwelling Flow in the Mantle Wedge of the Rivera and Cocos Plates: Implications for OIB Geochemistry in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Pure and Applied Geophysics* 173(10).
 - Noble, T. E., Dixon, J.M., 2011. Structural evolution of fold-thrust structures in analog models deformed in a large geotechnical centrifuge. *Journal of Structural Geology* 33 (2), 62–77.
 - 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 Norte América durante el Cretácico Tardío. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 33, 3-33.
 - Omaña-Pulido, M. L., 2012. Bioestratigrafía, Peleoecología y Paleobiogeografía del Cretácico superior con base en foraminíferos de la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, 198 p.
 - Ori, G. G., Friend, P. G., 1984. Sedimentary basins, formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*. 12, 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.
 - Ortega-Flores, B., 2011. Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla, porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano [Masters Thesis]: Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 102 p.
 - Otto-Bliesner, B. L., Upchurch Jr, G. R., 1997. Vegetation-induced warming of high-latitude regions during the Late Cretaceous period. *Nature*, 385(6619), 804.
 - Palacios-Nieto, M., 1982. Geología y geotecnia del Proyecto Hidroeléctrico Zimapán, Estados de Hidalgo y Querétaro: México, DF. Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, 33-42.
 - Panian, J., Wiltschko, D., 2007. Ramp initiation and spacing in a homogeneous thrust wedge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B5).
 - Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., Reinhardt, L., 2009. The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews* 97 (1–4), 1–43.

- Peltzer, G., Tapponnier, P., Cobbold, P., 1982. Les grands décrochements de l'Est Asiatique: évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 294 (II), 1341–1348.
- Persson, K. S., Sokoutis, D., 2002. Analogue models of orogenic wedges controlled by erosion, *Tectonophysics*, 356, 323–336,
- Pickering K. T., Hiscott, R. N., Hein, F. J., (Eds). 1989. Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics. Unwin Hyman Ltd, pp. 416.
- Price, R. A., 1981. The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains, in K. R. McClay and N. J. Price, eds., Thrust and nappe tectonics: Geological Society of London Special Publication 9, p. 427–448.
- Price, R. A., 1973. Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. In: Gravity and Tectonics (Ed. by K. A. DeJong & R. A. Scholten), pp. 491–502.
- Quinlan, G. M., Beaumont, C., 1984. Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America. *Can. J. Earth Sci.*, 21, 973–996.
- Ramberg, H., 1981. Gravity, Deformation and the Earth's Crust, London. 452 pp.
- Ramsay, J.G., 1974. Development of chevron folds. *Geological Society of America Bulletin* v. 85, no. 11, p. 1741-1754.
- Ramsay J. G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks (McGraw-Hill, New York).
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation: *Sedimentary Geology*, v. 15, p. 213-233.
- Ricci Lucchi, F., 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: Foreland Basins (Ed. by P.A. Allen & P. Homewood), Spec. Pub. Int. Ass. Sed., 8, 105–139.
- Rodas, R., Rousé, P., 2010. Análisis Comparativo de Métodos para la Medición del Ángulo de Reposo de Suelos Granulares. *Revista de la Construcción*, 9(1), 98-106.
- Roure, F., 2008. Foreland and Hinterland basin: what controls their evolution? *Swiss Journal Geosciences. Supplement*, v. 1, p. 5-29.
- Saffer, D. M., Bekins, B. A., 2002. Hydrologic controls on the morphology and mechanics of accretionary wedges. *Geology*, 30, 271-274.
- 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, S. E. P. M. Spec. Publ. No 12. pp. 192-219, Tulsa.
- Schellart, W. P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324(1), 1-16.
- Schmidt-Effing, Reinhardt., 1980. The Huayacocotla aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of Mexico, in Pilger, R. H., Jr., ed. The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean: Baton Rouge, Louisiana, Louisiana State University, symposium proceedings, p. 79-86.

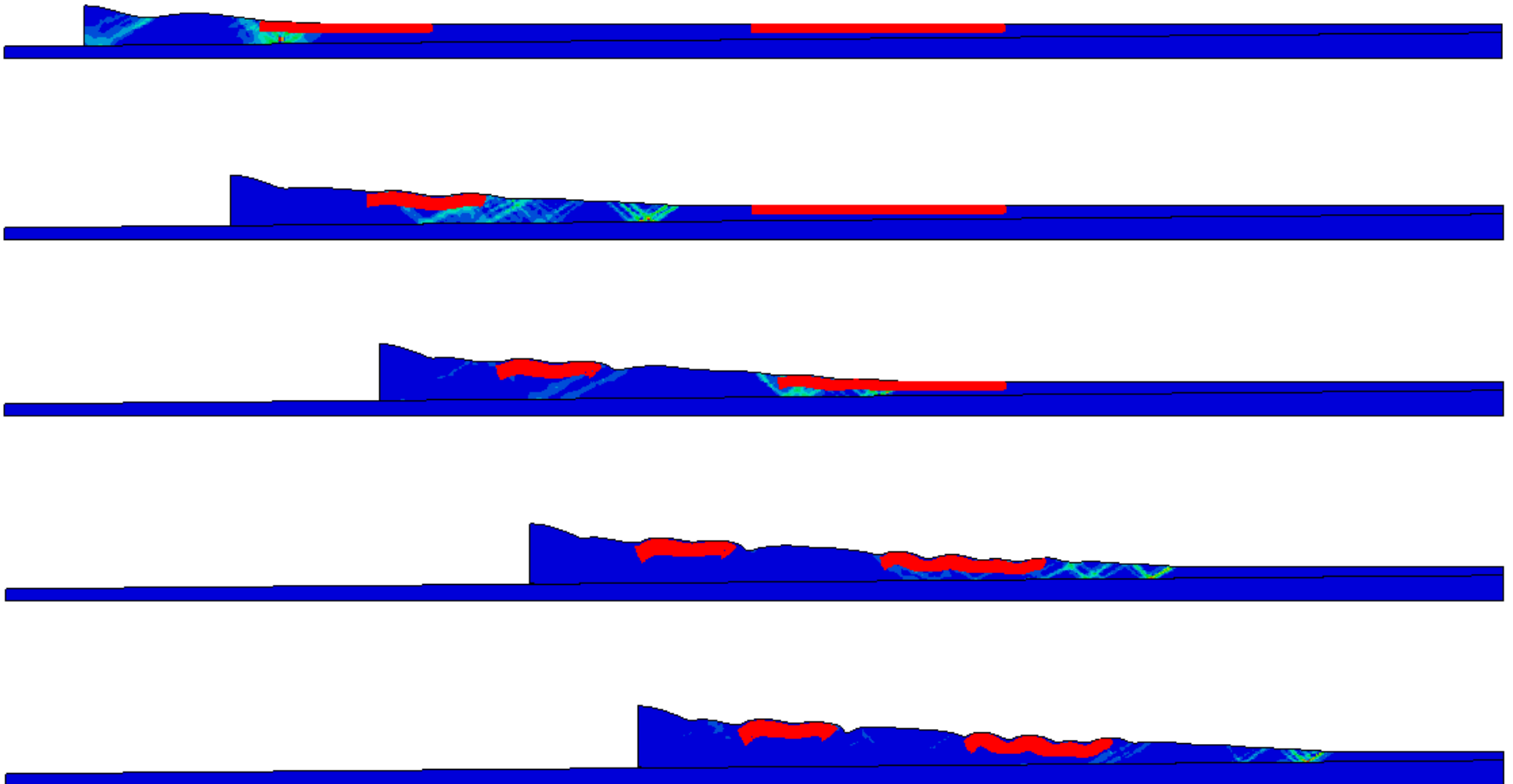
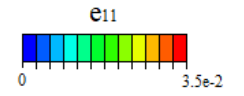
- Schreurs, G., Buiter, S. J. H., Boutelier, D., Corti, G., Costa, E., Cruden, A., Daniel, J. M., Hoth, S., Koyi, H., Kukowski, N., Lohrmann, J., Ravaglia, A., Schlische, R. W., Withjack, M. O., Yamada, Y., CavoZZi, C., DelVentisette, C., Elder Brady, J., Hoffmann-Rothe, A., Mengus, J. M., Montanari, D., Nilforoushan, F., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. In: Buiter, S.J.H., Schreurs, G. (Eds.), Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes. Geological Society, London, pp. 1–27. Special Publication, London.
- Segestrom, K., 1961. Geología del sureste del estado de Hidalgo y del noroeste del Estado de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 13, núms. 3-4, p.147-168.
- Sepehr, M., Cosgrove, J.W., Moieni, M., 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics*, 427, 265-281.
- Sherkati, S., Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 535-554.
- Simon J. L., Liesa C. L., 2011. Incremental slip history of a thrust: diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain), in Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts. Geol. Soc, London, Special Publications, eds Poblet J., Lisle R. J. 349, pp 77–97.
- Simpson. G. D. H., 2009. Mechanical modelling of folding versus faulting in brittle–ductile wedges. *Journal of Structural Geology*. 31. p 369-381.
- Simpson. G. D. H., 2006. Modeling interactions between fold-thrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport: *Basin Research*, v. 10, no. 2, p. 125- 143.
- Sinclair, H. D., Allen, P. A., 1992. Vertical vs. Horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Res.*, 4, 215–232.
- Sinclair, H. D., Coakley, B. J., Allen, P. A., Watts, A. B., 1991. Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps. Switzerland. *Tectonics*, 10, 599-620.
- Solaque-Guzmán, D. P., Lizcano-Peláez, A., 2008. Ángulo de fricción crítico y ángulo de reposo de la arena del Guamo. *Épsilon*, (11), 7-20.
- Srivastava, P., Mitra, G., 1994. Thrust geometries and deep structure of the outer and lesser Himalaya, Kumaon and Garhwal (India): implications for evolution of the Himalayan fold-and thrust belt. *Tectonics*, 13, 89-109.
- Stock, J. D., Montgomery, D. R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law, *J. Geophys. Res.*, 104, 4983–4993.
- Stockmal, G.S., Beaumont, C., Nguyen, M., Lee, B., 2007. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts; insights from numerical models, in Sears, J.W., Harms, T.A., and Evenchick, C.A., eds., *Whence the Mountains: Inquiries into the Evolution of Orogenic Systems: A Volume in Honor of Raymond A. Price*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 433, p. 63–98.
- Stockmal, G. S., Beaumont, C., Boutilier, R., 1986. Geodynamic models of convergent margin tectonics: transition from rifted margin to overthrust belt and the consequences for foreland basin development. *Bull.*

- Am. Ass. Petrol. Geol. 70, 181-190.
- Stockmal, G. S., Chapple, W. M., 1981. Modeling accretionary wedge deformation using a rigid-perfectly plastic rheology (abstract), *Eos Trans. AGU*, 62, 379-398.
 - Suppe J., Chou G. T., Hook S. C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata, in *Thrust Tectonics*, ed McClay K. R. (Chapman & Hall, London), pp 105–121.
 - Suppe J., 1985. *Principles of Structural Geology* (Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.).
 - Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding: *Amer. Jour. Sci.*, v. 283, p. 684-721. Reprinted in *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Treatise of Petroleum Geology, Reprint Series no. 9*, N.H. Foster and E.A. Beaumont, eds., *Structural Concepts and Techniques II*, p. 422-461.
 - Suter, M., 1990. Hoja Tamazunchale 14Q-e(5). *Carta Geológica de México*, serie de 1:100,000. Instituto de Geología. UNAM, pp. 56.
 - Suter, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central México: *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 246-264.
 - Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge on the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central México: *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1387-1797.
 - Suter, M., 1980. Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust-and-fold belt between Xilitla and Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí States): *Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología Revista*, v. 4, p. 19-31.
 - Upchurch Jr, G. R., Wolfe, J. A., 1987. Mid-Cretaceous to Early Tertiary vegetation and climate: evidence from fossil leaves and woods. *Origins of angiosperms and their biological consequences*/edited by EM Friis, WG Chaloner, and PR Crane.
 - Vann, I. R., Graham, R. H., Hayward, A. B., 1986. The structure of mountain fronts. *J. Struct. Geol.*, 8, 215-227.
 - 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. Posgrado en Ciencias de la Tierra. UNAM. 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, 105 p.
 - Velasco-Tapia, F., Martínez-Paco, M., Iriando, A., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Cruz-Gámez, E. M., Ramos-Ledezma, A., Masuch, D., 2016. Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): U Pb geochronology, provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 18-35.
 - Verges, J., Muñoz, J. A., Martínez, A., 1992. South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. In *Thrust Tectonics*. Ed, K. R. McClay. London: Chapman and Hall, pp. 255-264.
 - Viana, A. R., Faugères, J. C., Stow, D. A. V., 1998. Bottom-current-controlled sand deposits a review of modern shadow-to deep-water environments. *Sedimentary Geology*, v. 115, pp. 53-80, Amsterdam.

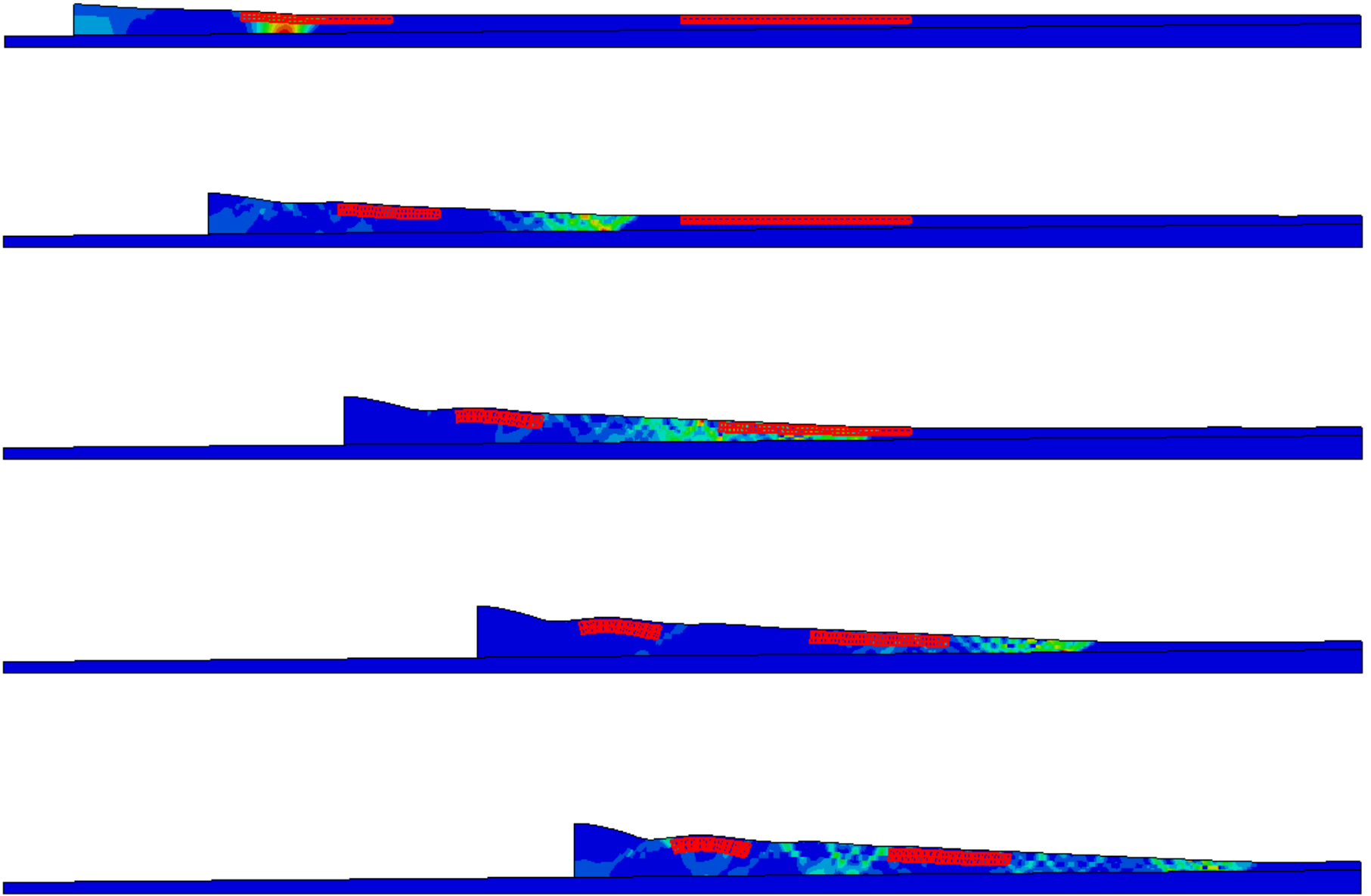
- Wagner, C. W., Van der Togt, C., 1973. Holocene sediment types and their distribution in the southern Persian Gulf, In: The Persian Gulf (Ed. By B. H. Purser), pp. 123-155. Springer-Verlag, New York.
- Walker, R. G., 1978. Deep-water sandstones facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62. pp. 932-966.
- Walker, R. G., Mutti, E., 1973. Turbidite facies and facies associations. In: Middleton G. V. & Bouma A. H. (Eds.), Turbidites and deep water sedimentation, Pacific section. S. E. P. M. Short Course notes, pp. 119-157.
- Ward, J. A., 1979. Stratigraphy, depositional environments and diagenesis of the El Doctor platform, Querétaro, México: Binghamton, State University of New York, disertación doctoral, 172 p. (inédita).
- Weijermars, R., Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C., 1993. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. Tectonophysics 217 (1-2), 143-174.
- Whipple, K. X., Meade, B. J., 2004. Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state, J. Geophys. Res., 109.
- White, J.D., Busby, C.J., 1987. Deep marine arc apron deposits and syndepositional magmatism in the Alisitos Group at Punta Cono, Baja California, Mexico. Sedimentology 34, 911-927.
- Willett, S. D., Brandon, M. T., 2002. On steady states in mountain belts, Geology, 30, 175-178
- Willett, S. D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts, J. Geophys. Res., 104, 28,957-28,981.
- Willett, S.D., Beaumont, C., Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. Geology 21 (4), 371-374.
- 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.
- Wilson, J. L., Ward, W. C., 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeast and east central Mexico, in Simó, J.A., Scott, R.W., Mase, J.P. (eds.), Cretaceous Carbonate Platforms: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 56, 35-49.
- Wu J. E., McClay K. R., 2011. Two dimensional Analog Modeling of Fold and Thrust Belts: Dynamic Interactions with Syncontractional Sedimentation and Erosion, in K. McClay, J. H. Shaw y J. Suppe, eds. Thrust fault-related folding: American Association of Petroleum Geologists Memoir 94, p. 301-333.
- Wu, J. E., McClay, K. R., Despinois, F., Woollard, M., Evans, R., Isa, L., Janai, S., 2010. Analogue modelling of deepwater fold and thrust belts: dynamic interactions with syntectonic sedimentation. Trabajos de geología, 30(30).

Anexos

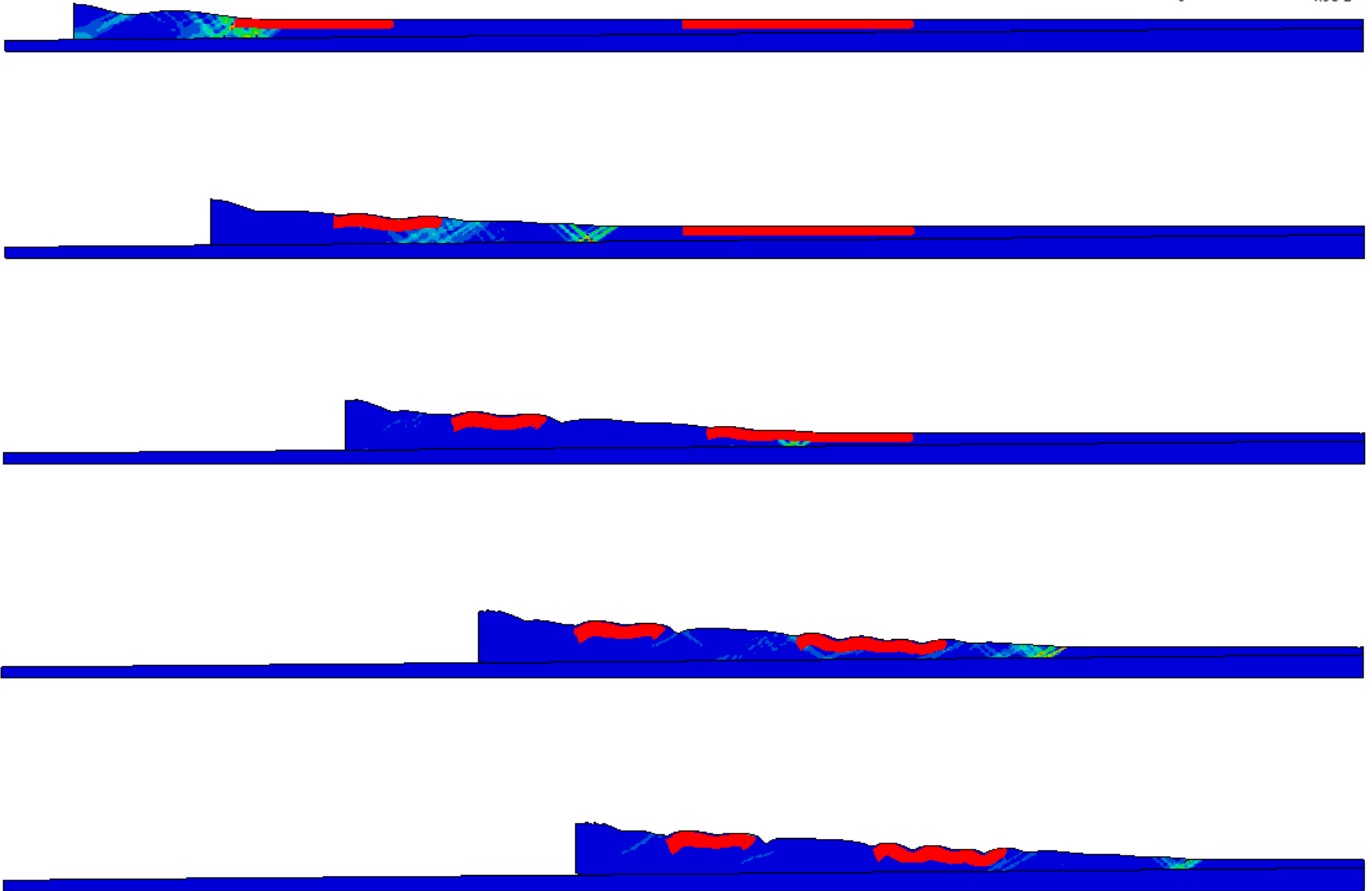
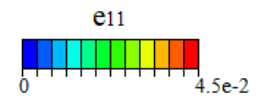
Moo2: Cuña heterogénea (modelo de referencia)



Moo8: Cuña homogénea ($\mu = 30^\circ$).



Mo15: Baja erosión sintectónica.



Mo16: Alta erosión sintectónica.

