



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

Análisis estructural en el puerto de las sierras la Fragua,
El Granizo, San Marcos-Pinos y áreas aledañas en la
parte central de Coahuila

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A

DANIEL EMILIANO BOLAÑOS RODRÍGUEZ

Director de Tesis: Dr. Gustavo Tolson Jones



Septiembre 2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-936

SR. DANIEL EMILIANO BOLAÑOS RODRÍGUEZ

Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Gustavo Tolson Jones y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN EL PUERTO DE LAS SIERRAS LA FRAGUA, EL GRANIZO, SAN MARCOS-PINOS Y ÁREAS ALEDAÑAS EN LA PARTE CENTRAL DE COAHUILA

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	GEOLOGÍA REGIONAL
III	GEOLOGÍA LOCAL
IV	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL
V	DISCUSIÓN
VI	CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFÍA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

Cd. Universitaria, D.F., a 20 de septiembre de 2006

EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg

El Último Poema

*Soñé de tal manera contigo
De tal manera caminé de tal manera hablé
De tal manera amé tu sombra
Que no me queda nada más de ti
Me queda ser sombra
entre sombras
Ser cien veces más sombra
que la sombra
Ser la sombra que irá
y regresará
A tu soleada vida*

R. Desnos

A ti Alicia

*La mujer y compañera de mis sueños de siempre
Esencial en esta frágil fortaleza
Que me ha permitido andar la vida
Bajo este cielo sin tu luz*

AGRADECIMIENTOS

Este camino que he tomado fue producto una constante búsqueda libremente transitada y aprendida, que gracias al apoyo amoroso de mis padres, Olga y Daniel, he podido vivir gratamente tanto con alegrías como con tristezas. Que en la sangre minera y combativa que de mis dos abuelos he heredado, Domingo y José, llevo la fascinación por la Tierra y la esperanza imbatible por un buen y justo futuro para todos.

A mis dos grandes familias, paterna y materna, grandes tanto por número como por su solidaridad infinita. He sido un tipo errante que en ocasiones se aleja sin querer del hogar, pero no lo hago por olvido, simplemente transito un tanto solo para reencontrarme con ustedes renovado, y poder recontarnos esa historia nuestra para seguir juntos, siempre adelante. A todos ustedes, que podría nombrar uno por uno, pero como ya escribí, es tan grande la familia que sería necesario incluir otro capítulo solo para ustedes y queda espacio únicamente para agradecer su cariño a mis dos hermosas abuelas Quina y Tayde.

A mi hermano y a los amigos del alma ya lejanos, más no del corazón, solamente en distancia... todos son parte de mi historia primordial, donde su amistad imperdurable nutre de significado a ese rostro que cada mañana se refleja en el espejo. ¡Salud! ¡Y mil veces salud por todas esas noches extasiados y abrazados por la luz de la luna en el insondable desierto lagunero!

A la Universidad, que en mi espíritu sembró el amor por mi país, su gente y su cultura... por la raza nuestra que es exteriorizada en sus murales, sus jardines, su música, su cine, en cada uno de sus espacios; por su constante devenir traducido en una rica historia que mis padres han compartido conmigo.

Caminar por esta gran Ciudad Universitaria hubiese sido un acto ajeno a la completa felicidad que sólo los amigos en esta etapa de caminos entrecruzados me pudieron obsequiar. A todos ustedes, a los que no sabemos reconocernos por nuestro nombre, sino porque tenemos un pedazo de nuestro corazón dentro del corazón de cada uno de nosotros y simplemente sabemos reconocernos con la mirada.

Al comité tutorial, que más allá de la formalidad que aquél par de palabras les confiere, han sido parte esencial en mi formación humana y profesional a través del duro transitar por la Facultad. Con su enseñanza humana y comprometida he aprendido que la comprensión del mundo no es una miope mecanización del conocimiento, sino una dialéctica irrenunciable de la imaginación y la curiosidad apoyadas en la disciplina.

Finalmente, a mis compañeros de campo, qué digo compañeros, a mis maestros y amigos de campo y a los únicos que he de nombrar en este papel, no por compromiso, sino porque cada idea escrita en esta tesis va entintada con el sudor que compartimos en el desierto. Y el que más tinta le dio a este papel fue Gabriel con su incansable caminar entre cerros, tan incansable como su pasión por la Geología y su interés por transmitírmelo. Si la vida en el desierto es implacable durante el día y bondadosa durante el anochecer, Elisa retoma con su fémica fortaleza esas dos virtudes que me han dejado impresionado en más de una ocasión. Tu nombre está escrito en el párrafo anterior y en las primeras páginas de este texto con tinta del color de tu alma. Dr. Tolson, que desde la trinchera de la enseñanza tanto en campo como en el aula le debo mucho como geólogo y amigo. Y claro que esto se encuentra impregnado del sudor tintero y caminador de Giovas, Lucy, Carlos, Gildardo, Ing. Ocaranza y la fortísima Dra. María Fernanda Campa.

ÍNDICE

RESUMEN	<i>i</i>
LISTA DE FIGURAS	<i>ii</i>
1. INTRODUCCIÓN	<i>1</i>
1.1 Ubicación y Acceso	<i>4</i>
1.2 Problemática	<i>5</i>
1.3 Objetivos	<i>7</i>
1.4 Metas	<i>8</i>
2. GEOLOGÍA REGIONAL	<i>8</i>
2.1 Estratigrafía Regional	<i>11</i>
2.1.1 Basamento	<i>11</i>
2.1.2 Mesozoico Tardío-Cenozoico Temprano	<i>13</i>
2.2 Evolución Tectónica del NE de México	<i>16</i>
3. GEOLOGÍA LOCAL	<i>19</i>
3.1 Estratigrafía	<i>20</i>
3.1.1 Basamento	<i>22</i>
3.1.2 Secuencia Jurásica	<i>25</i>
3.1.3 Secuencia Cretácica.....	<i>27</i>
3.1.4 Rocas Cenozoicas	<i>36</i>
3.1.5 Depósitos Cuaternarios.....	<i>37</i>
3.2 Geomorfología local y estructuras plegadas	<i>38</i>
3.2.1 Sistema de Sierras.....	<i>40</i>
3.2.2 Sistema de Valles	<i>42</i>
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	<i>43</i>
4.1 Estructuras Regionales	<i>43</i>
4.2 Estructuras Locales	<i>45</i>
4.2.1 Pliegues	<i>47</i>
4.2.2 Sistema de Fallas	<i>57</i>
5. DISCUSIÓN	<i>61</i>
6. CONCLUSIONES	<i>69</i>
7. BIBLIOGRAFÍA	<i>72</i>
Anexos	<i>75</i>

RESUMEN

Al sur del Valle de Cuatrociénegas, en la parte central del Estado de Coahuila, se identificaron dos grupos de estructuras plegadas y fallas subverticales con base en su orientación preferencial, la cual varía de WNW-ESE a N-S y NNE-SSW. Así mismo, se constató que la distribución de las facies sedimentarias en el Mesozoico refleja, además de los cambios del nivel eustático del mar para este tiempo, movimientos verticales de bloques durante la sedimentación.

La caracterización geométrica de las estructuras se realizó en un segmento del límite entre las provincias paleogeográficas/estructurales mesozoicas conocidas como Isla o Bloque de Coahuila y Cuenca de Sabinas o Cinturón Plegado de Coahuila. Este límite ha sido definido regionalmente como la Falla de San Marcos.

Existe una disconformidad regional en el Bloque de Coahuila que separa a las rocas permo-triásicas del Arco Las Delicias de las rocas carbonatadas de plataforma del Cretácico Temprano. Esta disconformidad evidencia claramente la exposición de la Isla de Coahuila durante el Mesozoico Temprano. Mientras, al norte del bloque se depositó una secuencia clástica de edad Jurásica de aproximadamente 1600 m de espesor, por lo menos en el área de estudio. Estas unidades no se localizan en el Bloque de Coahuila y progradan hacia el norte a facies marinas. A partir del Aptiano se depositaron discordantemente rocas carbonatadas de plataforma y arrecifales tanto en la Isla de Coahuila como en la Cuenca de Sabinas, al sur.

La secuencia mesozoica en su conjunto fue deformada durante la Orogenia Laramide en dos fases: (1) la primera involucró una tectónica de cobertura con el desarrollo de pliegues por doblez de falla y cabalgaduras de bajo ángulo con dirección de transporte al N, y (2) una segunda fase de deformación que propició la inversión cinemática de antiguas discontinuidades de basamento, resultando en pliegues tipo caja (*drape folds*) y grandes fallas verticales que cortan a las estructuras anteriores.

Con evidencias stratigráficas y estructurales se demuestra la existencia de dos fases de deformación laramídicas, cuya expresión estructural en la cubierta mesozoica estuvo supeditada a la arquitectura cortical caracterizada por grandes discontinuidades como la Falla de San Marcos y, subsecuentemente, por la stratigrafía de la región.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Elementos paleogeográficos y estructurales del NE de México.....	3
Figura 2. Elementos estructurales del área de estudio.....	3
Figura 3. Mapa de ubicación de las principales vías de comunicación y ciudades cercanas al área de estudio.....	6
Figura 4. Principales elementos morfológicos en el área de estudio.....	6
Figura 5. Mapa geológico-estructural regional del NE de México.....	10
Figura 6. Tabla estratigráfica regional.....	15
Figura 7. Afloramiento del cuerpo granodiorítico permo-triásico al poniente de la comunidad Nueva Delicias.....	18
Figura 8. Afloramiento del basamento metasedimentario al NW del poblado Las Palomas.....	18
Figura 9. Columna estratigráfica local.....	21
Figura 10. Afloramientos de cuerpos intrusivos permo-triásicos localizados en el Valle El Jabalí.....	24
Figura 11. Afloramientos de las capas jurásicas.....	28
Figura 12. Afloramientos de la Formación San Marcos.....	31
Figura 13. Mosaico fotográfico de las formaciones Cupido, La Peña y Aurora.....	35
Figura 14. Mosaico fotográfico de la Formación Acatita, Formación Aurora/Viesca, Grupo Washita, cuello volcánico La Víbora, y brechas sedimentarias del Paleógeno.....	39
Figura 15. Mapa estructural simplificado del área de estudio.....	46
Figura 16. Anticlinal La Fragua-El Granizo (sección B-B'').....	49
Figura 17. Anticlinal La Fragua-El Granizo y falla El Mimbres (sección A-A').....	51
Figura 18. Flanco occidental del Anticlinal San Marcos-Pinos.....	54
Figura 19. Diagrama de polos del domo Australia.....	54
Figura 20. Detalle del Sinclinal Las Palomas y falla Las Palomas.....	56
Figura 21. Mosaico fotográfico del Sinclinal Atalaya, falla Las Palomas, y falla El Jabalí.....	59
Figura 22. Modelo evolutivo.....	68

1. INTRODUCCIÓN

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano es una estructura localizada dentro de la provincia fisiográfica conocida como Sierra Madre Oriental (SMO) (Campa, 1985), originado durante la deformación contraccional de la Orogenia Laramide. El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano está conformado por una gruesa secuencia de rocas sedimentarias marinas mesozoicas, que muestran importantes variaciones laterales de facies controladas por los elementos paleogeográficos generados durante la apertura del Golfo de México en la región NE del país durante el Triásico-Jurásico (Salvador, 1987). Dichos elementos paleogeográficos corresponden a altos y bajos estructurales que conformaron islas y cuencas para finales del Jurásico y Cretácico Temprano (Goldhammer, 1999).

El presente trabajo se realizó en un segmento de la Falla de San Marcos (FSM), en la parte central de Coahuila, la cual define el límite estructural entre dos rasgos paleogeográficos regionales incluidos en el sector NE de la SMO y que son el Bloque de Coahuila al sur, y la Cuenca de Sabinas o Cinturón Plegado de Coahuila, al norte (Figura 1). Localmente, el área de trabajo abarca a los valles El Hundido, El Jabalí y San Marcos, donde el primero se ubica al sur de la FSM, y los dos restantes al norte de dicha estructura.

La estratigrafía de la parte central del Estado de Coahuila está compuesta por un ensamble basal de rocas volcanosedimentarias paleozoicas definido como el Arco Las Delicias (Handschy *et al.*, 1987, McKee *et al.*, 1988 y 1990), y que aflora al SW del área de estudio, conformando el basamento del Bloque de Coahuila. Este ensamble volcanosedimentario se encuentra intrusionado por granodioritas de edad Permo-Triásica (McKee *et al.*, 1988 y 1990, Grajales-Nishimura *et al.*, 1992, Torres *et al.*, 1999) y fue posteriormente cortado por fallas jurásicas, quizás tan antiguas como triásicas, las cuales definieron cuencas y altos estructurales que controlaron la sedimentación continental y marina para este tiempo. La FSM es el rasgo más prominente en la zona que separó durante gran parte del Mesozoico la zona de aporte al sur de la falla (Bloque de Coahuila) de la zona de acumulación al norte (Cuenca de Sabinas). Al norte de la falla existe una cuña clástica de hasta 2000 m de espesor, siendo los primeros 1500 m de origen marino y

de edad pre-Cretácica, y el resto de origen continental (Formación San Marcos) y edad neocomiana, estando estos paquetes ligados a la actividad tectónica intermitente de la falla. A estas rocas les sobreyace discordantemente un paquete de rocas marinas depositadas entre el Barremiano y el Aptiano temprano (Formación Cupido) en la Cuenca de Sabinas (Lehmann *et al.*, 1999); mientras que la zona de aporte, correspondiente al Bloque de Coahuila, no fue transgredida por el mar sino hasta el Aptiano medio, depositándose para este tiempo la Formación Las Uvas. La secuencia marina mesozoica dentro de la zona esta representada por potentes paquetes calcáreos con variaciones laterales de facies dentro de ambientes de plataforma y/o cuenca, para el Cretácico Tardío, los cuales se encuentran eventualmente intrusionados por cuerpos ígneos del Eoceno (Chávez-Cabello, 2005), y cubiertos parcialmente por brechas sedimentarias probablemente del Paleógeno y materiales no consolidados del Cuaternario.

El basamento Paleozoico y la secuencia del Mesozoico temprano a medio fueron deformados en diferentes grados durante la apertura del Golfo de México. Durante la Orogenia Laramide del Cretácico Superior-Paleógeno, el basamento paleozoico al igual que la sobrecubierta sedimentaria marina del Jurásico-Cretácico fueron acortados, y posteriormente fueron deformados diferencialmente durante el evento extensional que caracteriza a la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) a partir por lo menos del Oligoceno. Debido a estos eventos tectónicos se desarrollaron estructuras con estilos contrastantes dentro de la SMO. Por un lado, se formaron fallas normales de alto ángulo durante la apertura del Golfo de México, aparentemente reactivadas e invertidas durante la Orogenia Laramide, como se encuentra documentado en el área de estudio (McKee *et al.*, 1984; Chávez-Cabello, 2005). Por otro lado, el evento laramídico está caracterizado en un sentido amplio por deformación de cobertura controlado por la presencia de horizontes de despegue evaporíticos (Padilla y Sánchez, 1986; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000) que acomodaron desplazamientos mayores durante los inicios de la deformación en la región (Chávez-Cabello, 2005).

El fin primordial de este estudio fue comprender los procesos de deformación que actuaron localmente en el área de estudio para generar estructuras con orientaciones casi perpendiculares, como lo son las fallas y pliegues menores en la Sierra El Granizo y los presentes en la Sierra San Marcos-Pinos (Figura 2).

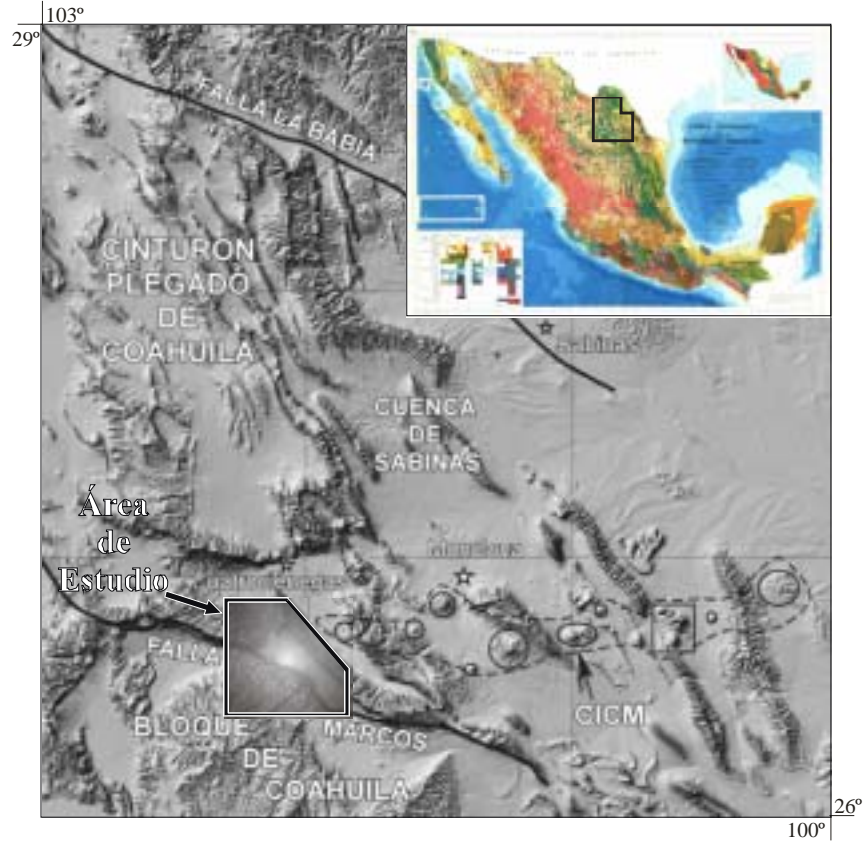


Figura 1. Carta Geológica de la República Mexicana (esquina superior derecha) y modelo digital de elevación donde se muestran los elementos paleogeográficos y estructurales del NE de México y el área de estudio (Modificado de Chávez-Cabello, 2005). CICM: Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova

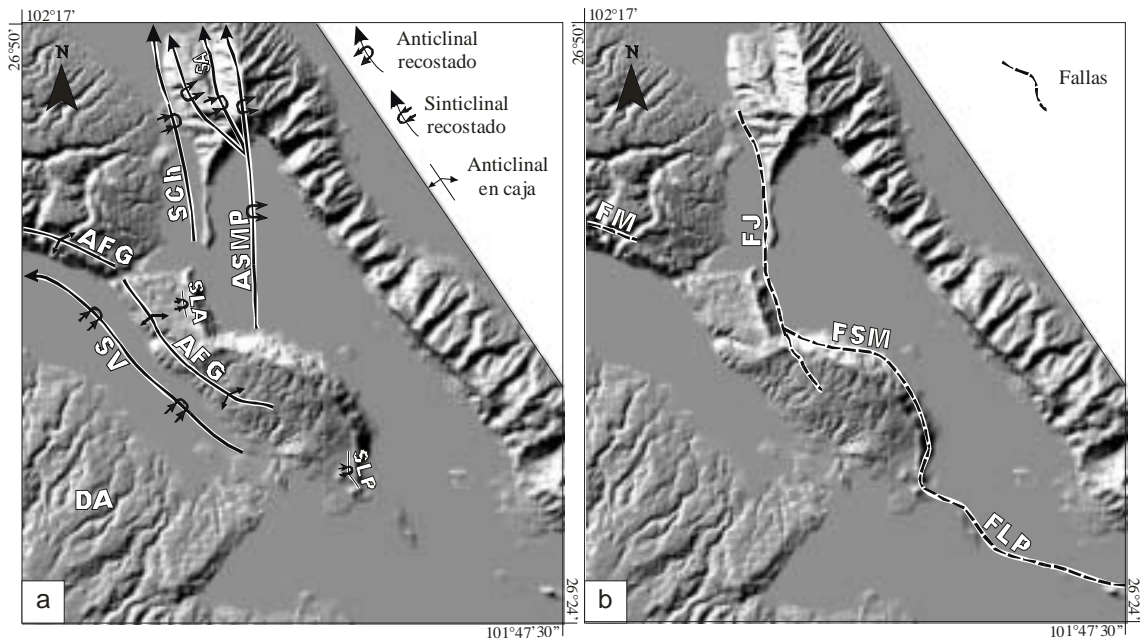


Figura 2. Modelos digitales de elevación en los que se muestran las principales estructuras en el área de estudio. (a) AFG: Anticlinal La Fragua- El Granizo, ASMP: Anticlinal San Marcos-Pinos, SV: Sinclinal La Víbora, SLA: Sinclinal Las Antenas, SCH: Sinclinal Churince, SA: Sinclinal Atalaya, SLP: Sinclinal Las Palomas, y DA: Domo Australia. (b) La traza de la Falla de San Marcos (FSM) es definida por las fallas El Mimbres (FM) y Las Palomas (FLP), y es oblicua a la Falla El Jabalí (FJ).

De acuerdo con McKee *et al.* (1984) y Chávez-Cabello (2005), la diversidad de estructuras que configuran la cubierta implica la participación de discontinuidades de basamento, las cuales funcionan como límites profundos que repercuten fuertemente en las estructuras superficiales. Una de ellas, la Falla de San Marcos (FSM), definida por Charleston (1981), aparentemente se trata de una estructura antigua que afectó al basamento y ha sido reactivada en distintos periodos, controlando en superficie la estratigrafía local y el desarrollo de estructuras desde el Jurásico Tardío al Cenozoico (Chávez-Cabello, 2005). Es por ello que dicho límite basal es fundamental para comprender la evolución temporal y relación geométrica entre las diversas estructuras que afloran en el área de estudio.

Para resolver los problemas anteriormente planteados, en este trabajo se dan a conocer nuevos datos estructurales que permiten discutir el desarrollo de los pliegues y fallas localizados en una zona de convergencia de estructuras, basados en su cinemática, geometría y relaciones de corte. La información obtenida se sintetizó en una columna estratigráfica local, tres secciones y un mapa geológico donde se muestra la distribución espacial y geométrica de las estructuras mayores que se observan en la zona.

1.1 Ubicación y Acceso

El área de estudio se localiza a 45 km al sur de la Cd. de Cuatrociénegas en la parte central del Estado de Coahuila, entre las ciudades de Monclova y Torreón. La zona está acotada por las coordenadas geográficas $101^{\circ}47'30''$ a $102^{\circ}17'$ de longitud Oeste y $26^{\circ}24'$ a $26^{\circ}50'$ de latitud Norte, delimitando un área de 1924 Km^2 aprox. (Figura 3).

Dentro del área se encuentran los ejidos Tanque Nuevo, Santa Teresa de Sofía, y Las Palomas y se incluye en las siguientes cartas topográficas editadas por INEGI escala 1:50,000: Cuatro Ciénegas (G13B59), Tanque Nuevo (G13B69), Sierra Los Alamitos (G13B79), La Reforma (G14A51) y Las Palomas (G14A61).

Esta región se localiza dentro de la Provincia Morfotectónica de la Sierra Madre Oriental (SMO), en el límite de las sub-provincias Bloque de Coahuila y Cinturón Plegado de Coahuila o Cuenca de Sabinas (Figura 1). Los principales elementos orográficos en la zona son: al norte y al este, la Sierra de San Marcos-Pinos; al oeste, la

Sierra La Fragua; en el centro, la Sierra El Granizo; al sur, la Sierra Australia. Este sistema de sierras delimita y separa topográficamente a los valles El Hundido, El Jabalí, San Marcos, El Tablero y Cuatrociénegas (Figura 4).

La principal vía de comunicación es la carretera federal No. 30 que comunica las ciudades de Torreón y Monclova. Saliendo de la ciudad de Torreón se toma la carretera que se dirige al municipio de San Pedro de las Colonias recorriendo una distancia de 58 km aproximadamente. De San Pedro de las Colonias se localiza el entronque que comunica con la carretera federal No. 30 hacia Monclova. En el kilómetro 164 se localiza la ciudad de Cuatrociénegas. Partiendo de la ciudad de Monclova se recorren 82 km al poniente hacia la ciudad de Cuatrociénegas por la carretera federal No. 30 (Figura 3). El área de estudio se localiza aproximadamente a 190 km de la Cd. de Torreón, y a escasos 20 km al sur de Cuatrociénegas.

1.2 Problemática

En el área del puerto La Fragua convergen fallas y pliegues regionales con geometrías y relaciones de corte complejas, ilustrados en el modelo digital de elevación de la figura 2. En dicha figura se distinguen las principales estructuras del área que son: Anticlinal San Marcos-Pinos (ASMP), Anticlinal La Fragua-El Granizo (AFG), Sinclinal La Víbora (SV), Sinclinal Las Antenas (SLA), Sinclinal Las Palomas (SLP), Sinclinal Churince (SCh), Sinclinal Atalaya (SA), Falla El Mimbres (FM), Falla El Jabalí (FJ), y Falla Las Palomas (FLP).

Este conjunto de estructuras se puede dividir en dos tipos: (i) aquellas que involucran a rocas de la cubierta sedimentaria, y (ii) aquellas que además involucran a rocas del basamento. Las estructuras que involucran a la cubierta están representadas en su totalidad por los anticlinales y sinclinales que se ilustran en la figura 2a, donde es posible observar una relación de oblicuidad tanto en la orientación de sus ejes como en su vergencia, lo cual implica una compleja historia de deformación. El grupo de estructuras de la figura 2b que involucra rocas del basamento está representado por fallas de alto ángulo que se orientan tanto de manera paralela a los ejes de los pliegues como perpendicular, como es el caso de la terminación sur del ASMP truncada por la FLP.

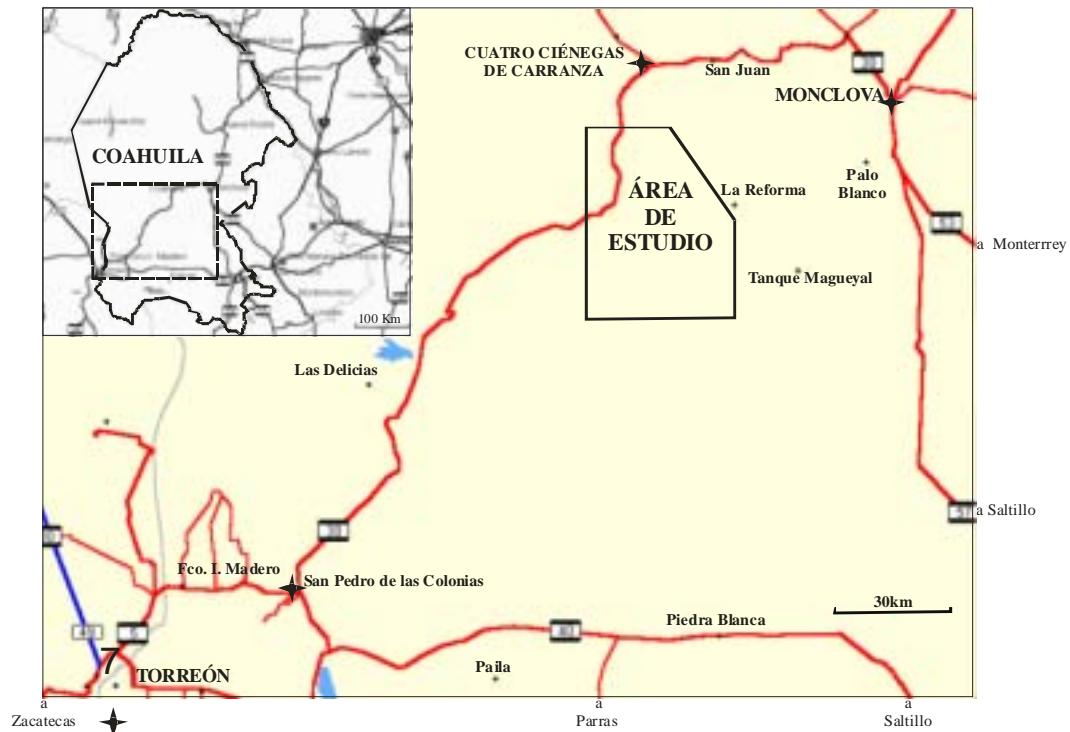


Figura 3. Mapa de ubicación de las principales vías de comunicación y poblaciones cercanas al área de estudio, en el Estado de Coahuila.

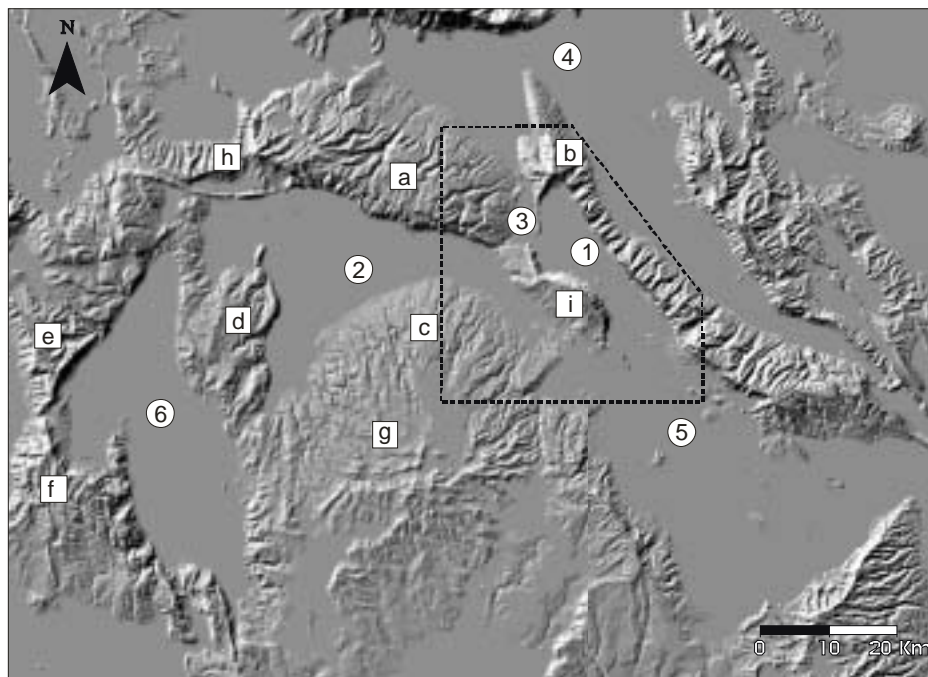


Figura 4. Detalle al área de estudio generado con un modelo digital de elevación, en el cual se aprecian los principales elementos morfológicos: 1) Valle El Jabalí, 2) Valle El Hundido, 3) Puerto La Fragua (Valle El Tablero), 4) Valle de Cuatrociénegas, 5) Valle de San Marcos, 6) Valle El Sobaco, a) Sierra la Fragua, b) Sierra de San Marcos-Pinos, c) Sierra Australia, d) Sierra El Venado, e) Sierra Los Remedios, f) Sierra Las Delicias, g) Sierra Los Alamitos, h) Sierra La Margarita (Potrero Colorado), i) Sierra El Granizo. El polígono acota el área de estudio en las coordenadas geográficas 101°47'30" a 102°17' de longitud W y 26°24' a 26°50' de latitud N.

Para comprender la geometría, cinemática y relaciones de sobreposición del conjunto de estructuras previamente mencionadas, así como la divergencia en la orientación de los pliegues, y la actividad de fallas subverticales, se han planteado las siguientes hipótesis para explicar estos fuertes cambios de comportamiento estructural en el área de estudio:

i. Todas las estructuras observadas en el área se generaron en una sola fase de deformación, donde la oblicuidad entre los pliegues y fallas fue controlada por la reactivación de antiguas discontinuidades del basamento.

ii. Dos fases de deformación con distintas direcciones de acortamiento durante la orogenia Laramide, de acuerdo a lo planteado en la tesis doctoral de Chávez-Cabello (2005).

1.3 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es realizar un análisis estructural del área, con base en el trabajo cartográfico y la descripción estratigráfica/estructural de los afloramientos. Con el fin de examinar cada una de las hipótesis anteriormente planteadas, se determinaron los siguientes objetivos particulares:

- Conocer las características litológicas de los principales cuerpos rocosos que constituyen la columna estratigráfica del área, su distribución espacial y significado en la evolución geológica del área.
- Establecer la evolución de las estructuras de la zona mediante el análisis de la geometría, cinemática y relaciones de corte de los principales pliegues y fallas.
- Determinar el o los procesos que participaron en el desarrollo de las estructuras.

1.4 Metas

Para lograr cubrir los objetivos anteriormente planteados se establecieron las siguientes metas:

- Analizar y sintetizar la columna estratigráfica local.
- Obtener el mapa geológico del área en el que se muestre la distribución de los paquetes de roca así como la ubicación, geometría y relaciones de corte entre las estructuras.
- Elaborar secciones geológicas representativas que ilustren la disposición de las unidades y las estructuras que las afectan.
- Establecer un modelo de evolución geológica que mejor explique los rasgos estructurales y la cinemática de éstos en el área de estudio.

2. GEOLOGÍA REGIONAL

El área de estudio se localiza justo en el límite entre las provincias paleogeográficas/estructurales mesozoicas conocidas como Isla o Bloque de Coahuila y, al norte de ésta, la Cuenca de Sabinas o Cinturón Plegado de Coahuila, las cuales están separadas por la Falla de San Marcos (FSM), en el NE de México (Figuras 1 y 5).

Los procesos regionales que serán descritos en este capítulo son significativos en la expresión geológica local, tanto a nivel estructural como estratigráfico, donde los pliegues y fallas en el área de estudio, así como la extensión de las formaciones sedimentarias, son de escala kilométrica en correspondencia a sistemas sedimentarios y estructuras de escala regional.

El estudio de la evolución geológica pre-mesozoica del NE de México resulta complejo debido a la escasez de afloramientos de rocas Precámbricas y Paleozoicas en esta zona, aún más cuando existe una espesa cubierta sedimentaria de edad Mesozoica y Cenozoica. Sin embargo, con base en datos sísmicos y de pozos se ha establecido la continuidad espacial entre los conspicuos afloramientos de basamento cristalino en esta región.

El basamento del área está constituido por rocas volcano-sedimentarias asociadas a un arco y una cuenca permo-triásica, e intrusionados por cuerpos granodioríticos de arco. Aflora principalmente en la localidad de Delicias–Acatita, mientras que los intrusivos triásicos se extienden hasta la Cuenca de Sabinas en el Potrero La Mula y Valle de San Marcos (Handschy *et al.*, 1987; McKee *et al.*, 1988 y 1990). La secuencia volcano-sedimentaria se encuentra afectada por un metamorfismo de grado bajo y es cubierta de manera discordante por lechos rojos y evaporitas depositados entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio, que a su vez están cubiertos por una secuencia de rocas marinas cretácicas (Goldhammer, 1999) (Figura 6).

Debido a que existen diferencias en el estilo estructural en el NE de México, éste se ha dividido en tres subprovincias (Chávez-Cabello, 2005) limitadas por grandes fallas de orientación preferencial WNW: a) Bloque de Coahuila, b) Cuenca de Sabinas-La Popa o Cinturón Plegado de Coahuila y, c) Plataforma Burro-Peyotes o Cratón Coahuila-Texas (Figura 5), cuyos límites estructurales entre estas subprovincias son de sur a norte:

Megacizalla Mojave-Sonora, la Falla de San Marcos y la Falla la Babia. Dichas estructuras jugaron un papel importante en la evolución del NE de México, como se discutirá en el siguiente apartado.

Estas subprovincias presentan variaciones estratigráficas y estructurales entre sí. El Cinturón Plegado de Coahuila contiene una secuencia de ambiente de cuenca marina desde el Jurásico Medio distribuida al norte y centro de la subprovincia, mientras que cerca de su borde sur se observa una secuencia con lechos rojos y marinos del Jurásico Tardío que subyacen la secuencia marina cretácica. Por otro lado, el Bloque de Coahuila se caracteriza por la ausencia de secuencias jurásicas, y por la presencia de secuencias transgresivas propias de una plataforma marina desarrollada durante el Cretácico (Aptiano medio) (Figura 6).

Estructuralmente, el Cinturón Plegado de Coahuila presenta anticlinales angostos y alargados que se encuentran separados por amplios valles sinclinales. Estas estructuras presentan una disarmonía estructural en varios niveles estratigráficos y polaridad de vergencias opuestas al NE y al SW, contra los límites paleotectónicos de la cuenca (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). Por otro lado, el Bloque de Coahuila presenta pliegues abiertos con formas cóncavas, espaciados varios kilómetros entre sí, sin

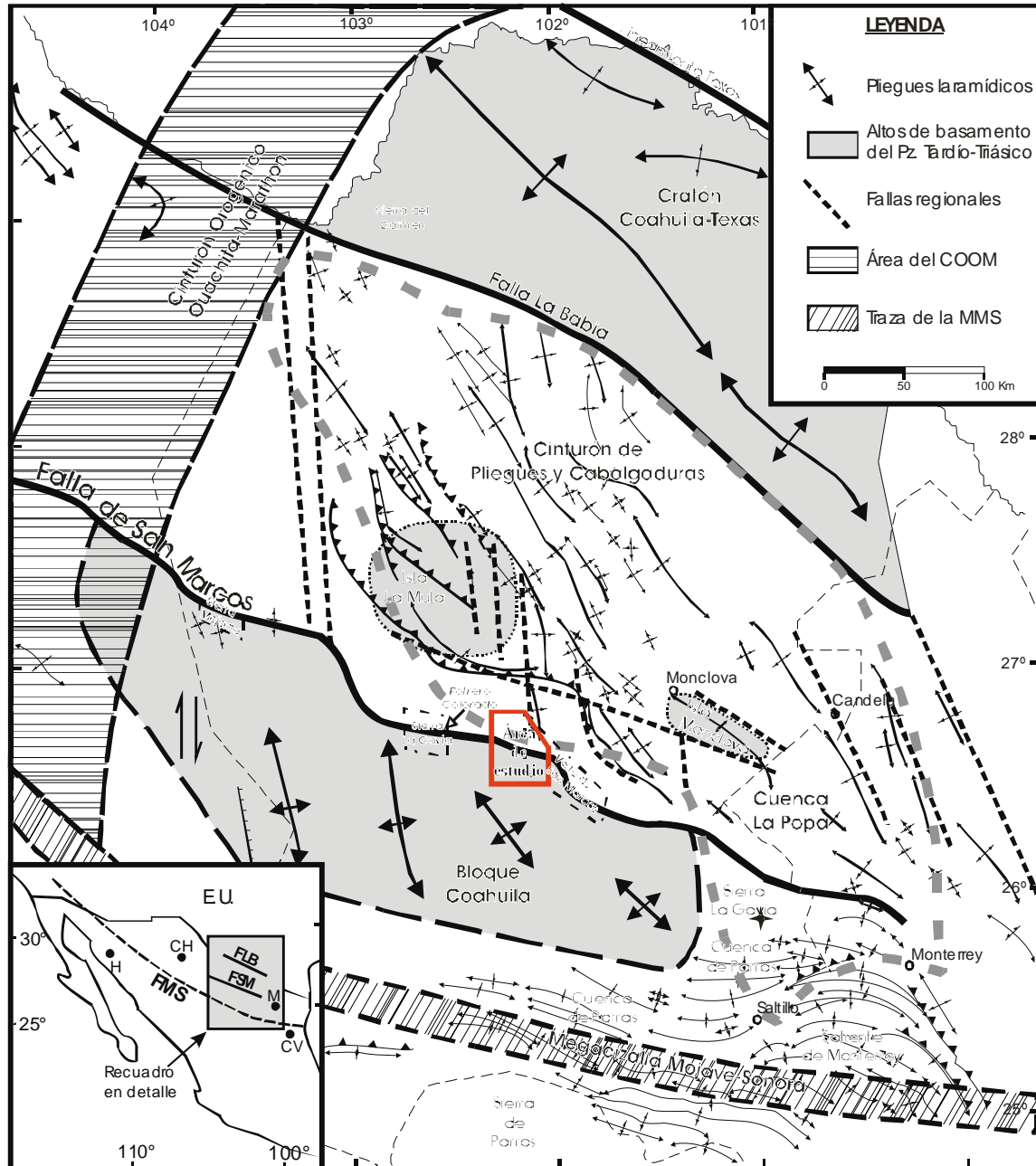


Figura 5. Mapa esquemático que muestra el contexto geológico regional del área de estudio (recuadro central), en el estado de Coahuila y áreas circundantes. Las fallas de San Marcos (FSM) y La Babia (FLB) actúan como límites estructurales entre regiones con estilos de deformación distintos: cratón Coahuila-Texas, Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras, y Bloque Coahuila, de norte a sur. FMS: traza inferida de la Falla Mojave-Sonora. La línea punteada gruesa de color gris representa los límites de la Cuenca de Sabinas, según Eguluz (2001). H: Hermosillo; CH: Chihuahua; CV: Cd. Victoria. Figura modificada de Chávez-Cabello (2005)

orientación preferencial y sólo localmente se observan pliegues apretados (Sierra El Venado), quizás ligados a la reactivación de fallas (Figura 5). Debido al contraste en los estilos de deformación entre estas dos subprovincias, es importante identificar límites geológicos en esta región, como la FSM, la cual representa un rasgo estructural importante para comprender los procesos de deformación que han intervenido en la generación de estructuras con diferente estilo y escala de deformación.

2.1 Estratigrafía Regional

2.1.1 Basamento

Se ha interpretado que las rocas paleozoicas del NE de México corresponden al sistema Ouachita, el cual fue dividido por Handschy *et al.* (1987) en cuatro zonas: el antepaís, la zona frontal, la zona interior, y el terreno Coahuila. Tomando en cuenta esta división, el antepaís se localiza geográficamente dentro de los estados de Sonora y Chihuahua, así como el sur de Estados Unidos. Esta subprovincia estuvo dominada por sedimentación marina y clástica de plataforma durante el Paleozoico, la cual fue exhumada entre el Devónico Tardío y el Pérmico Tardío por procesos de inversión de bloques de basamento que generaron grandes cuencas sedimentarias. Los afloramientos de rocas paleozoicas al norte del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon (e.g. Placer de Guadalupe, Sierra el Carrizalillo, Sierra del Cuervo, Sierra de los Chinos) permiten delimitar espacialmente hacia el SE del antepaís, un cinturón de deformación intensa con cabalgaduras y pliegues con rumbo NE, al cual se le asocia una cuenca colmada por los sedimentos clásticos generados durante los primeros estadios de la deformación. La zona interior del Sistema Ouachita, que comprende el NW y centro de Coahuila, consiste en una zona de cizalla de rocas metasedimentarias de edad Pensilvánico a Pérmico Medio. Numerosos pozos en el oeste y centro de Texas reportan un basamento similar al que reportan los pozos realizados por PEMEX en esta zona (Hanschy *et al.*, 1987), y confirma que el NE de nuestro país comparte su basamento con el SE de Norteamérica.

Los afloramientos de roca más antiguos registrados en Coahuila se distribuyen en las regiones de Delicias-Acatita (McKee *et al.*, 1988), y en la Sierra del Carmen

(Carpenter, 1997). La Sierra del Carmen se localiza en la parte noreste del Estado de Coahuila, al sur del Río Bravo (Figura 5), y se encuentra conformada por metapelitas polideformadas, esquistos de muscovita, algo de cuarcita y abundantes vetas de cuarzo. Los análisis de edades isotópicas Rb/Sr de roca total en esquistos de muscovita arrojan una edad de 227 ± 10 Ma, lo cual indica un metamorfismo ocurrido durante la orogenia Ouachita-Marathon durante el Paleozoico Tardío (Carpenter, 1997). Esto sugiere que la zona interior del sistema Ouachita se extiende al NE de México, dentro del área de estudio.

La región de Delicias-Acatita-Tlahualilo se localiza en el centro del Bloque de Coahuila (Figura 4), donde aflora una secuencia de rocas de edad paleozoica depositadas en una cuenca marina próxima a un arco continental, producto de acumulaciones por gravedad de sedimentos transportados en masa (McKee *et al.*, 1988, 1999). Esta secuencia presenta metamorfismo de bajo grado y se encuentra intrusionada por cuerpos granodioríticos triásicos (Figura 7), lo cual se observa en la base de la columna estratigráfica regional de la figura 6. De acuerdo con McKee *et al.* (1988), esta secuencia tiene un rango de edad que va del Pensilvánico Medio al Pérmico en la que los principales componentes son: (1) detritos de rocas andesíticas y dacíticas, (2) sedimentos pelágicos que sufrieron movimientos post-deposicionales, y (3) detritos de caliza transportados de un margen de cuenca, los cuales en conjunto conforman la Formación Delicias. Se infiere que la fuente de estos depósitos es un arco continental localizado al sur del área, definido como Arco Las Delicias (McKee *et al.*, 1988). Los plutones que cortan al conjunto de rocas de la Formación Delicias (expuestos en el Valle de Acatita) arrojan edades K-Ar en hornblendas de 208 ± 4 Ma correspondientes al Triásico Tardío (Denison *et al.*, 1969, en McKee *et al.*, 1990). Así mismo, se obtuvieron edades K-Ar de 209 ± 4 Ma en hornfels que Denison *et al.* (1969, en McKee *et al.*, 1990) interpretan como edades de metamorfismo de contacto producido por los cuerpos de tonalita.

Otro dato importante sobre la distribución del basamento en Coahuila se apoya en los más de 100 pozos realizados por PEMEX en el área de la Cuenca de Sabinas. Dichos pozos han cortado rocas del complejo basal del Paleozoico-Mesozoico temprano, donde las rocas más antiguas registradas corresponden al Devónico Medio (380 ± 30 Ma en el pozo Cuatrociénegas-1; Eguiluz de Antuñano 2001 en Chávez-Cabello, 2005). De

acuerdo a Chávez-Cabello (2005), las rocas cortadas por los distintos pozos realizados por PEMEX, tienen una afinidad litológica consistente con la zona interior del sistema Ouachita y pueden definir un arreglo al sureste de la Sierra del Carmen descrita anteriormente.

Localmente se han identificado rocas metasedimentarias y granitos triásicos en el Valle de San Marcos y en el poblado Las Palomas (Figura 8), siendo los únicos afloramientos claros del basamento *in situ* al norte de la Falla de San Marcos (ver mapa geológico). Sin embargo, Arvizu-Gutiérrez (2003) muestra datos paleomagnéticos que indican que los afloramientos de rocas basamentales corresponden más bien a bloques transportados, como se discutirá más adelante. Algunas de las edades más antiguas reportadas se obtuvieron de clastos de gneiss en el Valle de San Marcos. McKee *et al.* (1990) determinaron edades Rb-Sr de 230 ± 3 Ma en muscovitas de un bloque de gneiss de cuarzo-plagioclasa-biotita-muscovita embebido en la parte inferior de areniscas conglomeráticas neocomianas de la Formación San Marcos. En el área de Potrero Colorado (Figuras 4 y 5) McKee *et al.* (1990) obtuvieron edades devónicas (370 ± 4.5 Ma por Rb-Sr) en dos bloques de esquistos de cuarzo-biotita-muscovita-clorita en la base del conglomerado San Marcos.

2.1.2 Mesozoico tardío-Cenozoico temprano

De acuerdo a la tabla de correlación estratigráfica del terreno Coahuila en la figura 6, donde se muestran las columnas litológicas características de la Cuenca de Sabinas y del Bloque de Coahuila, las rocas que se localizan directamente sobre el basamento paleozoico y los cuerpos intrusivos Permo-Triásicos corresponden a paquetes de rocas clásticas o capas rojas que se distribuyen en la parte sur de la Cuenca de Sabinas definidas como Capas Las Palomas, Sierra el Granizo y Tanque Cuatro Palmas (McKee *et al.*, 1990). Estas secuencias se correlacionan lateralmente con la Formación La Gloria, que es una unidad esencialmente terrígena, así como con evaporitas de las formaciones Olvido y Minas Viejas que se depositaron sobre extensas plataformas al sur de la Isla de Coahuila. Las capas rojas afloran a lo largo de la base noreste de la Sierra el Granizo y partes de Potrero Colorado con espesores de hasta 2000 m (McKee *et al.*, 1990), y son

conglomerados compuestos por clastos de rocas ígneas afaníticas y por fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado en la base, así como por depósitos de arena fina a media intercalada con limolitas en la cima. Sólo la secuencia superior contiene amonitas de edad Tithoniana, por lo que se correlaciona regionalmente con la Formación La Casita.

Sobreyaciendo a las rocas jurásicas se presenta la Formación San Marcos, constituida por una arenisca conglomerática y un conglomerado rojizo. Esta unidad está distribuida en el límite sur de la Cuenca de Sabinas, al norte de la Falla de San Marcos, donde alcanza espesores de 1000 m aproximadamente en el Valle El Jabalí y menos de 500 m en el área de Potrero Colorado (McKee *et al.*, 1990). Se correlaciona hacia el interior de la cuenca con una secuencia de rocas carbonatadas con intercalaciones de lutita de las formaciones Taraises, Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula, y cerca de la cima con evaporitas de la Formación La Virgen.

La Formación San Marcos se encuentra cubierta por la Formación Cupido, constituida por una secuencia de caliza fosilífera de estratificación gruesa y de color gris claro a gris oscuro. Contiene horizontes de dolomía, así como abundantes nódulos de pedernal. Estas capas fueron cubiertas por una unidad de escasos 5 a 20 m de espesor de marga de estratificación delgada con abundantes bandas de pedernal ubicadas en el Aptiano medio-tardío, que corresponde a las formaciones La Peña, Las Uvas u Otates, las cuales se han relacionado con la primera fase del desarrollo de la plataforma marina de Coahuila.

El registro del Albiano-Cenomaniano se encuentra representado por calizas bioclásticas de plataforma de la Formación Aurora, así como por calizas de cuenca de la Formación Tamaulipas Superior o Paila. Lateralmente cambian a evaporitas de la Formación Acatita, o a secuencias de lutitas calcáreas como la Formación Kiamichi y Grupo Washita y/o Formación Baicuco.

Durante el Cretácico Tardío-Turoniano se depositaron secuencias terrígenas en respuesta a un cambio de ambiente sedimentario. Este ciclo define a la Formación Indidura de edad Cenomaniano a Santoniano, la cual se correlaciona con las formaciones Agua Nueva y San Felipe de la Saliente de Monterrey, y también son equivalentes a las las formaciones Eagle Ford y Austin. Estos paquetes están conformados por depósitos

pelágicos de cuenca profunda promedian un espesor de 300 a 400 m, y consisten principalmente en caliza mudstone a wackestone intercaladas con lutita turbidítica (Goldhammer, 1999).

A fines del Cretácico, sedimentos terrígenos (Formación Méndez) y terrígenos con alto contenido de material orgánico se depositan en toda el área, generando formaciones ricas en carbón como la Formación Olmos.

2.2 Evolución Tectónica del NE de México

La evolución tectónica del NE de México ha sido discutida ampliamente en la literatura debido a la complejidad de su basamento Paleozoico y la inferencia de sus límites tectónicos, como los son: la Megacizalla Mojave-Sonora, Falla de San Marcos, Falla La Babia y el frente del Sistema Ouachita-Marathon. Como se mencionó en las secciones anteriores, dichos límites se han establecido con base en datos sísmicos y de pozos, pero principalmente por los cambios en el comportamiento estructural, geoquímico, y estratigráfico del NE del país. Algunas de las grandes estructuras propuestas en la literatura son inferidas y no muestran evidencias en superficie (e. g. Megacizalla Mojave-Sonora), ya que surgen de la necesidad de encontrar un acomodamiento tectónico debido a las diferencias de comportamiento geológico entre las diversas provincias o zonas geológicas del NE de México. Por esta razón, es importante discernir sobre la evolución tectónica de esta región como un conjunto de subprovincias geológicas separadas por grandes fallas, pero con una evolución estratigráfica compartida, por lo menos desde el Mesozoico, cuyos cambios laterales en su distribución influyeron en el comportamiento estructural y de deformación en el NE del país.

Un punto de partida para explicar la evolución tectónica del NE de México es el hecho de que el Bloque de Coahuila y la Cuenca de Sabinas comparten un basamento que tiene una afinidad fuerte con los terrenos gondwánicos (Handschy *et al.*, 1987; López *et al.*, 2001). Existe evidencia de corteza paleoproterozoica al sur de la zona de sutura del sistema Ouachita-Marathon en muestras de pozos en Coahuila, con edades de cristalización que coinciden con la orogenia Pan-Africana (580 ± 4 Ma), la cual marca el ensamble de Gondwana (López *et al.*, 2001). El desarrollo del Cinturón Orogénico

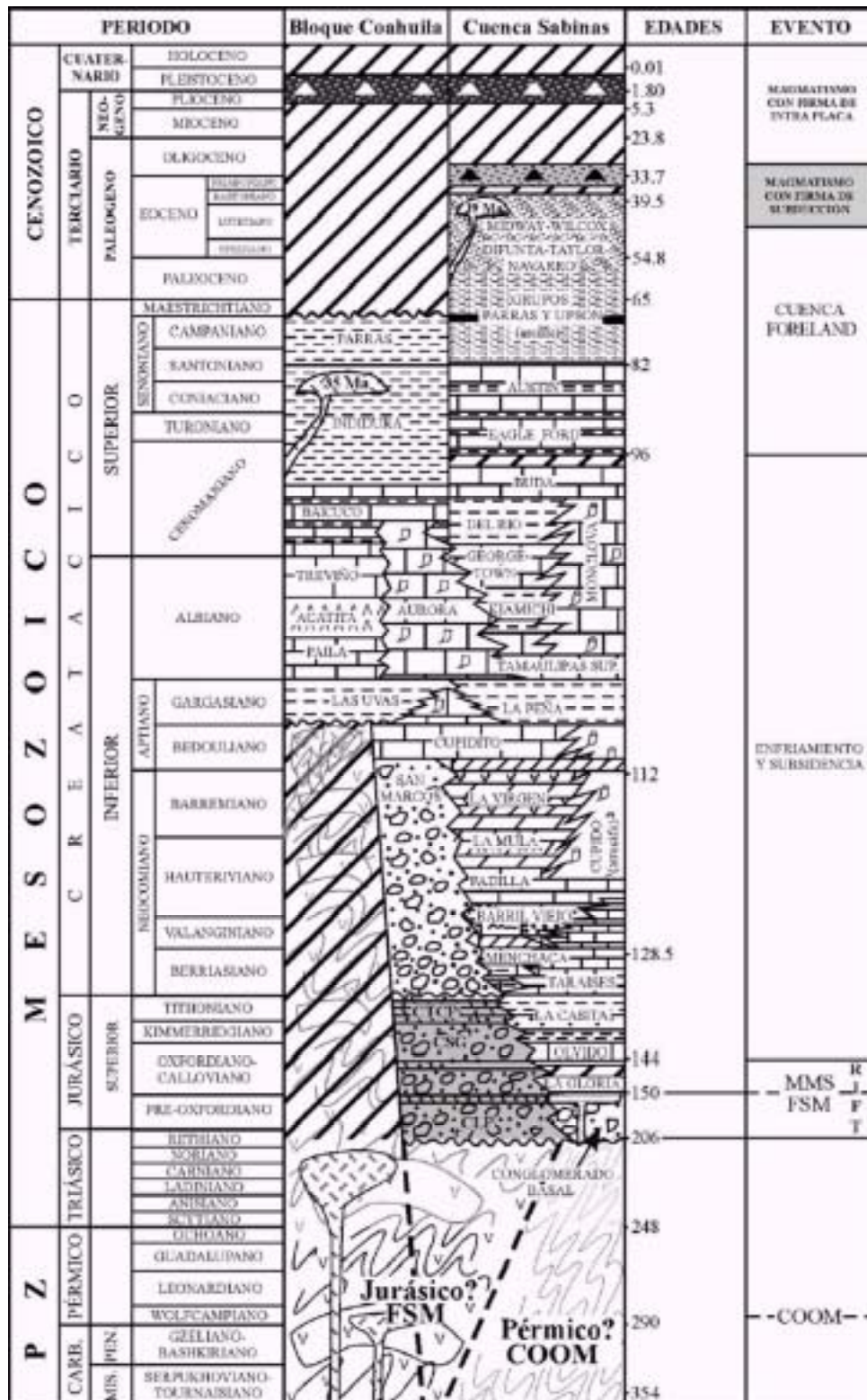


Figura 6. Tabla estratigráfica regional de la Isla o Bloque de Coahuila y de la Cuenca de Sabinas en el NE de México: Capas Las Palomas (CLP); Capas Sierra El Granizo (CSG); Capas Tanque Cuatro Palmas (CTCP). La columna de la derecha indica algunos episodios y rasgos tectónicos relevantes: Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon (COOM); Falla de San Marcos (FSM); Megacizalla Mojave-Sonora (MMS). Figura adaptada de Eguiluz(2001) y Garza-Romeo (1973) en Chávez-Cabello(2005).

Ouachita-Marathon está relacionado a una zona de subducción, cierre de cuenca oceánica, y el depósito de clastos asociados a los escarpes de falla que fueron subsecuentemente deformados durante la colisión entre Gondwana y Laurasia entre el Pensilvánico y Pérmico al final de la formación de Pangea (Handschy, *et al.*, 1987).

En el límite Permo-Triásico se reporta la existencia de dos arcos magmáticos previos a la transgresión marina jurásica en el NE de México. El más antiguo se define como el Arco Las Delicias (McKee *et al.*, 1988) de edad Pensilvánico a Pérmico. El más joven arroja edades del Triásico Tardío-Jurásico (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992).

El siguiente evento tectónico de gran envergadura sucedió durante el rompimiento de Pangea en el Triásico-Jurásico, al que se asocia un evento de apertura en la margen sur de la placa Norteamericana. Durante este evento, la deformación del basamento del NE de México fue acomodada por fallas que limitaron altos y bajos estructurales (Salvador, 1987, Goldhammer, 1999) los cuales configuraron la paleogeografía Mesozoica. Algunas de las zonas positivas generadas en este tiempo son: el Bloque, Arco o Archipiélago de Tamaulipas, Bloque de Coahuila y Plataforma Burro Salado; y bajos como: Cuenca de Sabinas, Cuenca de Magiscatzin, Canal de Monterrey y Canal de Chihuahua. El evento de apertura generó una corteza continental transicional, producto de adelgazamiento cortical e intrusión de magmas máficos hasta el Jurásico Temprano y Medio (Chávez-Cabello, 2005), que favoreció a las acumulaciones de lechos rojos y secuencias volcánicas alrededor del Golfo de México. A este evento se relaciona la apertura del Golfo y la instauración del arco magmático del Triásico Tardío-Jurásico (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992) al norte y noreste de México. Durante esta primera etapa de rompimiento de Pangea se asocia también la generación de las primeras rupturas en el noreste de México, como lo son las fallas Mojave-Sonora, La Babia y San Marcos (Padilla y Sánchez, 1986, McKee *et al.*, 1984).

Las capas rojas (Las Palomas, Sierra El Granizo y Tanque Cuatro Palmas) asociadas a los eventos de fallamiento mesozoico, están compuestas por clastos de rocas ígneas afaníticas y clastos de rocas metamórficas de bajo grado asociadas posiblemente al fallamiento que generó los principales escarpes que separaron a la Cuenca de Sabinas de bloques continentales elevados como lo fue la Isla de Coahuila (McKee *et al.*, 1990).

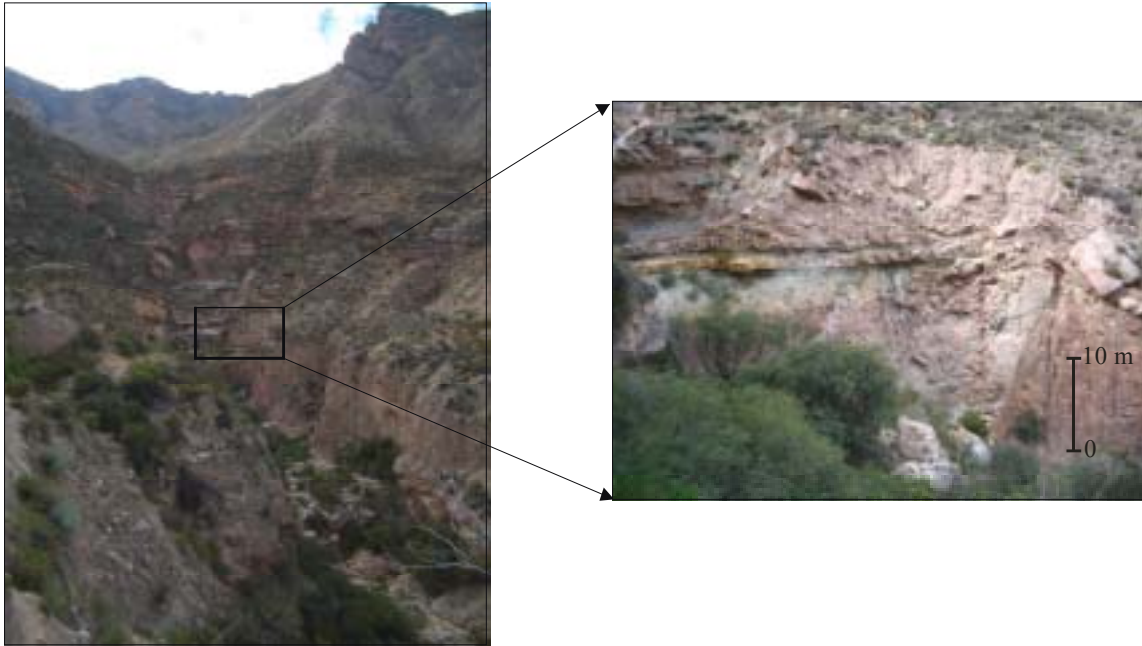


Figura 7. Afloramiento de cuerpo granodirítico de edad Permo-Triásica en la cañada Agua Grande, 2 Km al poniente de la comunidad de Nueva Delicias, Coah. En la fotografía se observa la discordancia entre el intrusivo y la limolita cretácica de la Formación Las Uvas. Le sobreyace los yesos Acatita, calizas arrecifales de la Formación Treviño y lutitas de la Formación Indidura, en ese orden estratigráfico.

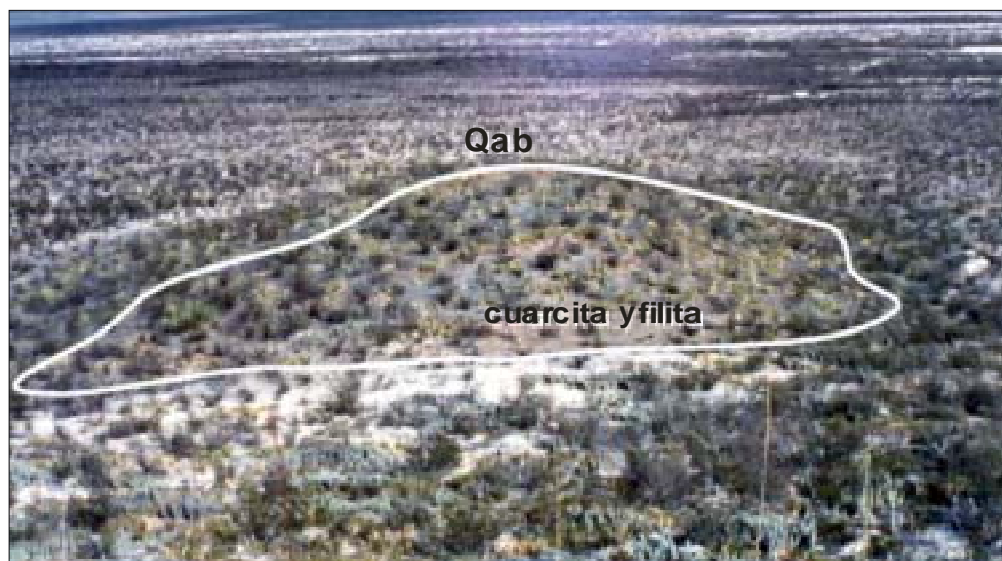


Figura 8. Aspecto de los afloramientos restringidos del basamento metasedimentario consistente en cuarcita y filita, ubicado al NW del poblado Las Palomas, casi en el límite sureste del área de estudio. Qab: depósito aluvial cuaternario.

Durante el Jurásico Medio se depositaron gruesas secuencias evaporíticas que cubrieron desde el sur de Texas hasta la Cuenca de Sabinas y Monterrey (Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999). Este evento de transgresión marina estuvo relacionado a la formación del piso oceánico del Golfo de México y a la traslación del bloque de Yucatán hacia el sur durante el Jurásico Temprano-Cretácico Temprano (Pindell *et al.*, 1982).

El Bloque de Coahuila permaneció como un alto estructural del basamento hasta mediados del Cretácico, estableciéndose un periodo de estabilidad tectónica que permitió el desarrollo de extensas plataformas marinas en las que se depositaron grandes espesores de sedimentos que constituyen las formaciones Cupido y Tamaulipas Superior en el NE de México, controlando la distribución y patrones de progradación de las facies carbonatadas sin aporte de siliciclásticos a la cuenca de depósito (Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999). En el Aptiano medio-tardío se registró un evento transgresivo regional, con lo cual terminó por inundarse por completo el Bloque de Coahuila, y condujo a la acumulación de la Formación La Peña.

Posteriormente, durante el Cretácico Tardío-Paleógeno temprano, la orogenia Laramide ocasionó despegues en la cobertura sedimentaria con transporte tectónico al noreste con cabalgamientos de los sedimentos de cuenca sobre los de plataforma, dando lugar a la SMO. Durante este mismo evento de deformación se generó el Cinturón Plegado de Coahuila, dentro del cual se encuentra el área de estudio. A lo largo de la SMO se distinguen sectores que contienen variantes internas en el estilo y orientación de deformación, la cual se define como de tipo “piel delgada” (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000), produciendo pliegues de caja, un despegue profundo y pocas fallas emergentes.

3. GEOLOGÍA LOCAL

El área de estudio se localiza a lo largo del límite que define hacia el sur la Isla o Bloque de Coahuila, y al norte la Cuenca de Sabinas o Cinturón Plegado de Coahuila (Figura 1). Dicho límite es definido por la Falla de San Marcos (FSM), la cual es una estructura regional que separa estilos diferentes de deformación así como la distribución de los paquetes sedimentarios asociados a los eventos de instauración y reactivación de la falla entre el Bloque de Coahuila y el Cinturón Plegado de Coahuila (Charleston, 1981; McKee *et al.*, 1984).

En el presente capítulo se abordarán las características de la secuencia estratigráfica local que incluye la descripción de los paquetes sedimentarios, sus relaciones espacio-temporales, y la distribución de cuerpos ígneos localizados dentro del Valle de San Marcos, con el fin de aportar elementos suficientes para discutir la relación entre el registro estratigráfico con la actividad de la Falla de San Marcos y la orogenia Laramide, principales eventos tectónicos documentados en este trabajo.

3.1 Estratigrafía

La figura 9 representa la columna estratigráfica local que se sintetizó a partir de los trabajos realizados por McKee y colaboradores (1990) en el área del Valle El Jabalí, en los trabajos que abordan la estratigrafía regional (Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999; y Eguluz de Antuñano, 2001), así como en observaciones directas que permitieron documentar la distribución de los distintos paquetes sedimentarios que afloran en el área, con el objetivo de estimar los espesores de cada una de las unidades.

El principal elemento a destacar es la ausencia de secuencias jurásicas y del Cretácico Temprano, en el Bloque o Isla de Coahuila, que sí afloran en la Cuenca de Sabinas. En la correlación estratigráfica se distinguen claramente las variaciones laterales de facies controladas por ambos elementos paleogeográficos.

De manera general puede observarse que la columna está conformada por un ensamble basal metasedimentario o ígneo que aflora en el área del Valle El Jabalí y en la

comunidad Las Palomas, y una cubierta compuesta por secuencias sedimentarias de edad Mesozoica, las cuales a su vez se pueden separar en tres conjuntos principales: (i) conglomerados y areniscas jurásicas de ambientes de transición que registran la actividad intermitente de la FSM, (ii) depósitos de abanico al sur de la FSM, generados por su reactivación en el Cretácico Temprano, y (iii) una secuencia marina de calizas y lutitas calcáreas que registran los episodios transgresivos y regresivos marinos durante el Cretácico medio a Tardío. Tanto la secuencia sedimentaria jurásica como los depósitos de abanico del Cretácico Temprano tienen geometría de cuña, la cual se adelgaza hacia el N

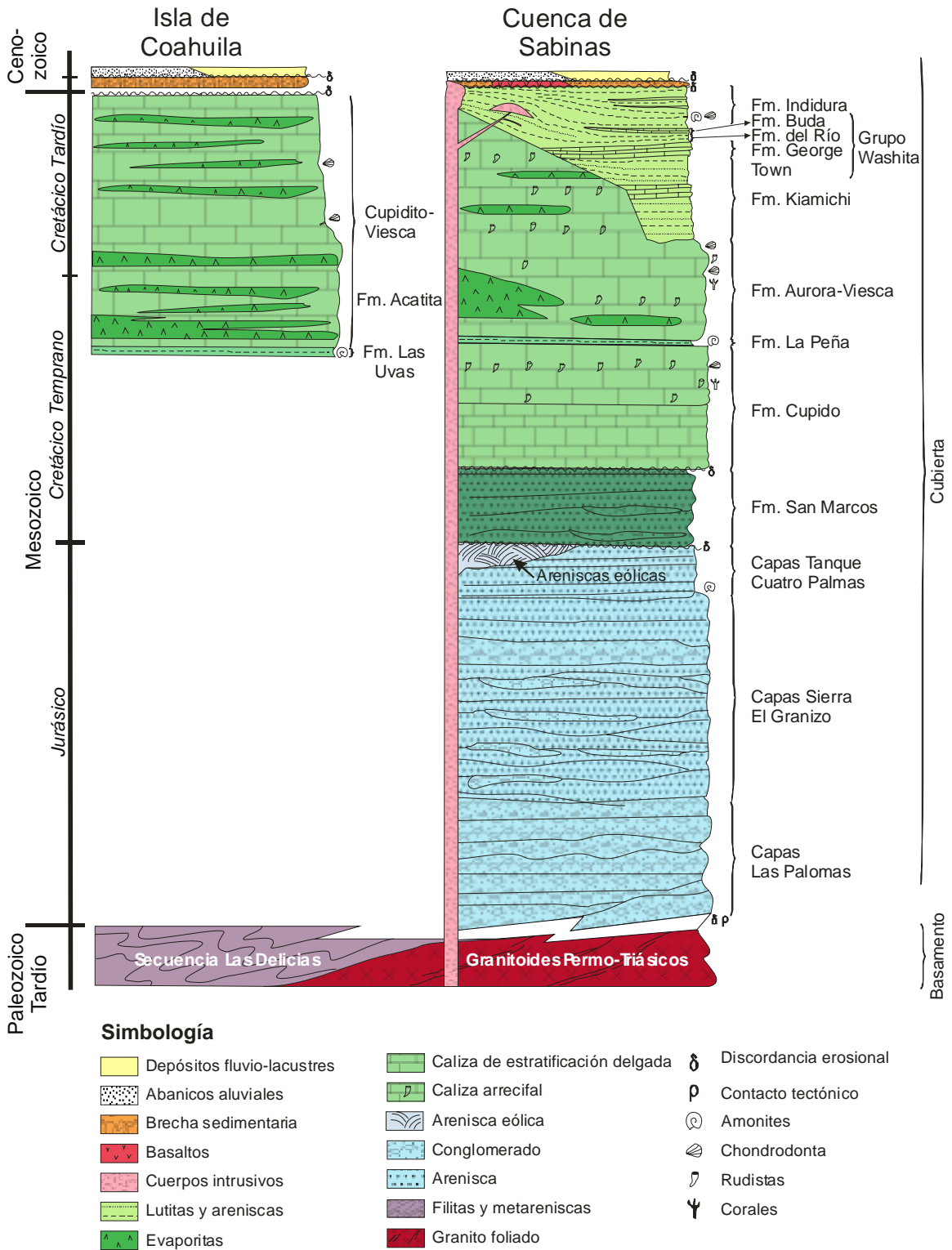


Figura 9. Correlación estratigráfica entre la Isla de Coahuila y la Cuenca de Sabinas, en el área de Cuatro Ciénegas-Valle El Hundido. Todas las unidades litoestratigráficas afloran en el área de estudio, a excepción de la arenisca eólica que aflora en la zona de Potrero Colorado, la cual se correlaciona con la unidad Capas Tanque Cuatro Palmas.

de la FSM (ver mapa geológico). Finalmente, afloran rocas cenozoicas, ígneas y sedimentarias con afloramientos restringidos y depósitos cuaternarios, de amplia distribución como rellenos de partes bajas.

3.1.1 Basamento

Parte del basamento cercano al área de estudio se encuentra representado por un ensamble de rocas volcano-sedimentarias que formaron parte del arco del Paleozoico tardío (McKee *et al.*, 1999), definido como el Arco Las Delicias, y la cuenca trasarco asociada. Este basamento está expuesto en afloramientos restringidos dentro del Valle de Las Delicias (Figura 7). Dentro del área de estudio, al NW de la comunidad de Las Palomas, McKee *et al.* (1990) describieron intrusivos permo-triásicos, así como una secuencia metasedimentaria pre-jurásica en contacto tectónico con rocas marinas cretácicas. Dicha secuencia está conformada por meta-arenisca y filita similares a las rocas de la Cuenca Las Delicias (Figura 8). El contacto tectónico de estas rocas de basamento directamente con rocas cretácicas coincide con la traza de la Falla de San Marcos.

En el área de Valle de San Marcos, se localizan pequeños afloramientos de rocas ígneas de escasos metros cuadrados de exposición en forma de pequeños montículos que sobresalen de los depósitos de aluvión (Figura 10a). McKee *et al.* (1990) reportan la existencia de ocho afloramientos en el margen norte de la Sierra El Granizo, donde rocas de composición granítica son las más abundantes, pero también se encuentran presentes aplita, diorita y tonalita.

En este trabajo se identificaron dichos cuerpos ígneos en el Valle de San Marcos, y otros no reportados anteriormente, a lo largo de una franja casi WNW-ESE, paralela a la traza de la Falla Las Palomas. Uno de ellos, de escasos 10 m² de área, se caracteriza por contener fenocristales de cuarzo y plagioclasa sin minerales máficos (Figura 10e). Así mismo, encontramos un cuerpo de granitoide foliado en un afloramiento de aproximadamente de 100 m². No se pudo determinar si dicha foliación es sintectónica o postectónica; sin embargo, se encontraron diques, posiblemente terciarios, que cortan al

granitoide y que se caracterizan por contener fenocristales de hornblenda y plagioclasa zonada (Figuras 10b y 10c).

Un cuerpo granodiorítico con hornblenda se localizó aflorando en un área de decenas de metros cuadrados, el cual presentaba planos de falla subhorizontales así como alteración hidrotermal con marcasita y azurita como minerales supergénicos (Figura 10d). Cercano a este cuerpo se encontró una aplita, compuesta por plagioclasa y mica blanca (muscovita) sin minerales ferromagnesianos. Adicionalmente, se ha reportado una edad Rb-Sr de 242 ± 2 Ma en un granito de muscovita (McKee *et al.*, 1990) también localizado en el área. Considerando la diversidad en composición de los diferentes cuerpos ígneos y sus relaciones de corte, nos sugiere diferentes etapas de intrusión.

McKee *et al.* (1990) sugieren que los afloramientos de cuerpos ígneos son grandes bloques caídos de un antiguo escarpe de la Falla de San Marcos cuya fuente son el Arco y la Cuenca Las Delicias, por lo tanto no están *in situ*.

Por su parte, Arvizu-Gutiérrez (2003) sugiere que dichos afloramientos de granitoides en el área del Valle El Jabalí, pueden representar bloques de caída dentro de los lechos rojos jurásicos, puesto que los estudios paleomagnéticos que realizó en ellos muestran orientaciones aleatorias en sus direcciones de magnetización.

En este trabajo se propone que los granitoides del Valle El Jabalí se encuentren *in situ*, con base en las siguientes consideraciones: i) los niveles estratigráficos expuestos en el Valle El Jabalí indican que el contacto del basamento y la cubierta se encuentra cerca de la superficie; ii) su distribución se encuentra acotada a lo largo de lo que se infiere como la traza de la Falla Las Palomas (parte del sistema FSM), por lo que la exhumación de estos cuerpos puede estar asociada a la reactivación de dicha falla en el Paleógeno; iii) existe la presencia de diques, posiblemente cenozoicos, cortando a los cuerpos ígneos, lo cual apoya la idea de que las granodioritas son parte del basamento exhumado por la FSM; y iv) los distintos cuerpos ígneos de aparente composición disímil, pueden corresponder a un intrusivo de dimensiones mayores, donde las exposiciones encontradas pudiesen corresponder a zoneamientos dentro del cuerpo.

Existen evidencias para apoyar cualquiera de las dos hipótesis, por lo que es recomendable que se realice un estudio gravimétrico a detalle, apoyado con petrografía y



Figura 10. Fotografías de los cuerpos intrusivos permo-triásicos localizados en el Valle El Jabalí. (a) Perspectiva en la que se muestra los afloramientos de los intrusivos en forma de pequeños montículos dentro del Valle El Jabalí, con la Sierra El Granizo al fondo. (b) Contacto entre el granitoide permo-triásico y el intrusivo poiblemente cenozoico, marcado por el cambio de coloración. (c) Acercamiento al dique porfídico con fenocistales de hornblenda y plagioclasa zonada. (d) Planos de cizalla y alteración hidrotermal con mineralización secundaria de marcasita y azurita en un granitoide. (e) Detalle del granitoide permo-triásico en el que se observa el desarrollo de foliación tectónica.

geoquímica, para determinar si los afloramientos aislados de rocas ígneas que afloran en el Valle El Jabalí son parte de un basamento continuo, o bien, son bloques caídos.

La presencia del basamento en el Valle de San Marcos es un indicador estratigráfico fundamental que nos permite definir la ubicación de la antigua traza de la Falla de San Marcos, lo que permite estimar el desplazamiento vertical sobre ella y determinar su evolución tectónica a través del análisis estratigráfico de las secuencias de lechos rojos que localizamos al norte y sur de la falla, lo cual se discutirá más adelante.

3.1.2 Secuencia Jurásica

Las secuencias estratigráficas del Jurásico se encuentran dominadas por depósitos de abanicos aluviales en ambiente transicional, ubicadas al norte del escarpe generado por la actividad de la Falla de San Marcos (McKee *et al.*, 1984 y 1990), por lo que constituyen la evidencia más importante sobre la tectónica mesozoica del límite norte del Bloque de Coahuila y la Cuenca de La Mula o Sabinas. Su distribución no incluye la Isla de Coahuila, por lo que se infiere que ésta actuó como un rasgo positivo, la cual operó como el área fuente de los conglomerados jurásicos y dio lugar a una cuña clástica de aproximadamente 1600 m de espesor en el área de estudio (McKee *et al.*, 1990).

Se encuentran expuestas en la base norte de la Sierra El Granizo (Figuras 11a y 11b), en Tanque Cuatro Palmas y la Loma El Cuevo (McKee *et al.*, 1990), dentro del Valle El Jabalí. McKee *et al.* (1984), proponen dividir estas capas en tres unidades informales: Las Palomas, Sierra El Granizo y Tanque Cuatro Palmas.

a) Capas Las Palomas

Esta secuencia se encuentra en la base del paquete jurásico con espesores de hasta 500 m (McKee *et al.*, 1990). Afloran en el área cercana a la comunidad de las Palomas, en la parte sureste de la Sierra El Granizo, dentro de una estructura antiformal con orientación NW al oriente del Cerro El Granizo (McKee *et al.*, 1990). Consiste en capas conglomeráticas distintivas que tienen en la base un conglomerado polimíctico matriz-soportado, con una matriz arenosa característica de depósitos generados por flujo de

escombros. No presenta estructuras primarias y contiene bloques (de 0.3 a 0.5 m de diámetro) angulosos de filita y lutita principalmente, así como clastos de granitoides, andesita, cuarcita y esquisto (Figura 11c). Conforme se sube estratigráficamente, el tamaño de los clastos disminuye, y se reporta la presencia de fragmentos de granitos y volcánicos, lo cual implica que los componentes de la secuencia y los bloques del conglomerado fueron reciclados de las secuencias flysch de la Cuenca de Las Delicias (McKee *et al.*, 1990). Finalmente, el techo de las Capas Las Palomas está marcado por la presencia de margas intercaladas con láminas delgadas de arenisca calcárea con grietas de desecación.

b) Capas Sierra El Granizo.

Al igual que Las Palomas, las Capas El Granizo consisten en flujos de escombros de aproximadamente 1000 m de espesor (McKee *et al.*, 1990). Se encuentran en contacto directo concordante con las Capas Las Palomas y están conformadas por capas conglomeráticas, donde los fragmentos volcánicos son los más abundantes. El tamaño de los clastos disminuye hacia la parte superior de la secuencia, donde los tamaños de grano de guijas y guijarros son escasos. A diferencia de las Capas Las Palomas, la arenisca predomina sobre el conglomerado, los fragmentos de filita están ausentes o son muy escasos, y los clastos en general muestran una redondez mayor, de lo cual se infiere que fueron retrabajados de las Capas Las Palomas. En las faldas de la Sierra El Granizo, esta secuencia se caracteriza por arenisca y lutita de coloración verdosa con intercalaciones de horizontes conglomeráticos de un metro de espesor aproximadamente (Figuras 11d y 11e).

c) Capas Tanque Cuatro Palmas.

Son depósitos sedimentarios de ambiente marino de grano fino, sin clastos conglomeráticos. Es la unidad más joven de la secuencia jurásica y es la única que contiene fósiles índice, que corresponden a amonitas del Tithoniano (McKee *et al.*, 1990). Dichas capas afloran en la zona de Tanque Cuatro Palmas y Loma El Cuevo en

la parte central del Valle El Jabalí. Consisten en estratos de casi 100 m de espesor de arenisca y lutita de color verdoso en afloramiento y con abundante material fósil en horizontes discretos. Se encuentran en contacto discordante con la Formación Cupido (Figura 11 f), la cual le sobreyace.

La importancia de las capas jurásicas reside en que constituyen el principal registro de la actividad tectónica de la Falla de San Marcos. Su origen se remonta a la acumulación de las rocas sedimentarias depositadas en la Cuenca Las Delicias al final del Paleozoico, intrusionadas posteriormente por cuerpos granodioríticos permo-triásicos asociados al periodo tardío del Arco Las Delicias (McKee *et al.*, 1990). La actividad de la Falla de San Marcos, durante el Jurásico, permitió el levantamiento del ensamble volcanosedimentario del Arco y Cuenca Las Delicias. Este ensamble ubicado dentro del Bloque de Coahuila, se convirtió en área fuente de sedimentos reciclados que se desplazaron por gravedad hacia el interior de la Cuenca de Sabinas. A finales del Jurásico y principios del Cretácico viene una primera reactivación de componente normal de la FSM, descrita más adelante, causando el depósito de la Formación San Marcos. Chávez-Cabello (2005) señaló que las Capas Las Palomas y Sierra El Granizo se pueden correlacionar con los materiales clásticos del Grupo Huizachal, al noreste de México, depositados durante la apertura del Golfo de México. Debido a que no existen fósiles índices para determinar con precisión la edad de estas capas se infiere, con base en la correlación estratigráfica anterior, que la edad de instauración de la Falla de San Marcos pudiera extenderse hasta el Triásico Tardío ó Jurásico Temprano.

3.1.3 Secuencia Cretácica.

La sedimentación durante el Mesozoico estuvo controlada tanto por los cambios en el nivel eustático del mar, como por la actividad de la FSM. Al este del Bloque de Coahuila la evolución tectónica del Golfo de México estuvo dominada por el desarrollo de un margen pasivo asociado con su apertura. Goldhammer (1999) establece que los cambios eustáticos operaron en respuesta al crecimiento de la dorsal oceánica durante el crecimiento del piso marino del Golfo de México. Estos cambios influyeron en el patrón

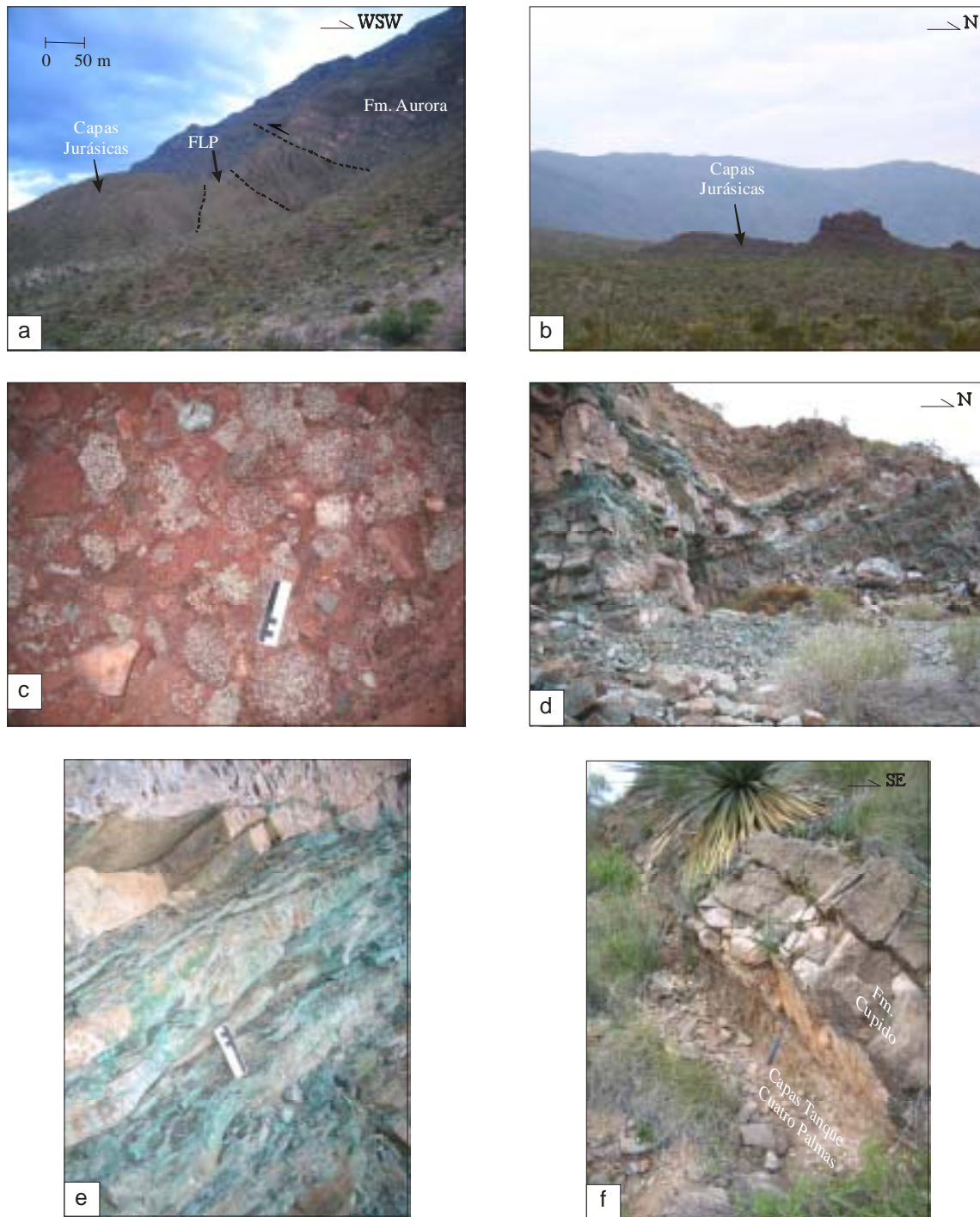


Figura 11. (a) Rampa (S39°E, 50°SW) de la Formación Aurora sobre las formaciones Cupido y la Peña, las cuales se acuñan. La zona de falla vertical (Falla Las Palomas: FLP), corta a la estructura anterior y pone en contacto directo a las Capas Sierra El Granizo con la secuencia cretácica. Tanto las Capas Sierra El Granizo como el resto de la secuencia jurásica se encuentran basculadas hacia el N (So: N83°E, 22°NW), como se observa en (b). (c) Acercamiento a las Capas Las Palomas, distinguidas como un conglomerado polimíctico en una matriz arenosa. (d) Capas Sierra El Granizo como intercalaciones de areniscas y limolitas que intemperizan a color verde, con contactos ondulados, como se distingue en (e). (f) Contacto discordante entre las Capas Tanque Cuatro Palmas y la Formación Cupido, en la falda norte de la Sierra El Granizo. El contacto tiene una orientación N71°E con 77° de inclinación al SE.

sedimentario, pasando de ambientes marinos someros desde el Jurásico Medio al Tardío a ambientes marinos profundos durante el Cretácico Temprano, permitiendo el depósito de calizas de plataforma, lutitas y carbonatos pelágicos (Goldhammer, 1999).

Durante el Mesozoico, el Bloque de Coahuila permaneció como un alto de basamento que tuvo una fuerte influencia en la distribución de facies y la estratigrafía de carbonatos, desde el Triásico Tardío al Cretácico. Hacia el norte, en la Cuenca de Sabinas, se generó un bajo estructural durante el Mesozoico permitiendo el depósito de secuencias sedimentarias gruesas (6000 m) jurásicas y cretácicas (Goldhammer, 1999), provenientes de dos fuentes principales: la Isla de Coahuila al sur y el Arco Burro-Salado al norte, desarrollado en la zona interior del Cinturón Ouachita-Marathon. En el área de trabajo, la secuencia cretácica alcanza aproximadamente 1000 m de espesor al norte de la FSM.

La importancia paleogeográfica durante el Mesozoico reside en considerar que la Isla de Coahuila permaneció como un alto estructural durante los dos primeros períodos de esa era, por lo que el aporte de sedimentos siliciclásticos fue importante en este tiempo. Sin embargo, a finales del Mesozoico (Aptiano), la Isla de Coahuila fue transgredida por aguas marinas que controlaron la distribución del patrón progradacional de las facies carbonatadas, por lo cual los sedimentos cretácicos son los de mayor distribución en la región y en el país.

a) Formación San Marcos

La Formación San Marcos está formada en su base por un conglomerado arcósico rojo con forma de lentes o bandas, que contiene clastos de arenisca, lutita, basalto, granito, gneiss y esquisto, así como por horizontes arenosos de arcosa y subarcosa de grano fino a medio, bien cementados por hematita, ricos en cuarzo, con horizontes delgados conglomeráticos de clastos bien redondeados, mostrando estratificación cruzada a escala métrica, y marcas de desecación (Figura 12).

Se distribuye al norte de la traza de la FSM y está expuesta principalmente en el Valle El Jabalí, en las faldas de la Sierra de San Marcos-Pinos (Figura 12a), así como en el área de Potrero Colorado, al oeste de la Sierra La Fragua. Consiste en intercalaciones

depósitos de arenisca y conglomerado de color rojo y de 1000 m de espesor, asociados a abanicos aluviales generados por los escarpes tectónicos de la FSM a finales del Jurásico y durante el Neocomiano, y se extiende hacia el interior de la Cuenca de Sabinas donde cambia transicionalmente a depósitos marinos. La distribución de espesores en la Formación San Marcos no es constante, ya que la secuencia tiene una geometría de cuña que se adelgaza y prograda a areniscas finas hacia el norte, lo cual es una evidencia importante del escarpe tectónico generado por la FSM.

Sus principales afloramientos se encuentran en el núcleo del Anticlinal de San Marcos-Pinos, en el Valle de San Marcos, donde se observaron capas de arenisca conglomerática intercalada con limolita con contactos ondulados, con sedimentos del tamaño de arenas gruesas, hasta fragmentos subredondeados de 10 a 15 cm de diámetro en una matriz arenosa. Los detritos son principalmente de cuarzo, caliza y algunos volcánicos. Presentan laminación y el paquete se encuentra basculado hacia el NNE principalmente.

El depósito de la arenisca fluvial y conglomerado continental de la Formación San Marcos es contemporáneo a la reactivación durante el Cretácico Temprano de la FSM, con el respectivo levantamiento del bloque al sur de la Cuenca de Sabinas. Es por ello que su distribución se restringe a una zona de progradación hacia el norte del Bloque de Coahuila, y se encuentra en contacto discordante sobre las capas jurásicas y por debajo de la Formación Cupido (Figuras 12c, 12d y 12h).

b) Formación Cupido

Esta unidad aflora en la cara norte de la Sierra de San Marcos-Pinos con un espesor de 100 a 200 m en una secuencia de estratificación gruesa y basculada suavemente hacia el NNE (Figura 13a). La caliza Cupido es de color gris claro a gris oscuro, con contenido fosilífero abundante en rudistas y corales (Figura 13b), con planos de estratificación con estilolitas, nódulos de hierro, laminaciones, y capas con calcarenita, calcilita y caliza dolomítica en la base de la unidad. McKee *et al.* (1990) describieron el contacto inferior de estas rocas con la Formación San Marcos como

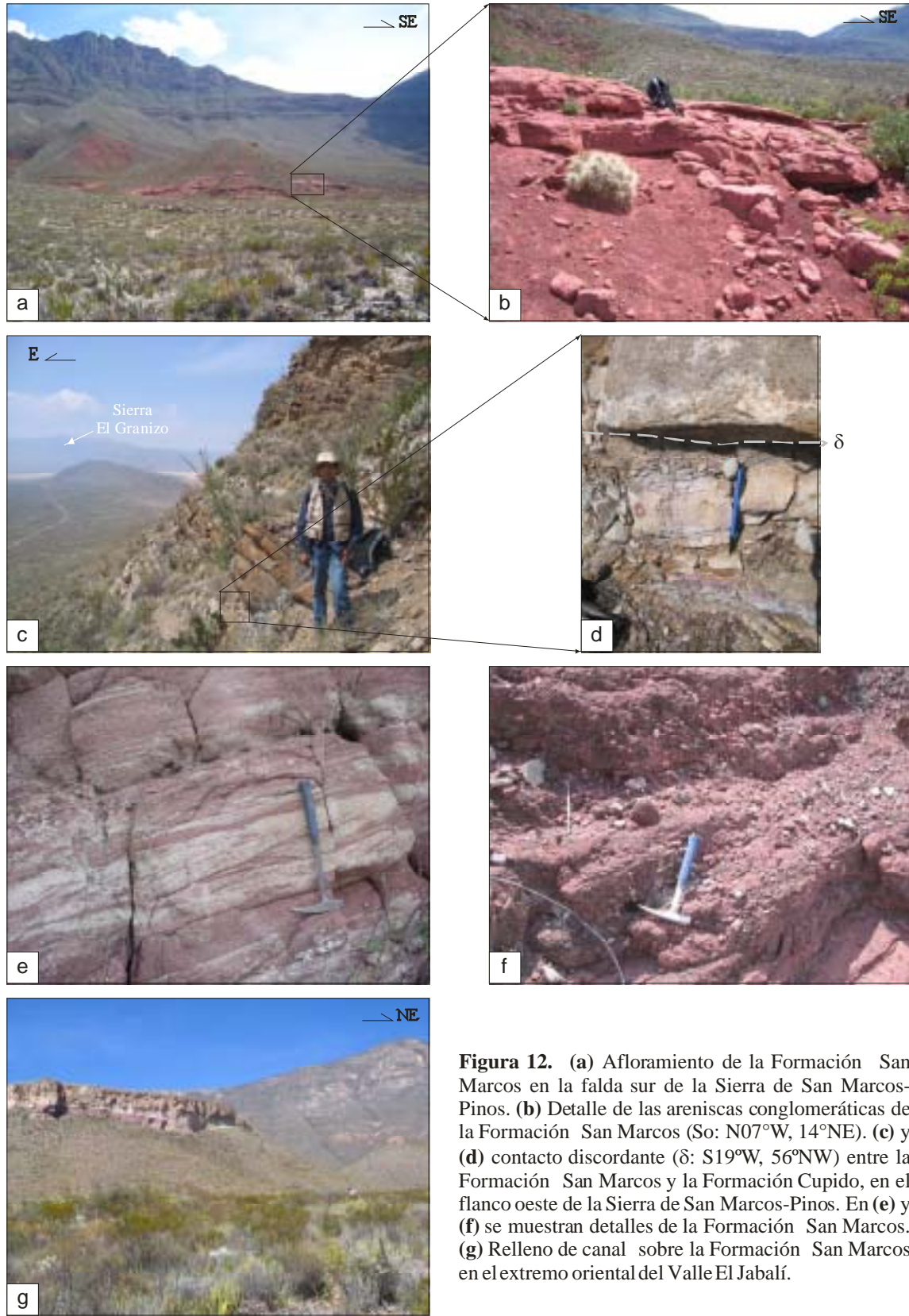


Figura 12. (a) Afloramiento de la Formación San Marcos en la falda sur de la Sierra de San Marcos-Pinos. (b) Detalle de las areniscas conglomeráticas de la Formación San Marcos (So: N07°W, 14°NE). (c) y (d) contacto discordante (δ : S19°W, 56°NW) entre la Formación San Marcos y la Formación Cupido, en el flanco oeste de la Sierra de San Marcos-Pinos. En (e) y (f) se muestran detalles de la Formación San Marcos. (g) Relleno de canal sobre la Formación San Marcos en el extremo oriental del Valle El Jabalí.

transicional, marcado dentro del Valle El Jabalí por un horizonte de arenisca color verde, con clastos de rocas volcánicas, la cual cambia discretamente a caliza. }

Es importante resaltar que hacia el sur, dentro del Bloque de Coahuila, el depósito de dicha secuencia puede estar representada por la facies arrecifales Cupidito de la Formación Cupido, por lo que ayuda a interpretar la posición relativa entre el alto y bajo de bloque que conforma el basamento del área, y cuyo límite principal es la Falla de San Marcos.

El aumento del nivel del mar generó una transgresión marina que provocó un cambio de ambiente de continental a plataforma calcárea con desarrollo de arrecifes a lo largo del borde sur de la Isla de Coahuila durante el Barremiano y hasta el Aptiano, contemporánea a la apertura del Golfo de México (Lehmann *et al.*, 1999). La apertura del Golfo de México se completó a inicios del Cretácico, por lo que la región entró a una fase de subsidencia termal (Goldhammer, 1999). Durante este tiempo se depositaron más de 2000 m de carbonatos arrecifales alrededor del Golfo de México. En el NE de México, entre el Barremiano y el Aptiano, la plataforma Cupido se acumuló entre el basamento del Bloque de Coahuila y un margen arrecifal de rudistas. Se depositó caliza bioclástica de estratificación gruesa a masiva con horizontes sub-arrecifales y montículos arrecifales de la Formación Cupido, mientras que, los lodos calcáreos (Formación Tamaulipas Inferior) se acumularon en las cuencas profundas alrededor de la plataforma.

Durante el Albiano temprano y medio hubo una regresión marina que se caracterizó por el depósito de facies arrecifales someras (facies Cupidito) que cubrieron un área desde el límite del Bloque de Coahuila hasta el margen de la plataforma de la caliza Cupido antes de pasar a las facies lodosas de la Formación Tamaulipas Inferior (Lehmann, *et al.*, 1999).

c) Formación La Peña-Las Uvas

Durante el Aptiano medio y tardío se depositó la Formación La Peña, consistente en lutitas de color ocre intercalada con margas laminadas con foraminíferos y horizontes de pedernal que cubren a capas de caliza de plataforma de la Formación Cupido, en el borde del Bloque de Coahuila (Figura 13c).

La lutita de la Formación La Peña se encuentra en contacto concordante con la caliza arrecifal de Cupido, la cual aflora de igual manera en la cara sur de la Sierra de San Marcos-Pinos con un espesor de escasos 10 a 20 m en promedio. En la cara sur de la Sierra el Granizo se encontraron pequeños parches con geometría de cuña de la Formación La Peña, no cartografiados, y altamente deformados entre la Formación Cupido y la Formación Aurora.

La Formación La Peña se depositó en un ambiente de plataforma en facies sub-arrecifal, por lo que se ha interpretado como la primer fase del desarrollo de la plataforma de Coahuila para el Hauteriviano-Aptiano (Goldhammer, 1999). Sobre el Bloque de Coahuila, este intervalo de transgresión marina es correlacionable con la transición de carbonatos a evaporitas lagunares de la Formación Acatita con espesores que varían desde los 200 a los 500 m (Lehmann *et al.*, 1999). Estas secuencias evaporíticas son importantes en el desarrollo de las estructuras que caracterizan a esta región ya que actuaron como zonas de despegue durante los eventos de deformación.

d) Formación Aurora

Durante el Albiano, el noreste de México fue cubierto por carbonatos de agua somera de la Formación Aurora (Formación Viesca para Eguiluz de Antuñano, 2001), demarcando la segunda fase mayor de plataforma carbonatada cretácica desarrollada en esta región (Wilson, 1975; Smith, 1981 en Goldhammer, 1999). A escala regional, la Formación Aurora es correlacionable con facies de cuenca de la Formación Tamaulipas Superior. La Formación Aurora está conformada principalmente por caliza bioclástica de estratificación gruesa a masiva (Figura 13d) que contiene concreciones de pedernal y hierro, con la aparición discreta de horizontes de margas y de caliza arrecifal, los cuales se depositaron en una pendiente suave sobre una rampa carbonatada de bajo ángulo a lo largo del margen norte del Bloque de Coahuila y cambiaron lateralmente cuenca adentro a lodos carbonatados hemipelágicos de la Tamaulipas Superior (Lehmann, 1999).

Dentro del Bloque de Coahuila, la Formación Aurora cambia lateralmente a secuencias evaporíticas de yesos intercaladas con dolomías que en conjunto conforman la Formación Acatita (Figura 14a y 14b). En el área de estudio, la Formación Aurora

alcanza espesores de más de 800 m en el Valle El Jabalí siendo la unidad cretácica dominante en el área (Figura 13a). En la cima de la caliza Aurora encontramos horizontes de evaporitas, los cuales son observables en las sierras de Australia y La Fragua.

En la parte superior de la Formación Aurora se observan cambios laterales y verticales a lutita calcáreas de la Formación Kiamichi y a las intercalaciones de caliza y lutita del Grupo Washita. La Formación Kiamichi, en la Cuenca de Sabinas, está formada por una secuencia alternante de caliza y lutita de estratificación que varía de delgada a mediana. La caliza contiene arcillas de estratificación mediana y en algunos horizontes se observa con textura de calcarenita, así como un paquete superior de lutita calcárea intercalada con caliza de estratificación delgada, que en la cima cambia transicionalmente a caliza de estratificación delgada y mediana del Grupo Washita. El Grupo Washita está integrado por las formaciones George Town, Del Río y Buda, depositadas en ese orden dentro de la Cuenca de Sabinas en un ambiente de depósitos de playa de edad albiana-cenomaniana (Goldhammer, 1999). La Formación George Town está conformada por caliza bioclástica de grano fino en estratos delgados a medianos en contacto transicional con la Formación Kiamichi (Morán *et al.*, 1976). En contacto concordante y transicional encontramos sobreyaciendo a la Formación Del Río, la cual se caracteriza por una interestratificación de caliza de color gris claro y lutita calcárea. Sobre la Formación Del Río encontramos caliza micrítica de estratificación delgada con esporádicos horizontes de lutita laminar. Este paquete sedimentario fue depositado en ambiente marino somero, con un importante aporte de sedimentos pelíticos, marcando un lapso de regresión marina.

La unidad cretácica más joven del área cartografiada la constituye un paquete de lutita y limolita calcárea rica en amonoideos, interestratificado con capas delgadas de caliza y esporádicamente con horizontes de yeso. Esta secuencia corresponde a la Formación Indidura, correlacionable con la lutita Eagle Ford en el sur de Texas y de edad Cenomaniano-Santoniano (Goldhammer, 1999).

Tanto la Formación Kiamichi, como el Grupo Washita y la Formación Indidura se encuentran representados en el mismo grupo dentro del mapa geológico del área de estudio, ya que en términos de su posición estratigráfica representan el Cretácico

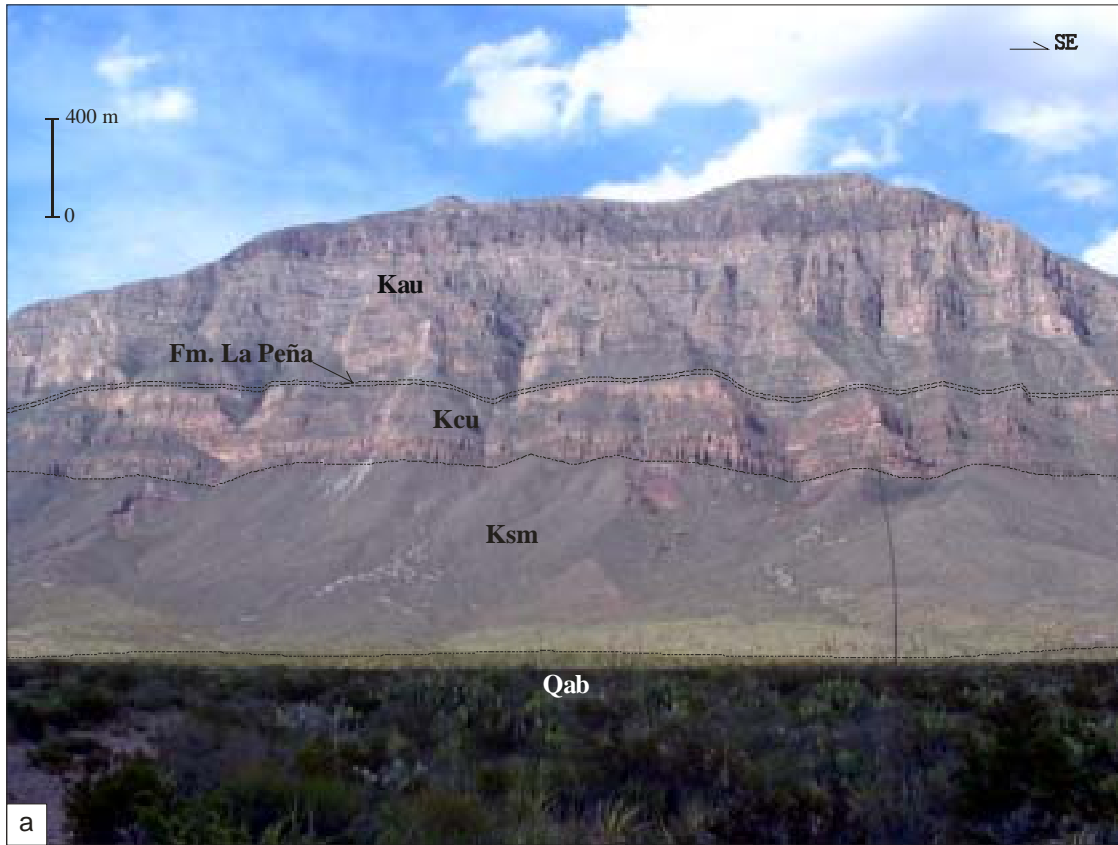


Figura 13. (a) Vista panorámica de la Sierra de San Marcos-Pinos: Formación San Marcos (Ksm); Formación Cupido (Kcu); Formación La Peña; Formación Aurora (Kau); abanico aluvial (Qab). (b) Calizas arrecifales de la Formación Cupido. (c) Marga de estratificación delgada intercalada con bandas de pedernal de la Formación La Peña, en el flanco N de la Sierra El Granizo. (d) Calizas gruesas de la Formación Aurora, en el flanco sur de la Sierra La Fragua.

Superior. En este trabajo no se realizó una división a detalle de estos cuerpos de roca ya que se encuentra fuera de sus objetivos principales.

El principal afloramiento de este grupo se localiza en la falda oriente de la Sierra La Fragua, en el núcleo del Sinclinal Las Antenas y al NW de la comunidad las Palomas, sobreyaciendo en contacto concordante a la caliza de la Formación Aurora y subyaciendo a material coluvial cenozoico (Figuras 14c, 14d y 14e, respectivamente). El mayor espesor de la Formación Indidura se encuentra dentro del Sinclinal Las Palomas.

3.1.4 Rocas Cenozoicas

Las rocas cenozoicas del área están representadas por pequeños diques máficos en el sur del Valle El Jabalí, un derrame basáltico al SE del Valle El Hundido (cuello volcánico La Víbora; figura 14f), y por la presencia de brechas sedimentarias distribuidas en diversos puntos de la zona.

El derrame basáltico se localiza al SE del Valle El Hundido, en Lomas Prietas, cercano a la comunidad de La Víbora. Es un derrame de composición andesítico-basáltico de color gris oscuro con fenocristales de olivino dentro de una matriz de cristales más pequeños de plagioclasa. No se conoce la edad de estas rocas, pero por encontrarse estratigráficamente por encima de la Formación Indidura, se considera que corresponden al magmatismo del Plio-Cuaternario tipo intraplaca emplazado a través de fallas de basamento, como es reconocido por Valdés-Moreno (2002, en Chávez-Cabello, 2005) en el campo volcánico Las Esperanzas, sobre la traza de la falla La Babia y de Ocampo, Coahuila.

Las rocas intrusivas en general se observan en afloramientos restringidos que se encuentran en la parte oriental del área, en las localidades de La Reforma (Lomas Los Comales) y en el Cañón El Toro, aunque también se encontraron pequeños afloramientos en el Puerto El Jabalí y a lo largo de la Falla El Jabalí. Estos cuerpos son de dimensiones pequeñas y pueden tener forma de diques que se encuentran cortando a las granodioritas permo-triásicas. Estas rocas normalmente presentan textura granular, con cristales de plagioclasa zonadas, escaso feldespato potásico, y anfíboles, que indican una composición monzonítica. Los fechamientos isotópicos de cuerpos similares cercanos al área de estudio indican que están aparentemente asociados a un evento de magmatismo

importante en la región de edad Eoceno-Oligoceno (Chávez-Cabello, 2005). Al oeste de la Sierra El Granizo aflora un pequeño cuerpo intrusivo no cartografiable en contacto con la Formación Tamaulipas Superior. El cuerpo ígneo tiene igualmente textura fanerítica con plagioclasa zonada, y cristales de hornblenda de uno a dos centímetros de longitud. No se realizó un estudio petrográfico a detalle, sin embargo, en muestra de mano se puede clasificar como una diorita.

Tanto los diques, como los derrames basálticos del cuello volcánico Las Víboras están localizados sobre lineamientos que coinciden con trazas de fallas secundarias del sistema de la Falla de San Marcos y pueden evidenciar un etapa extensiva Plioceno-Cuaternario (Chávez-Cabello, 2005).

Las brechas sedimentarias son un depósito de coluvión generado por el aporte gravitacional de clastos angulosos de caliza a las zonas bajas y cementadas con calcita, las cuales cubren discordantemente a las rocas mesozoicas. El tamaño de los fragmentos varía desde arenas gruesas a bloques de 1 a 5 m de diámetro, por lo cual el material se presenta muy mal clasificado; son clasto-soportadas y no muestran estructuras primarias reconocibles (Figuras 14g y 14h). Estos depósitos presentan topografía invertida, es decir, se localizan en zonas positivas, en las faldas de sierras aledañas, principalmente alrededor de la Sierra de San Marcos-Pinos, y sirven como una de las fuentes de sedimentos para el material aluvial que actualmente se está depositando en las zonas más bajas.

3.1.5 Depósitos Cuaternarios

Con base en interpretación fotogeológica y verificación en campo se identificaron dos tipos de depósitos cuaternarios. En primer término se tienen grandes abanicos aluviales de geometría semi-circular de pendiente suave (2-3°), los cuales se localizan al pie de montaña del sistema de sierras que configuran la zona. Los abanicos aluviales alcanzan radios de hasta 2 km de extensión, con depósito de conglomerados polimícticos, principalmente cantos de caliza redondeados y cementados por caliche. El tamaño de los cantos decrece conforme nos alejamos del ápice de los abanicos aluviales.

El segundo tipo de depósito cuaternario lo definen los rellenos aluviales que se localizan en el centro de los valles, los cuales corresponden a depósitos fluvio-lacustres

con clastos del tamaño de arenas medias a finas, bien clasificadas y con escaso contenido de conglomerados provenientes de zonas más altas. Estos rellenos aluviales aumentan en su espesor hacia el centro de las cuencas endorréicas; aunque el dato preciso no fue posible de determinar, se estima que en los depocentros pueden superar los 100 m.

En los valles de Cuatrociénegas y El Hundido se realizaron estudios de prospección geofísica aplicando la técnica de Transitorio Electromagnético en el Dominio del Tiempo (TEM) por parte de una empresa privada (Consultores de Ingeniería Geofísica, 2004), con la finalidad de conocer el comportamiento de la resistividad de las capas del subsuelo y conocer sus características litológicas y geohidrológicas. En el reporte se especifica que se realizaron 21 sitios de medición, obteniéndose 3 secciones de resistividad en las que se identifican 3 unidades geoelectricas. La primera (U1) es una capa de cobertura constituida de material granular y/o roca muy alterada. La segunda unidad (U2) se encuentra debajo de U1 y consta de material arcilloso y arenoso. Por último, subyaciendo a las anteriores, se definió una tercera unidad (U3) caracterizada por roca calcárea con contenido de arcillas y altamente fracturada. Tomando en cuenta que U1 y U2 representan material no consolidado, esto se asocia directamente a la unidad de relleno aluvial que se definió para la presente tesis, lo cual permitió definir los espesores del relleno.

En la parte sur del Valle de Cuatrociénegas, dentro del límite norte del área de estudio se obtuvo un perfil que muestra el mayor espesor de materiales granulares, con espesores máximos del orden de 350 m. Para el Valle del Hundido se realizaron dos perfiles más, en los que se obtuvieron espesores para los materiales granulares de 200 a 300 m en los bordes del valle, hasta 600 m en el centro del mismo. Finalmente, en el Valle El Tablero se realizó una sección geoelectrica norte-sur, en la cual se determinó un espesor máximo de 150 m para el material granular.

3.2 Geomorfología local y estructuras plegadas

La geomorfología del NE de México está configurada claramente por estructuras plegadas de escala kilométrica identificables en fotografías aéreas verticales. El área de

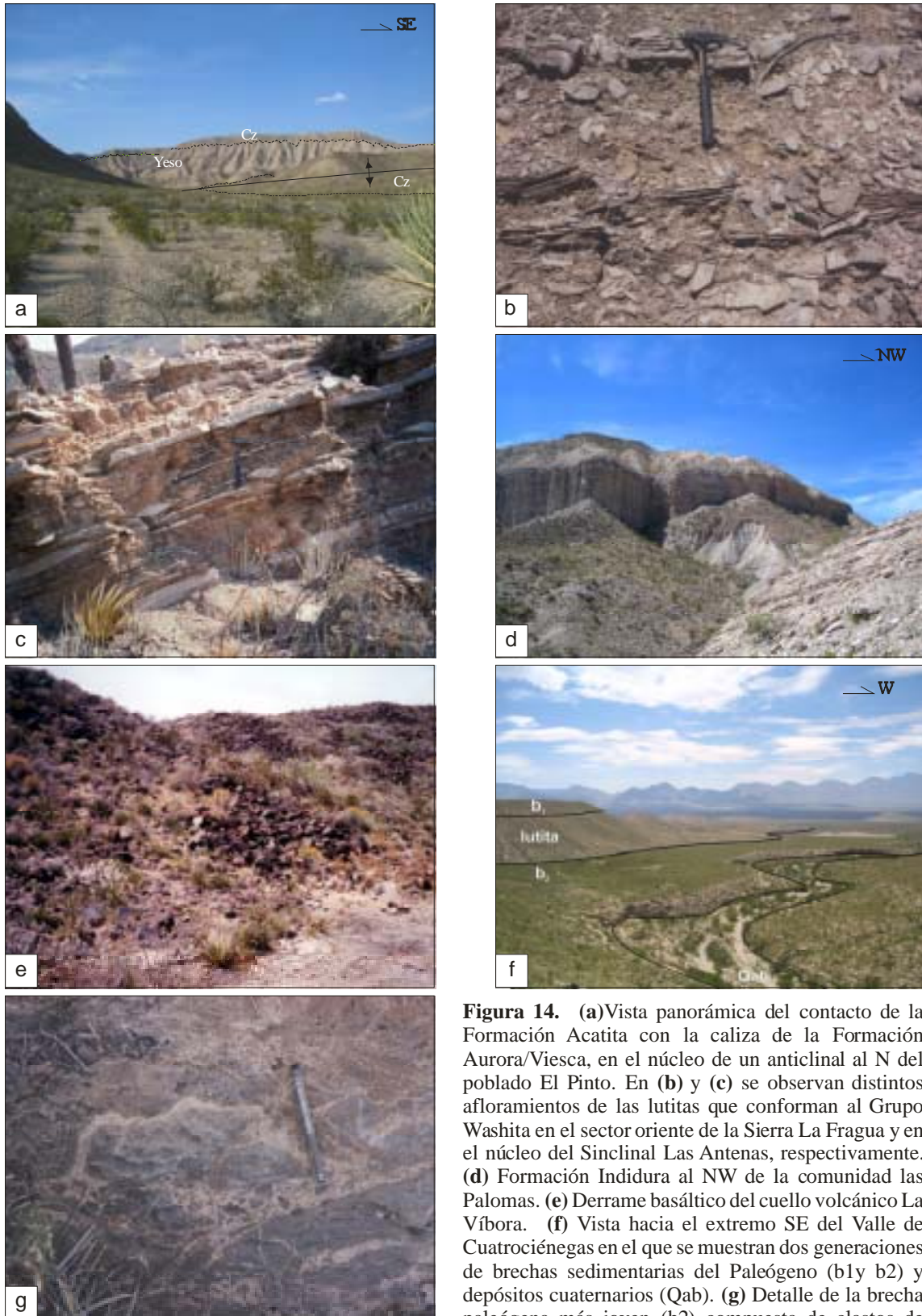


Figura 14. (a) Vista panorámica del contacto de la Formación Acatita con la caliza de la Formación Aurora/Viesca, en el núcleo de un anticlinal al N del poblado El Pinto. En (b) y (c) se observan distintos afloramientos de las lutitas que conforman al Grupo Washita en el sector oriente de la Sierra La Fragua y en el núcleo del Sinclinal Las Antenas, respectivamente. (d) Formación Indidura al NW de la comunidad las Palomas. (e) Derrame basáltico del cuello volcánico La Víbora. (f) Vista hacia el extremo SE del Valle de Cuatrociénegas en el que se muestran dos generaciones de brechas sedimentarias del Paleógeno (b1 y b2) y depósitos cuaternarios (Qab). (g) Detalle de la brecha paleógena más joven (b2) compuesta de clastos de

estudio no es la excepción ya que contiene un conjunto de cuatro sierras que limitan grandes valles que corresponden a un sistema de pliegues de decenas de kilómetros de extensión, los cuales son de suma importancia en la conformación del relieve actual (Figura 2a, 4 y mapa geológico).

3.2.1 Sistema de Sierras

Sierra Australia

La Sierra Australia se localiza en la esquina suroeste del área. Se encuentra limitada por el Valle El Hundido hacia el norte y por el Valle de San Marcos al oriente. Su forma corresponde a una zona positiva de poca altura con forma cómica, debido a que se encuentra configurada por un gran domo que carece de un eje preferencial y sus flancos buzan en todas direcciones. Sus laderas tienen pendientes muy suaves ($\sim 10^\circ$), caracterizadas por un patrón de drenaje radial y sinuoso, observable en fotografía aérea, que atraviesa la sierra generando un sistema de cañones de poca profundidad. Así mismo, se observa un patrón de fracturamiento paralelo y concéntrico a lo largo y ancho de la sierra, controlando al sistema de drenaje el cual se caracteriza por su sinuosidad.

A la salida de los cañones se observan depósitos aluviales en forma de grandes abanicos de hasta 1 km de radio, con pendientes menores a 3° . Su generación se asocia a los escurrimientos intermitentes que se producen en lo alto y profundo de la Sierra Australia, que permiten el arrastre de materiales durante la corta época de lluvia dentro de un patrón radial de drenaje.

Es posible identificar en las laderas de esta sierra algunas estructuras plegadas de menor tamaño y con una orientación generalmente NW-SE, sin embargo la geometría de esta sierra corresponde a un gran domo de poca altura y gran extensión en el límite suroeste del área de estudio.

Sierra de San Marcos-Pinos

Regionalmente, la manifestación morfoestructural de la Sierra de San Marcos-Pinos es contrastante al expresando en las sierras adyacentes de La Fragua y El Granizo, en altitud, orientación y morfología.

El límite noreste de la zona lo define la Sierra de San Marcos-Pinos, la más alta del área con altitudes mayores a los 2100 m.s.n.m. Al sur limita con el Valle El Jabalí, al suroriente con el Valle de San Marcos, al norte y al oriente con el Valle de Cuatrociénegas, y al oeste con el Valle El Tablero. Esta sierra está configurada por un sistema de pliegues asimétricos que en su porción poniente muestra laderas de pendientes fuertes a verticales, formando escarpes pronunciados y cañones profundos con un sistema de drenaje paralelo. En su cara sur presenta un acantilado de gran altura, en el cual es posible distinguir las unidades litológicas cretácicas. Se genera un cambio de pendiente, donde la secuencia jurásica aflora a manera de pequeños cerros que en muchos de los casos muestran una topografía invertida debido a la presencia de un grupo de brechas sedimentarias terciarias que coronan a la secuencia jurásica.

Sierra El Granizo

La Sierra El Granizo se localiza en la porción central del área de estudio elevándose hasta los 1800 m.s.n.m. En su límite norte se localizan los valles El Jabalí y El Tablero, hacia al este limita con el Valle de San Marcos y en la porción sur poniente se localiza el Valle El Hundido. La estructura principal que controla esta sierra es un pliegue con orientación WNW-ESE y una vergencia hacia el SW. El flanco corto tiene inclinaciones de 30° hacia el SW en promedio, mientras que el flanco largo tiene un comportamiento uniforme con inclinaciones muy suaves también hacia el sur. El sistema de drenaje que atraviesa esta sierra tiene una dirección principal NE-SW, permitiendo la formación de cañones de poca profundidad. En el pie de ladera se generan grandes abanicos aluviales de pendiente suave (<3°), principalmente en la cara sur de la sierra. Hacia el norte existe un cambio de pendiente que las capas cretácicas, que se encuentran verticales y en algunos casos invertidas, lo cual obedece a la presencia de estructuras de deformación que se detallarán más adelante.

Sierra La Fragua

La Sierra La Fragua se localiza al poniente, con un comportamiento morfoestructural similar al de la Sierra El Granizo y alcanza una altitud de hasta 1700

m.s.n.m. dentro de la zona de estudio. Se encuentra limitado al sur, norte y este por los valles El Hundido, Cuatrociénegas y El Tablero, respectivamente. Es una extensión de la estructura anticlinal asimétrica de la Sierra El Granizo, segmentado en el Valle El Tablero, conocido también como Puerto La Fragua. La ladera sur presenta inclinaciones mayores a 45° hacia el sur, y localmente presenta escarpes verticales. El flanco largo es suave, con inclinaciones que no superan los 15° hacia el norte.

Presenta un drenaje paralelo con dirección NE-SW, que forma un sistema de cañones profundos y angostos que desembocan en abanicos aluviales de hasta un kilómetro y medio de radio. Así mismo presenta un patrón de fracturamiento paralelo al eje del anticlinal, lo cual afecta el sistema de drenaje al darle un carácter sinuoso.

3.2.2 Sistema de Valles

Como se observó en el apartado anterior, existe un conjunto de cinco valles que bordean al sistema de sierras que se encuentran en el área de estudio: El Hundido, Cuatrociénegas, El Tablero, El Jabalí y San Marcos. La expresión regional del Valle El Jabalí se reconoce como Valle San Marcos (McKee *et al.*, 1988 y 1990; Chávez-Cabello, 2005) el cual se extiende varias decenas de km hacia el SE. A nivel local y con base en la toponimia utilizada en las cartas topográficas de INEGI 1:50,000, el primer valle se localiza en la porción poniente que encierra las sierras de San Marcos-Pinos y El Granizo, mientras que el segundo se localiza en la porción oriental de ambas sierras, de mayor extensión y abarcando también la Sierra Australia. El Valle El Tablero corresponde al puerto de las sierras La Fragua, El Granizo y San Marcos-Pinos, que en este trabajo es de suma importancia por constituir la zona en que convergen los estilos estructurales a discutir.

La mayoría de los valles corresponden a zonas negativas configuradas por estructuras sinclinales que se interpretaron con base en observaciones superficiales, o bien, núcleos de anticlinales fuertemente erosionados. Constituyen zonas de rellenos fluvio-lacustres en sus partes más bajas (con cotas de 800 m.s.n.m. en promedio), así como abanicos aluviales en sus límites con el sistema de sierras (Figura 2a, 4 y mapa geológico).

Dentro del sistema de valles, principalmente en el Valle El Jabalí, se encuentran terrazas sedimentarias de varias generaciones, las cuales generan una topografía invertida de poca altura (entre 20 y 30 m de altura), con pendiente suave y coronadas por brechas calcáreas (Figura 14g).

Dentro del sistema de valles, principalmente en el Valle El Jabalí, se encuentran terrazas sedimentarias de varias generaciones, las cuales generan una topografía invertida de poca altura (entre 20 y 30 m de altura), con pendiente suave y coronadas por brechas calcáreas (Figura 14g).

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La secuencia mesozoica dentro del área de estudio exhibe estructuras plegadas con orientaciones contrastantes, lo cual se refleja en los cambios de los ejes de los pliegues, definiendo un grupo de estructuras con orientación WNW-ESE y NNW-SSE (e.g. el Anticlinal La Fragua-El Granizo, y Sinclinal Las Palomas, respectivamente), y con una orientación casi N-S (Anticlinal San Marcos–Pinos), y el Anticlinal Australia, el cual es una gran estructura cómica. Los pliegues del área están claramente relacionados con fallas inversas de bajo ángulo. Un ejemplo claro de ello son los pliegues por doblez de falla, así como pliegues por propagación de falla con una cinemática hacia el NNE.

Las fallas de bajo ángulo y los pliegues son claramente cortadas por las estructuras de alto ángulo, asociadas al sistema FSM. La temporalidad y carácter de las estructuras pueden ayudar a comprender la evolución estructural del área y a explicar el contraste en las orientaciones y geometrías que guardan entre sí las estructuras.

4.1 Estructuras Regionales

Como se abordó en el capítulo de geología regional, en el noreste de México se han postulado tres grandes lineamientos que limitan al Bloque de Coahuila y a la Cuenca de Sabinas. La zona de fractura Saltillo-Torreón (Murray, 1956 y 1961, en McKee *et al.*, 1990), Falla Torreón-Monterrey (De Cserna, 1970, en McKee *et al.*, 1990), o Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Schmidt, 1983), las cuales son denominaciones del mismo sistema de fallas, constituyen el límite entre el Bloque de Coahuila y el Sector Transversal de la SMO (Figura 5). En el límite entre el Bloque de Coahuila y la Cuenca de Sabinas se localiza la Falla de San Marcos, la cual también se conoce como Lineamiento Sierra Mojada-China (Padilla y Sánchez, 1986, en Chávez-Cabello, 2005).

Finalmente, en el límite norte de la Cuenca de Sabinas se localiza la Falla La Babia (Charleston, 1981), la cual ha sido nombrada también como Lineamiento Boquillas-Sabinas (Padilla y Sánchez, 1986) y/o Falla Sabinas (Alfonso-Z., 1978 en McKee *et al.*, 1990). La geomorfología del área de estudio, tanto a escala local como regional, muestra tres geoformas principales: pares de valles y sierras elongadas típicas de cinturones de pliegues y cabalgaduras, amplias áreas dómicas con patrones fluviales radiales, y planicies que separan áreas elevadas (Figuras 1,2 y 4). Esta división de acuerdo al carácter geomorfológico del área coincide con las zonas estructurales separadas por las fallas anteriormente citadas.

El rasgo estructural más antiguo en la región es la prolongación sepultada del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon al poniente del área. Otro rasgo importante asociado al comportamiento geológico regional es el Cinturón de Intrusivos Candela Monclova (Figura 1), el cual es un conjunto de cuerpos ígneos de afinidad calco-alcalina con orientación E-W que atraviesan el estado de Coahuila hasta el estado de Nuevo León, y fechados entre los 35 a 45 Ma (Chávez-Cabello, 2005). La relevancia de estos cuerpos intrusivos es que algunos de ellos son contemporáneos a la deformación laramídica en el área y ayudan a constreñir su edad, ya que muestran fallas y zonas de cizalla asociadas a las estructuras de deformación regionales.

De los lineamientos regionales, la FSM ha sido reportada en la literatura con registros claros de su localización y cinemática, la cual se extiende por más de 300 km con un rumbo general WNW y con una inclinación hacia el NNE (Chávez-Cabello, 2005). La extensión máxima de la FSM es incierta aún; sin embargo, se ha sugerido que puede ir 300 km más hacia el WNW de Sierra Mojada, sepultada por rocas volcánicas del Paleógeno y Neógeno (Chávez-Cabello, 2005).

El registro de actividad de la FSM en sus diferentes etapas ha sido documentado entre Sierra Mojada, Potrero Colorado y Valle de San Marcos por Chávez-Cabello (2005), quien se basa en las siguientes evidencias: a) estilos de deformación distintos entre el Bloque de Coahuila y el Cinturón Plegado de Coahuila, b) en el bloque del alto al NNE de la falla se observa una cuña clástica de hasta 3000 m de espesor de edad pre-tithoniana y neocomiana asociados a la instauración y reactivación de la falla (McKee *et al.*, 1990), y c) por la presencia de contactos tectónicos a través de fallas de alto ángulo

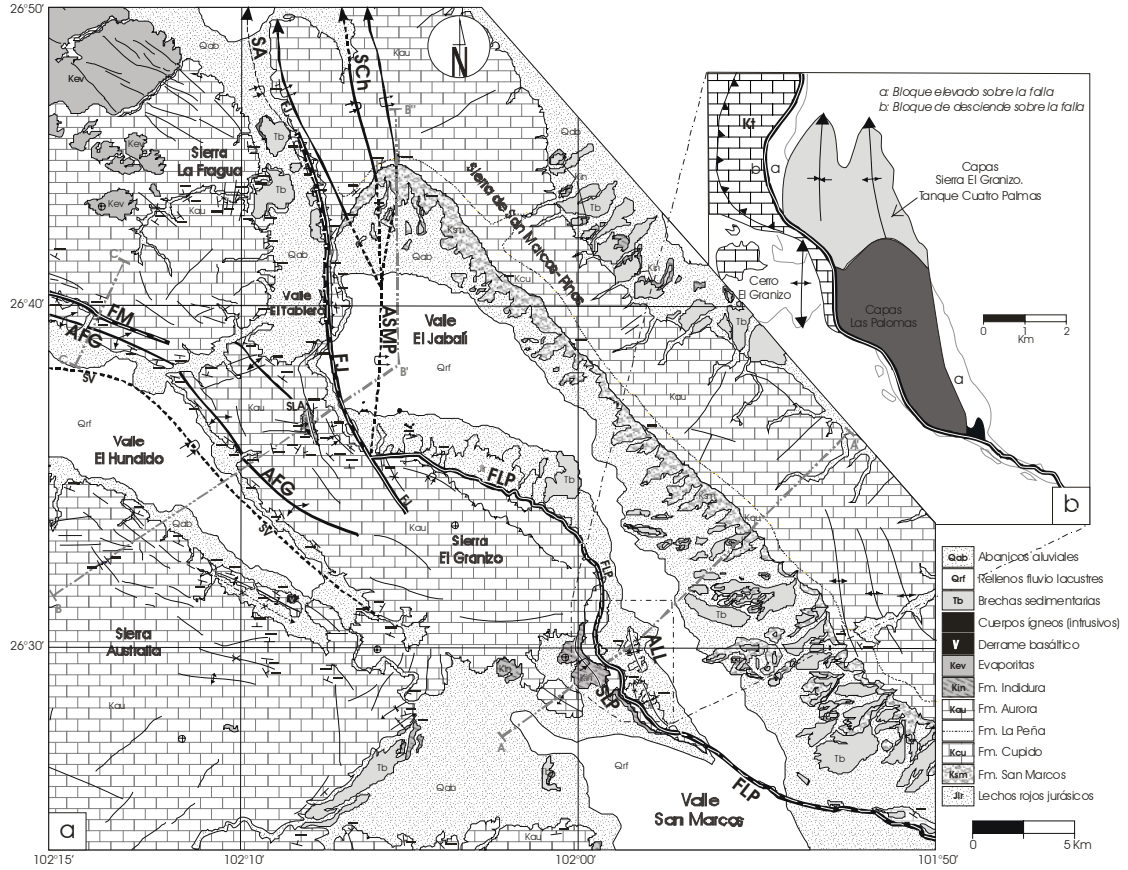
inclinadas al NNE entre rocas pérmicas con jurásicas y con rocas cretácicas, en el Valle de San Marcos y Potrero Colorado. Una evidencia adicional de la actividad de la FSM lo constituye el magmatismo basáltico del Plio-Cuaternario a través de sus fallas secundarias asociadas con rumbos E-W, sobre las cuales se localizan depósitos volcánicos como lo son el cuello volcánico Las Víboras (Figura 14f), en la parte sureste del Valle El Hundido, y rocas volcánicas asociadas en las Lomas El Cuvado y Los Comales al NE del área.

4.2 Estructuras Locales

Uno de los objetivos más importantes de la presente tesis es entender la evolución estructural en el área de estudio, por lo que en esta sección se describirán las estructuras geológicas con base a su geometría para poder establecer su relación espacial y temporal.

Como se mencionó anteriormente, de forma general se identifican estructuras con estilos de deformación diferentes entre sí. Por un lado, los pliegues presentan orientación de sus ejes en tres dominios principales: WNW-ESE, NNE-SSW, y el Anticlinal Australia, que no presenta una orientación preferencial por tener geometría cómica (Figura 2a). Por otro lado, se documentaron fallas con distintas orientaciones: Falla El Mimbres con dirección preferencial WNW-ESE, Falla El Jabalí y Falla Las Palomas, con dirección casi N-S la primera y NW-SE la segunda; este conjunto de fallas se encuentran relacionadas con las diversas etapas de reactivación de la Falla de San Marcos (Figura 2b). Así mismo se observaron fallas subhorizontales asociadas al plegamiento de las capas mesozoicas.

En algunas de estas estructuras de escala kilométrica se logró identificar indicadores cinemáticos a nivel de afloramiento que ayudaron a determinar la cinemática de desplazamiento en cada uno de los dominios. Caso contrario, la posición de los niveles estratigráficos fueron útiles para determinar la componente vertical de desplazamiento relativo entre bloques.



Simbología:

	Anticlinal en caja		Falla normal verificada/inferida		Rumbo y echado
	Anticlinal recostado verificado/inferido		Falla inversa verificada/inferida		Capa horizontal
	Anticlinal verificado/inferido		Fractura		Capa vertical
	Sinclinal recostado verificado/inferido		Falla vertical verificada/inferida		Sección estructural
	Sinclinal verificado/inferido				

Figura 15. (a) Mapa geológico simplificado donde se resaltan las estructuras principales y la ubicación de las secciones estructurales A-A', B-B'' y C-C'. Las estructuras plegadas laramídicas tienen un contorno de color negro, mientras que con un doble contorno con el centro de color blanco se resaltan las estructuras verticales reactivadas durante la segunda fase de deformación laramídica. En (b) se muestra a detalle la estructura en la zona de doblez de falla que afecta a las rocas jurásicas y que en este trabajo se denominó como anticlinal Las Lomitas (ALL) (Modificado de Chávez-Cabello *et al.*, 2005). AFG: Anticlinal La Fragua-El Granzo; ASMP: Anticlinal San Marcos-Pinos; SV: Sinticlinal La Vibora; Sch: Sinclinal Churince; SA: Sinclinal Atalaya; SLA: Sinclinal Las Antenas; SLP: Sinclinal Las Palomas; FM: Falla El Mimbre; FJ: Falla El Jabalí; FLP: Falla Las Palomas.

4.2.1 Pliegues

Los pliegues descritos en esta sección son estructuras de escala kilométrica, en los que fue posible determinar su geometría y cinemática con base en su representación cartográfica, medición de estructuras y en su posterior análisis estadístico en la red estereográfica. La orientación de dichas estructuras permitió establecer dos dominios de pliegues oblicuos entre sí, que dan idea sobre la complejidad de la evolución tectónica del área.

Anticlinal Las Lomitas (ALL)

Al SW de la Sierra El Granizo, cerca de la comunidad Las Palomas, se localiza una zona con un anticlinal y un sinclinal orientados NNW-SSE a N-S, buzantes entre 20 y 30° hacia el norte (Chávez-Cabello, 2005). Los pliegues afectan a las rocas jurásicas pre-tithonianas (McKee *et al.*, 1990) y se localizan en una zona de deformación compleja debido a la presencia de la Falla Las Palomas (asociada al sistema FSM), la cual pone en contacto tectónico a las capas jurásicas con la caliza cretácica. Dichas estructuras subverticales a su vez cortan fallas subhorizontales que ponen en contacto a las calizas cretácicas sobre las lutitas cenomanianas-santonianas de la Formación Indidura (Figura 15 y sección A-A').

Estas estructuras son importantes ya que se encuentran localizadas en una zona de doblez de la FSM, y representan los únicos pliegues kilométricos desarrollados en rocas jurásicas.

Anticlinal La Fragua-El Granizo (AFG)

Como se abordó en el capítulo sobre la geomorfología del área, las sierras La Fragua y El Granizo tienen un comportamiento distinto al observado en la Sierra de San Marcos–Pinos, ya que es una estructura anticlinal de escala kilométrica con orientación preferencial WNW-ESE. Este anticlinal se observa en la Sierra La Fragua y continua en la Sierra El Granizo, a pesar de que esta estructura es interrumpida en el Valle El Tablero.

A lo largo de la Sierra El Granizo, el AFG se comporta aparentemente como un anticlinal con su eje orientado NW-SE y con plano axial aparentemente inclinado hacia el

norte, con su flanco corto coincidente con la ladera suroeste de la sierra y buzando 36° al sur en promedio y con el flanco largo configurado por capas subhorizontales buzando aproximadamente 10° también hacia el sur (Figura 16 y sección B-B''). Esta estructura afecta a la Formación Aurora, la cual presenta pliegues muy abiertos de cientos de metros a lo largo del flanco largo con fracturamiento asociado y orientado en la misma dirección que el eje del anticlinal. Cabe resaltar que en la Sierra del Granizo se observa repetición de capas, así como zonas de rampa importantes en la cara norte de la sierra (Figura 11a), que indican una dirección de transporte tectónico hacia el norte, como se observó dentro de la Sierra La Fragua que se describirá a continuación.

El AFG cambia la orientación de su eje a WNW-ESE en la Sierra La Fragua. Debido a la simetría de la sierra, controlada por los echados de las capas de caliza que la conforman (de 8° a 14° en el flanco norte y de 45° a 70° en la ladera sur, hasta posiciones verticales e invertidas en la Sierra Alargada en el límite sur de Potrero Colorado) (Figura 13d), se puede inferir en escala regional la presencia de un anticlinal asimétrico con el plano axial inclinado hacia el norte.

Sin embargo, en el Cañón El Mimbres localizado en el flanco sur de la Sierra La Fragua, cerca de su terminación sureste, se identificaron pliegues por doblez de falla imbricados (*fault bend fold*), que indican una dirección de transporte hacia el NNE, contraria a la vergencia de la estructura AFG anteriormente descrita. Dichas estructuras se observan en capas de caliza que presentan cizalla intracapa e imbricaciones a escala métrica (Figura 17a), las cuales están ilustradas en la sección C-C', en la cual se observa cómo estas estructuras se extienden a lo largo del AFG, generando duplicación de espesores importantes. La cinemática de dichas estructuras se muestra en diagramas de polos y trazas ciclográficas que aparecen en la sección C-C'. Para la reconstrucción de esta estructura se tomaron como base los criterios establecidos por Suppe (1983): (1) preservación del espesor de las capas en el dibujo, (2) las capas horizontales no presentan distorsión significativa, y (3) conservación de la longitud de las capas. Sin embargo, en las secciones geológicas B'B'' y C-C' se observa que el segundo criterio no es cumplido en el AFG, ya que las capas se encuentran basculadas en la zona de las superficies de

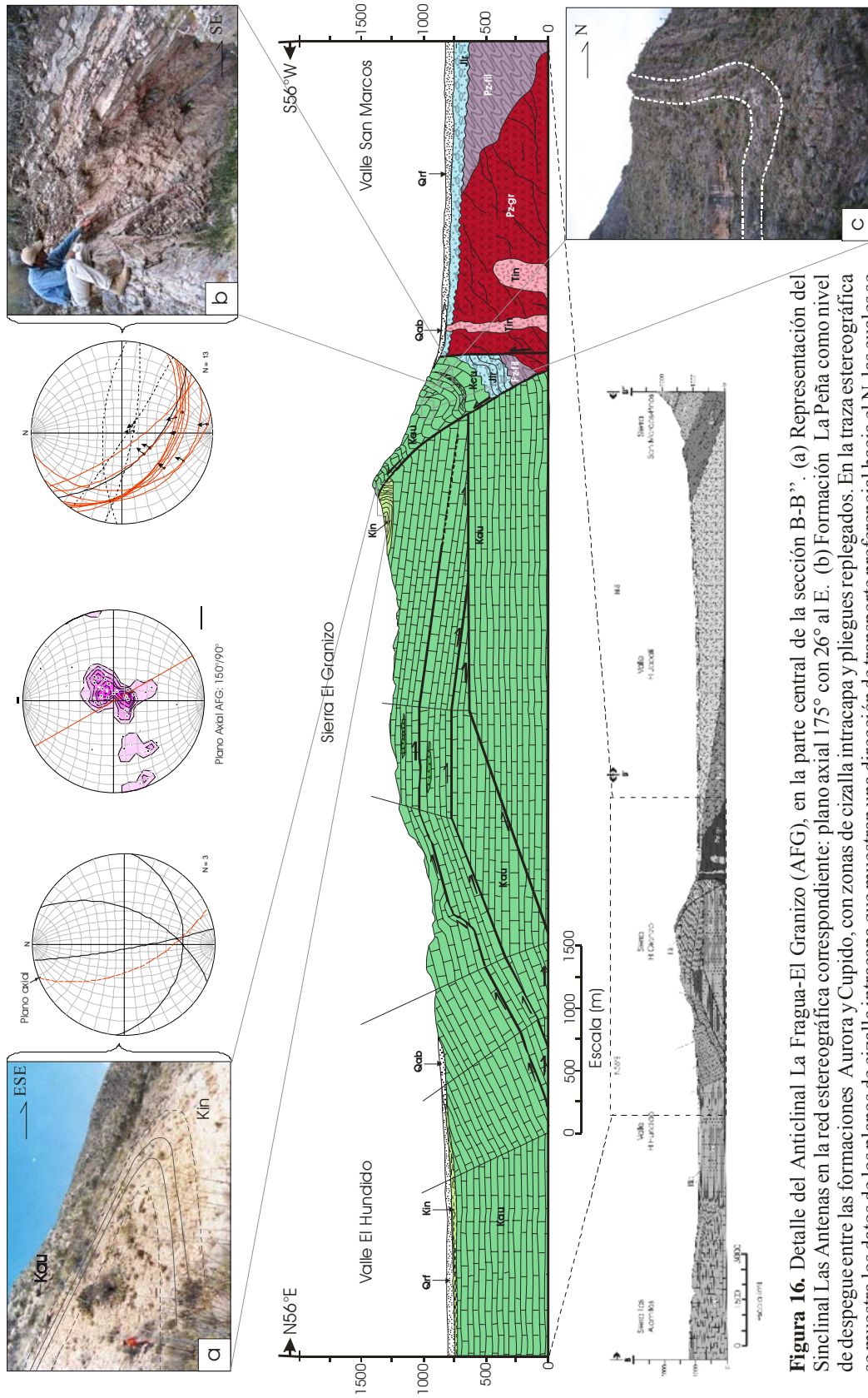


Figura 16. Detalle del Anticlinal La Fragua-El Granizo (AFG), en la parte central de la sección B-B'. (a) Representación del Sinclinal Las Antenas en la red estereográfica correspondiente: plano axial 175° con 26° al E. (b) Formación La Peña como nivel de despegue entre las formaciones Aurora y Cupido, con zonas de cizalla intracapa y pliegues replegados. En la traza estereográfica se muestra los datos de los planos de cizalla intracapa que muestran una dirección de transporte preferencial hacia el N, las cuales se encuentran cortadas por estructuras verticales más jóvenes (líneas punteadas). (c) Frente de la Sierra El Granizo, con grandes pliegues asimétricos en la Formación Aurora.

cizalla intracapa (*flats*) que en teoría debieron tener una posición original subhorizontal, lo cual indica que esta estructura fue afectada por otro elemento estructural más joven.

Tomando en cuenta las observaciones en el Cañón El Mimbres, la continuidad de las estructuras entre las sierras La Fragua y El Granizo, observaciones de campo, y los criterios de Suppe (1983), se reconstruyeron las estructuras similares identificadas en la Sierra El Granizo, observadas en la sección B-B''. A diferencia de la Sierra La Fragua, en el flanco sur de la Sierra El Granizo se observaron inclinaciones de las capas de caliza de alrededor de 30° hacia el sur, lo cual indica que las rampas se inclinan a lo largo de esta sección con el mismo ángulo que, de acuerdo con Suppe (1983), puede corresponder a su posición original.

El AFG presenta un sistema de fracturas paralelas a su eje, y se identificó una zona de brecha de falla importante (~200 m de espesor) denominada Falla El Mimbres, estructura significativa ya que afecta al AFG y por ende a los pliegues por doblez de falla (Figura 17b). Existe otro sistema de fracturas con orientación N-S, del cual es difícil conocer su relación con el sistema WNW-ESE, sin embargo se interpreta pueden ser posteriores como se discutirá más adelante.

Anticlinal San Marcos-Pinos (ASMP)

El ASMP se localiza en el sector centro-oriental del área de estudio y abarca a la sierra del mismo nombre. Es una estructura formada por dos anticlinales asimétricos con un eje orientado NNW-SSE y plano axial inclinados al noreste. En su sector oeste, el Anticlinal San Marcos-Pinos tiene plano axial inclinado al oriente y terminación periclinal hacia el norte, cerca de Cuatrociénegas, aunque en el tratamiento estadístico el plano axial presenta una inclinación fuerte al poniente ya que se incluyeron los datos de estratificación de toda la estructura (Figura 18). Se definió dentro de este sistema el Anticlinal Atalaya y el Anticlinal Churince, ambos localizados en el sector norte de la sierra. Los estratos de estas estructuras muestran cizalla intracapa y en ocasiones se observan invertidos. A diferencia del AFG, en este anticlinal es posible observar el núcleo de la estructura compuesto por las areniscas conglomeráticas neocomianas de la Formación San Marcos y el resto de la secuencia conformada por las formaciones

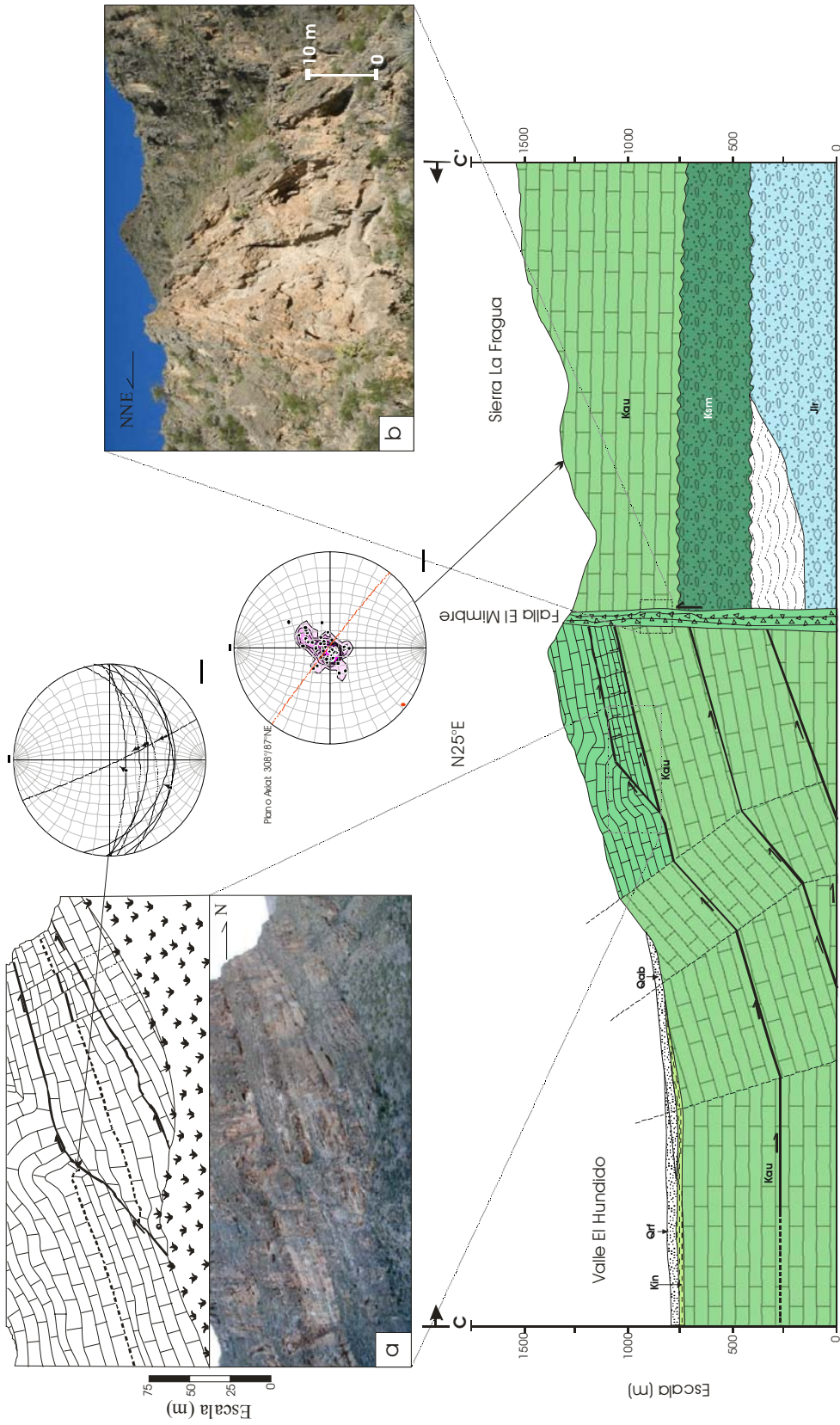


Figura 17. Sección C-C', donde se muestra la estructura del Anticinal La Fragua-El Granizo (AFG). En (a) se muestra un pliegue por doblez de falla en el Cañón El Mimbres. (b) Falla El Mimbres al norte de la estructura anterior. Para cada una de las estructuras se muestra la red estereográfica correspondiente. Para el pliegue por doblez de falla se ilustran datos de rampas y zonas de cizalla intracapa (*flats*) con dirección de transporte al NNE-NNW. Para el AFG se obtuvo un plano axial orientado 306° con 87° al NE.

Cupido, La Peña y Aurora, mostrando niveles estratigráficos más profundos, esto dentro del Valle El Jabalí (Figura 12a y 13a).

Los ejes de este sistema de anticlinales convergen en un solo eje principal del Anticlinal San Marcos-Pinos, el cual se encuentra truncado en su extremo sur por la Falla Las Palomas. Así mismo, las capas jurásicas que afloran al sur del Valle El Jabalí forman parte del núcleo de este anticlinal y se encuentran basculadas hacia el centro del valle, posiblemente por efectos de la actividad de la FSM.

Asociado a este conjunto de anticlinales, se ubica un sistema de fallas inversas contemporáneas al desarrollo de estas estructuras en el flanco corto. Este sistema tiene un rumbo casi N-S y aproximadamente 20° de inclinación hacia el este, con transporte tectónico hacia el poniente, las cuales se localizan en el flanco invertido del ASMP al occidente de esta estructura (Figura 18b y 18c).

Domo Australia

Es una gran sierra de forma cómica localizada en la porción suroeste del área de estudio, corresponde a un gran anticlinal sin eje definido, de echados muy suaves que en promedio no rebasan los 15° de pendiente en sus flancos exteriores y se comporta de manera subhorizontal en el centro de la estructura (Figura 19). Las capas de caliza de la Formación Treviño presentan espesores mayores a 2 m, las cuales se encuentran configurados por pliegues abiertos con cizalla intracapa así como estilolitas diagenéticas principalmente.

Cerca de la comunidad La Víbora se observa un anticlinal simétrico abierto de escala hectométrica con orientación WNW-ESE y buzante hacia el este, en el cual afloran las lutitas de la Formación Indidura en contacto discordante con un derrame basáltico que corta esta estructura (Figura 14f). Esta clase de estructuras son comunes dentro del Domo Australia, con una orientación de eje de pliegue paralelo a las laderas de la Sierra Australia.

Regionalmente se observan fracturas radiales asociadas a esta gran estructura, las cuales se observan de manera difusa en las capas de caliza Treviño. Se identificaron zonas de brecha de medio metro de espesor con planos verticales y sistemáticamente orientados 330° en promedio.

Sinclinal Las Antenas (SLA)

En la parte más alta de la Sierra El Granizo, en su parte NW, se observó una estructura sinclinal con fallas inversas asociadas, la cual sobrepone a calizas de estratificación masiva a mediana de la Formación Aurora sobre capas de lutitas calcárea más joven de la Formación Indidura. El sinclinal se observa a escala de afloramiento en lutitas calcáreas con una orientación preferencial NNW-SSE e inclinación del plano axial hacia el E (Figura 16a).

En algunos niveles estratigráficos se observan intercalaciones de lutita con caliza, donde la primera responde plásticamente a la deformación, generando pliegues tipo chevrón de escala métrica con superficies de despegue en el contacto con las rocas calcáreas que se observan poco deformadas.

El contacto tectónico entre la caliza y la lutita calcárea está conformado por una brecha de falla con bloques de caliza de algunos metros de espesor en la cual no se observaron indicadores cinemáticos claros; sin embargo, para esta zona se pudo medir un plano de falla inverso con base en estructuras de imbricación, las cuales arrojaron un dato de orientación preferencial N09°W e inclinación mínima de 34° hacia el NE. La traza de la falla inversa asociada se extiende hacia el norte de la Sierra El Granizo donde pone en contacto caliza con caliza, la cual muestra horizontes de brecha de falla con presencia de salbanda. Se observaron fragmentos de caliza y dolomía de 2 a 5 cm de tamaño y cementadas por material calcáreo, dispuestos en forma de estructuras dúplex a escala centimétrica e indicando un sentido de desplazamiento subhorizontal hacia el WSW. El seguimiento de la traza de la falla asociada al plegamiento NNW-SSE es difícil por el alto grado de erosión que presenta esta zona de brecha de falla.

Sinclinal Las Palomas (SLP)

En el extremo sureste de la Sierra El Granizo se localiza el Sinclinal Las Palomas desarrollado en lutitas y areniscas de la Formación Indidura. Dentro de esta estructura de escala decamétrica se desarrollaron pliegues de escala métrica con diversas geometrías (e.g. pliegues tipo chevron); sin embargo, a pesar de la heterogeneidad geométrica

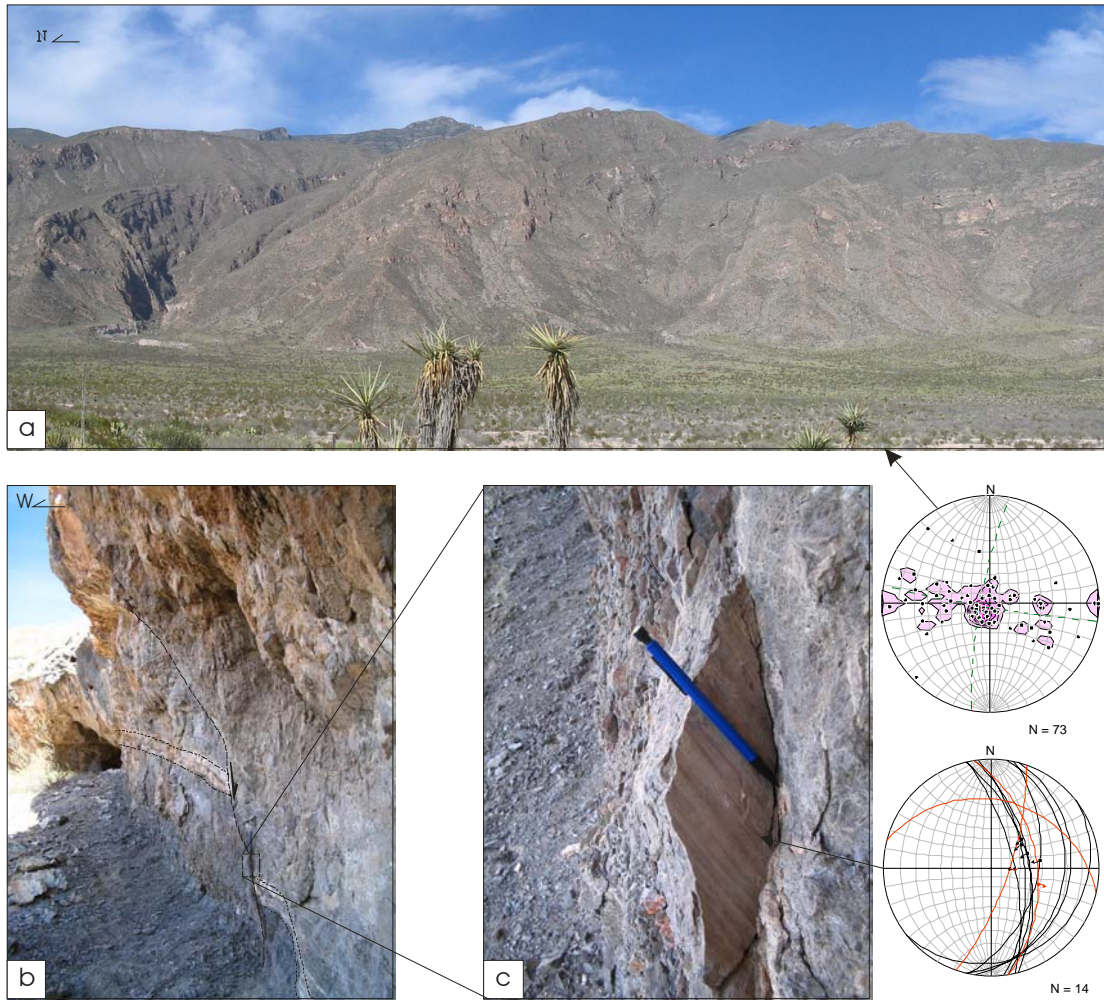


Figura 18. (a) Flanco occidental del anticlinal San Marcos-Pinos (ASMP). El diagrama de polos corresponde a datos de estratificación medidos a lo largo de del ASMP, lo cual da un plano axial orientado S10°W, con 80° de inclinación al W. (b) y (c) Afloramientos en el flanco W del ASMP en los que se puede observar la relación de corte entre el fallamiento inverso asociado a la generación del pliegue y un grupo de fallas normales posteriores (trazas ciclográficas de color rojo).

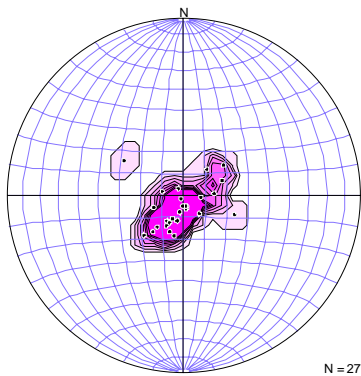


Figura 19. Diagrama de polos con diagrama de contornos sobrepuesto (Schmidt) de datos de estratificación medidos en el Anticlinal Australia. Se observa que la estructura tiene flancos subhorizontales sin orientación preferencial, lo cual concuerda con la geometría cómica de esta estructura.

de estos pliegues, la inclinación de los planos axiales en las estructuras es similar ya que buzando hacia el noreste con diversos grados de inclinación y orientados NNW-SSE.

En la figura 20 se observan los diversos tipos de pliegues que configuran el SLP, donde el común denominador es la vergencia hacia el SW de las estructuras. Esta asimetría de los pliegues en las lutitas está claramente relacionada con otras estructuras como lo son lentes imbricados de caliz, lo cual define una cinemática de componente inversa hacia el SW, sobreponiendo a la caliza de la Formación Aurora sobre las lutitas de la Formación Indidura (Figura 21c).

Tanto el SLP como la cabalgadura asociada al plegamiento se encuentran truncados en su parte noreste por un desplazamiento vertical que coincide con lo que se ha definido como Falla Las Palomas, que se describirá más adelante.

Sinclinal La Víbora (SV)

Este sinclinal se localiza en el extremo SE del Valle El Hundido. Su configuración se infirió con base en la estructura definida por el AFG y el domo Australia. Tiene un rumbo general NW-SE, buzando hacia el centro de la cuenca y se determinó que es asimétrico, cuyo flanco corto corresponde a la ladera suroeste de la Sierra El Granizo, teniendo un ángulo entre los 25 y 36° de inclinación hacia el suroeste. El flanco largo corresponde a la ladera noreste de la Sierra Australia, con una pendiente menor a los 15° en la misma dirección (Figura 2a).

Sinclinal Churince (SCh)

Es un sinclinal de escala kilométrica generado en la porción noroeste del ASMP (Figura 15a). Es una estructura asimétrica con un eje con rumbo general NNW-SSE con inmersión hacia el norte. El flanco corto, en la parte oriental, es casi vertical, mientras que el flanco largo se inclina aproximadamente 20° hacia el este. En su núcleo se documentó la presencia de la Formación Indidura.

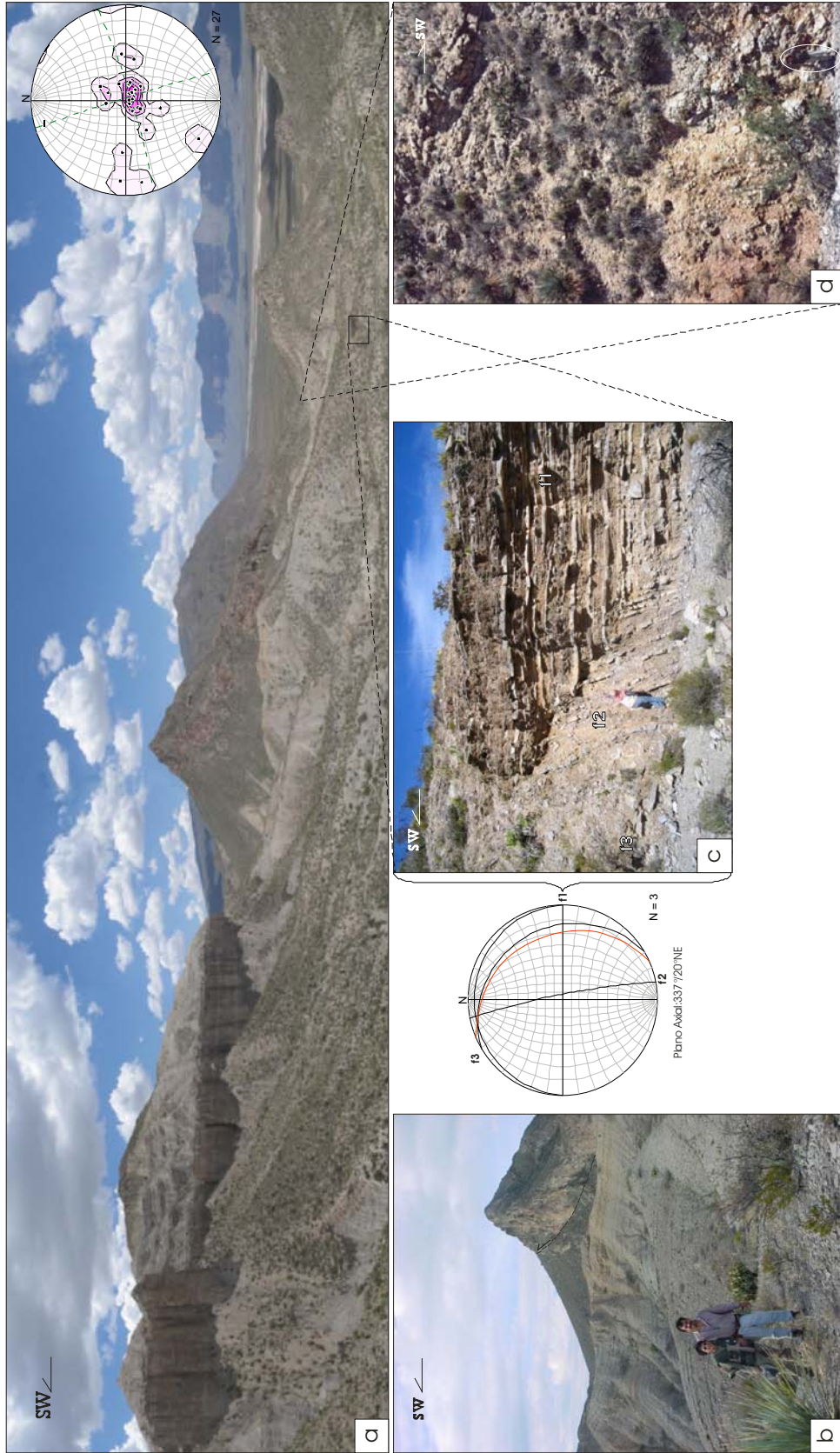


Figura 20. (a) Vista panorámica del Sinclinal Las Palomas (SLP), al oeste de la comunidad Las Palomas, con el diagrama de polos de datos de los flancos en pliegues de la Formación Indidura (Plano axial: $343^{\circ}/87^{\circ}\text{NE}$). (b) Detalle del lente de caliza de la Formación Aurora que cabalga a las lutitas de la Formación Indidura. (c) Pliegue tipo chevron en la Formación Indidura, con dirección de transporte al SW. (d) Zona de brecha de falla vertical, que corta a las estructuras subhorizontales anteriores

Sinclinal Atalaya (SA)

El Sinclinal Atalaya se localiza en la zona donde convergen la ladera poniente de la Sierra de San Marcos-Pinos y la ladera norte de la sierra La Fragua (Figuras 15a y 20a). Tiene un rumbo general NNW-SSE e inmersión hacia el norte, con dirección hacia el Valle de Cuatrociénegas. Tiene un plano axial inclinado hacia el este, cuyo flanco corto coincide con la ladera poniente de la Sierra de San Marcos-Pinos.

4.2.2 Sistema de Fallas

Se ubicaron tres fallas principales dentro del área de estudio con diferentes orientaciones. Este conjunto de estructuras está conformado por la zona de brecha vertical El Mimbres, Falla El Jabalí, y Falla Las Palomas, las cuales constituyen la evidencia directa de la última reactivación de la Falla de San Marcos (Figura 2b). El conjunto de fallas subhorizontales con desplazamiento inverso dentro de los anticlinales de San Marcos-Pinos y El Granizo, se encuentran asociadas al desarrollo de estas estructuras plegadas y ya fueron abordadas en la sección anterior.

El análisis realizado sobre la traza de la FSM se basó principalmente en las relaciones estratigráficas que registraron su actividad ya que muestra conspicuas evidencias estructurales a escala de afloramiento. Por esta razón, la interpretación de los desplazamientos de la FSM se basa primordialmente en la distribución de las diversas unidades estratigráficas (capas jurásicas y Formación San Marcos) asociados a su actividad, desde su instauración hasta los diversos periodos de reactivación.

A nivel local es posible discernir entre las diferentes etapas de deformación con base en la relación geométrico-espacial de las estructuras y la distribución de las secuencias sedimentarias en respuesta a los altos y bajos estructurales controlados por la actividad del sistema de fallas que convergen en el área del Puerto de las sierras La Fragua, El Granizo y San Marcos-Pinos.

Falla El Mimbres (FM)

La Falla El Mimbres es una amplia zona de brecha de falla de aproximadamente 200 m de espesor con geometría trenzada, localizada en el sector sureste de la Sierra La

Fragua (Figura 17c). Esta discontinuidad afecta a las rocas calcáreas de la Formación Aurora, generando una amplia zona de falla compuesta por fragmentos angulosos de caliza (brecha tectónica) cementados por material calcáreo, orientada paralelamente a la línea de charnela del Anticlinal La Fragua-El Granizo (WNW-ESE); sin embargo, esta estructura se vuelve difusa hacia el oriente ya que no se observó una continuidad de la brecha hacia la Sierra El Granizo, lo que podría sugerir una frontera estructural importante entre estas dos sierras.

No se observaron indicadores cinemáticos contundentes para determinar la cinemática de la falla. Por un lado, se documentaron planos de falla con estrías laterales e indicadores dextrales cortados por fallas con estrías verticales. La existencia de indicadores laterales sinestrales también se encuentran presentes, sin embargo, es importante resaltar que es una zona amplia de falla reactivada en la cual no es posible inferir que el movimiento lateral es dominante, puesto que esto no se refleja en desplazamientos mayores de las estructuras que corta. Los indicadores de desplazamiento vertical son más sistemáticos y claros, por lo que se infiere que la componente principal de la FM es vertical. Tomando en cuenta su orientación, la FM guarda una relación de paralelismo con la FSM, por lo que se le considera una evidencia de reactivación de esta última más de tipo inverso, sobre todo mejor reconocida en la región de Potrero Colorado, donde rocas clásticas jurásicas continentales están sobrepuestas sobre rocas calcáreas marinas del Aptiano (Chávez-Cabello, 2005).

Falla Las Palomas (FLP)

La Falla Las Palomas se localiza al noreste del ejido Estanque Palomas, en el extremo oriental de la Sierra El Granizo (Figuras 21b y 21c). La FLP coincide con la traza de la FSM con una orientación general WNW-ESE, con una inclinación entre 70 y 90° al NE, y una geometría curva que coincide con la geometría del extremo oriente de la Sierra El Granizo.

Una estructura cortada por la FLP es el Anticlinal San Marcos-Pinos como se había descrito anteriormente. En el mapa geológico se observa que este anticlinal se encuentra interrumpido en su extremo sur, donde las capas jurásicas que constituyen el núcleo de esta estructura son interrumpidas.

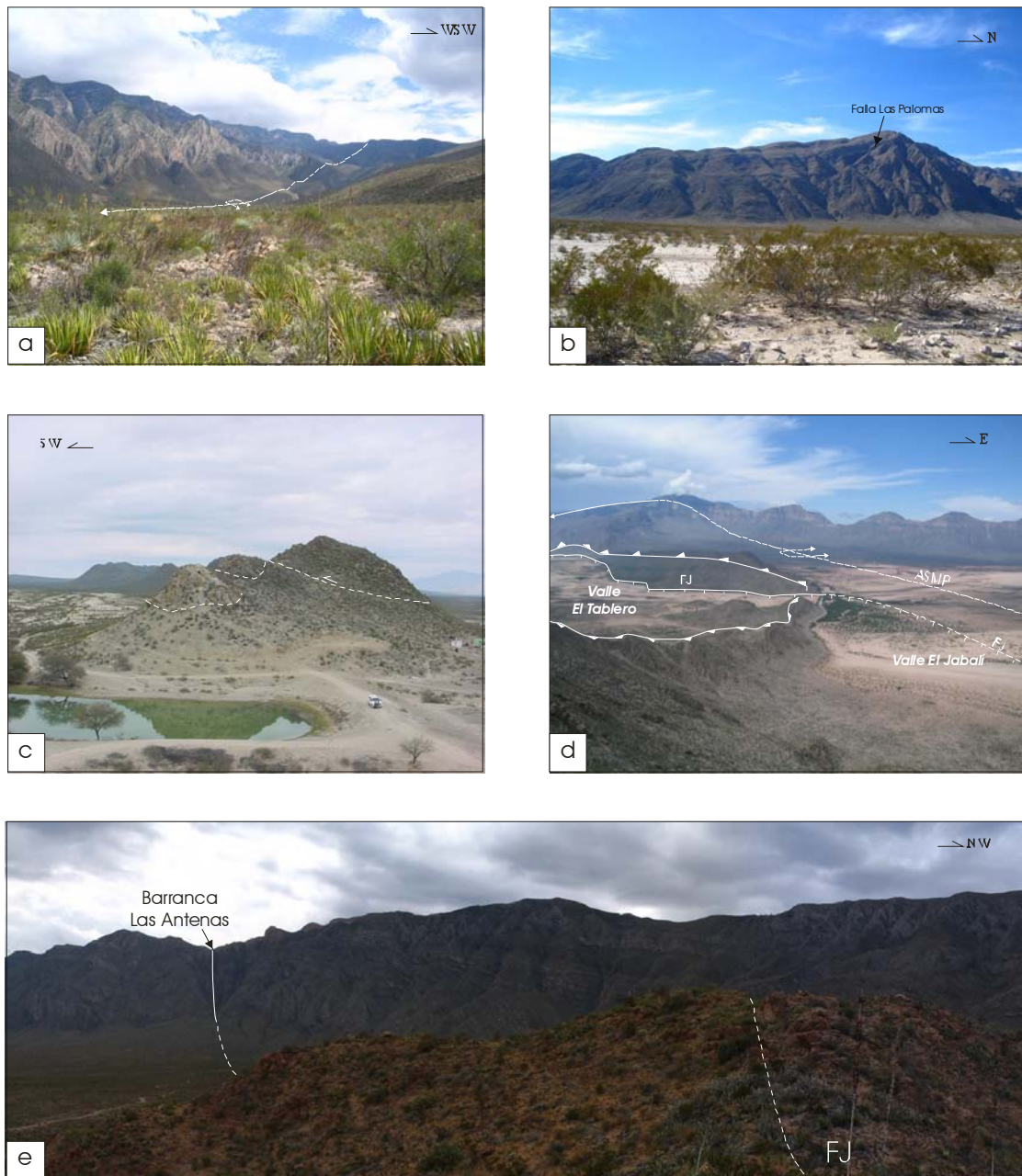


Figura 21. (a) Fotografía panorámica del Sinclinal Atalaya; este pliegue de escala kilométrica tiene una geometría asimétrica, con dirección de transporte hacia el W, y se observa en el extremo norte de la Sierra de San Marcos-Pinos. (b) Vista del extremo sureste de la Sierra El Granizo en la cual se observa un rasgo lineal muy claro que corresponde a la Falla Las Palomas, dentro de la Formación Aurora. (c) Lente de caliza de la Formación Aurora sobre lutitas de la Formación Indidura, en el poblado Las Palomas. (d) Panorama de los valles El Jabalí y El Tablero, donde se observa al Anticlinal San Marcos-Pinos (ASMP) con la cabalgadura asociada al pliegue y siendo cortada por la falla vertical El Jabalí (FJ), que en este sector tiene una dirección N-S. (e) Barranca Las Antenas, en el flanco norte de la Sierra El Granizo. La Falla El Jabalí (FJ) penetra el flanco NE la Sierra El Granizo con un rumbo casi NW-SE, afectando a la secuencia cretácica y a las capas jurásicas en el flanco norte de la sierra (primer plano).

Así mismo, la FLP corta a las fallas subhorizontales asociadas al Sinclinal Las Palomas, donde la evidencia mas clara de su cinemática predominantemente vertical es el contacto entre la pizarra y cuarcita de la Formación Las Delicias con los lechos rojos jurásicos, los cuales a su vez se encuentran en contacto por falla con la Formación Aurora. En la figura 20 se ilustra una localidad donde se observa una amplia zona de brecha de falla de más de 5 m de espesor poniendo en contacto a rocas de las Capas Las Palomas, al norte, con la Formación Aurora, al sur. Estas relaciones estratigráficas indican que las rocas que se encuentran del lado de la Cuenca de Sabinas ascienden con respecto a las rocas que se localizan en el Bloque de Coahuila, si consideramos que esta traza corresponde a una inversión de la antigua FSM.

Falla El Jabalí (FJ)

La Falla El Jabalí (FJ) es una falla de alto ángulo inclinada hacia el oeste que afecta la secuencia cretácica, generando un desnivel estructural y estratigráfico en la zona. En la falda suroeste de la Sierra San Marcos y Pinos se documentó una zona de brecha de falla en capas de caliza con orientación casi N-S que corresponde a la FJ. Así mismo, se observaron algunos indicadores de desplazamiento normal, con el bloque del alto localizado al oeste de la FJ.

La traza de la FJ se extiende hacia el sur y tiene una expresión morfológica que se extiende hacia la Barranca Las Antenas en la falda norte de la Sierra El Granizo, cambiando su orientación hacia el NW-SE, donde se observaron zonas discretas de brecha de falla con conspicuos indicadores cinemáticos (Figura 21e). Sin embargo, las relaciones estratigráficas de los paquetes de roca entre la falda norte de la Sierra El Granizo y el Valle El Jabalí indican que el bloque que cae se localiza al sur de la FJ, como se ilustra en la sección B-B''. Así mismo, en la falda norte de la Sierra El Granizo se identificaron estructuras dúplex con transporte tectónico hacia el norte, cuya continuidad se encuentra interrumpida por un desplazamiento casi vertical que se extiende hacia la parte central de dicha sierra.

La FJ es importante en el control estructural de esta zona tanto en su sección norte como en la sur. Como se puede observar en el mapa geológico, su actividad se evidencia por el acuñamiento abrupto de las rocas calcáreas cretácicas con la consecuente

5. DISCUSIÓN

En el área del Puerto de La Fragua convergen estructuras de distintas generaciones con relaciones geométrico-espaciales complejas, las cuales son resultado de una evolución estructural que incluye una historia pre-Laramídica y Laramídica. En esta tesis se recolectó información geológica enfocada a caracterizar las estructuras laramídicas, mientras que los eventos más antiguos que afectan a las rocas mesozoicas se describen a partir de los trabajos realizados en el área y en algunas observaciones de campo. La historia de deformación pre-Laramídica, que involucra a las rocas pre-mesozoicas, no se abordaron en detalle en este apartado puesto que su exposición es escasa dentro del área de estudio.

El evento mesozoico más antiguo corresponde a la instauración de la Falla de San Marcos (FSM), el cual no tiene su mejor expresión estructural en el área de estudio, pero sí un registro estratigráfico que de acuerdo con un análisis estratigráfico detallado realizado por McKee *et al.* (1984, 1990) evidencia su actividad inicial. Los autores documentaron de manera detallada la cuña clástica jurásica de casi 2000 m de espesor acumulada al sur del Valle El Jabalí, la cual, define el tiempo de instauración de la FSM (Figura 22-1).

La distribución y variación vertical de facies de los 2000 m de capas jurásicas, registra periodos intermitentes de actividad dentro de la etapa de instauración de la FSM en el borde norte del Bloque de Coahuila. La columna jurásica tiene desde su base ~1600 m de conglomerado y arenisca, agrupados como Capas Las Palomas y Capas Sierra El Granizo, que indican una primera etapa de actividad de la FSM. El depósito de los restantes 400 m de las Capas Tanque Cuatro Palmas es interpretado como un periodo de quietud tectónica relativa, dando lugar al desarrollo de secuencias marinas de grano fino sin los conglomerados que caracterizan a las capas que le subyacen.

Para el tiempo de instauración de la FSM no existe un dato preciso, ya que el registro paleontológico es pobre en las capas jurásicas. Sin embargo, en la capa más joven de la secuencia (Capas Tanque Cuatro Palmas) se encontró amonitas tithonianas (McKee *et al.* 1990). Por otro lado, la edad del granitoide más joven dentro del Valle El Jabalí, el cual forma parte del basamento local, es de 242 ± 2 Ma (edad Rb-Sr en

muscovita-roca total, McKee *et al.*, 1990). Estos datos en conjunto constriñen la edad de instauración de la FSM entre el Triásico y el Jurásico Tardío.

La cinemática inicial de la FSM no ha sido claramente definida, debido a que la sobreposición de estructuras más jóvenes junto con las escasas exposiciones de las rocas de basamento oblitera las estructuras originales de esta falla. McKee *et al.* (1990) reportan la presencia de al menos dos granitoides que muestran deformación con presencia de brechas y planos de cizalla posiblemente asociados a la primera actividad de la FSM. En este trabajo se identificaron granitoides deformados, con desarrollo de planos de cizalla subparalelos a la traza regional de la FSM, aunque estos afloramientos de basamento son muy escasos y en muchos de los casos son muy pequeños y se encuentran muy intemperizados, por lo que es difícil establecer con certidumbre el tipo de desplazamiento que acomodó la FSM es su etapa de instauración.

Fuera del área de estudio, en la parte poniente de la Sierra La Fragua, en la localidad de Potrero Colorado, Chávez-Cabello (2005) documentó fallas normales reactivadas con componente lateral derecha sin-sedimentarias al depósito de las Capas Tanque Cuatro Palmas y los depósitos eólicos de las Capas Colorado, y considera que estas estructuras son más determinantes que las observadas en los valles El Jabalí y San Marcos para establecer una cinemática lateral derecha para un tiempo pre-Neocomiano.

Adicionalmente, Chavez Cabello *et al.* (2005), sugieren que la FSM debió tener un comportamiento más de tipo normal, con base en que la mayoría de las fallas presentes en las rocas jurásicas en Potrero Colorado son de este tipo, así como por la existencia de variaciones amplias de facies y espesores de las capas jurásicas entre el Valle de San Marcos y Potrero Colorado, las cuales debieron estar controladas por un escarpe de falla mayor posiblemente de tipo normal. Además, interpretan que la relación ortogonal de ejes de pliegues laramídicos en la zona está controlada por la reactivación de estas mismas fallas. Finalmente, establecen que tanto las fallas normales vistas en Potrero Colorado como las variaciones de facies y los estilos de deformación laramídicos presentes, parecen ser más congruentes con un arreglo de fallas extensionales, con fallas de transferencia ortogonales, que con un sistemas de fallas laterales donde las fallas subordinadas difícilmente alcanzan relaciones ortogonales como son los rasgos heredados que se observan en la parte sur de la Cuenca de Sabinas.

Sin embargo, en este trabajo, de acuerdo a las relaciones estratigráficas y la distribución de los lechos rojos jurásicos en los valles El Jabalí y San Marcos, se considera que la FSM tuvo una componente normal dominante durante su instauración (Figura 22-1), y que la diferencia en la cinemática observada en Potrero Colorado puede explicarse por cambios en la orientación de la traza principal de la FSM, o bien, por el desarrollo de bloques tectónicos controlados por fallas secundarias del sistema FSM, lo que les permitió actuar como entidades tectónicas localmente independientes.

Para el Neocomiano, el depósito discordante de aproximadamente 1000 m de arenisca conglomerática de la Formación San Marcos indica el primer período de reactivación de la FSM (McKee *et al.*, 1990). Esta secuencia fue depositada en un ambiente continental, a diferencia de las Capas Tanque Cuatro Palmas que le subyacen, por lo que marca un cambio abrupto en el tipo de ambiente de depósito con la ocurrencia de abanicos aluviales y planicies de inundación durante el Neocomiano. Este paquete clástico se distribuye a lo largo de la parte norte de la traza de la FSM, en el núcleo del Anticlinal San Marcos-Pinos. De acuerdo con McKee *et al.* (1990), el depósito de esta secuencia clástica se originó en escarpes desarrollados durante un primer periodo de reactivación extensiva de la FSM. El bloque de alto se localiza al norte de la FSM, cuyo desplazamiento normal contribuyó al desarrollo de la Cuenca de Sabinas; mientras que el bloque del bajo continuó como un elemento positivo, la Isla de Coahuila, impidiendo que tanto las capas jurásicas como la arenisca conglomerática de la Formación San Marcos formaran parte del registro estratigráfico de este elemento paleogeográfico (Figura 22-2).

En Potrero Colorado se documentó un sistema de pilares y fosas con orientación principal NW-SE que cortan tanto a las capas jurásicas como a la Formación San Marcos pero que son cubiertas discordantemente por la Formación Cupido. Esto permite restringir temporalmente la primera reactivación normal de la FSM entre el Tithoniano tardío al Hauteriviano.

La Isla de Coahuila permaneció como un alto estructural estable durante gran parte del Mesozoico (Figura 22-3). La estabilidad tectónica permitió el desarrollo de grandes plataformas marinas donde se depositó las caliza arrecifal de la Formación Cupido entre el Barremiano y Aptiano. Para el Aptiano medio a tardío se depositó concordantemente la lutita de la Formación La Peña en un ambiente de plataforma de

facies subarrecifal en la Cuenca de Sabinas, que por su distribución regional indica una trasgresión mayor que inundó toda la región. Sobre el Bloque de Coahuila esta unidad es correlacionable con la Formación Las Uvas que corresponde al primer paquete marino del Cretácico que sobreyace discordantemente a las rocas del basamento en esta región. Finalmente, durante el Albiano, la caliza de la Formación Aurora se acumuló en facies marinas someras demarcando la segunda mayor fase de plataforma carbonatada cretácica desarrollada en esta región y cambiando lateralmente a facies evaporíticas (Formación Acatita) y a lutitas calcáreas del Grupo Washita, para finales del Cretácico Tardío hacia el centro de la Cuenca de Sabinas.

La historia de las estructuras laramídicas comienza en el límite entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno. En este trabajo se muestra evidencia de dos fases de deformación por acortamiento asociadas al evento laramídico. La primera fase de la deformación laramídica corresponde a una tectónica de cobertura puesto que se observa solamente en la cubierta mesozoica, mientras que la segunda involucra a antiguas estructuras del basamento.

La primera fase de la deformación laramídica muestra diferentes estilos controlados tanto por la litología como la variación en el espesor de la columna estratigráfica. Por ejemplo, en capas gruesas de caliza se observan pliegues por doblez de falla como en el caso de las sierras La Fragua y El Granizo; pliegues por propagación de falla como el Anticlinal San Marcos-Pinos (ASMP) desarrollado en calizas; o bien, pliegues asimétricos tipo chevron y kink asociados a fallas inversas de bajo ángulo en lutitas y areniscas de la Formación Indidura dentro del Sinclinal Las Palomas (SLP). Todas estas estructuras se orientan de manera general WNW-ESE con excepción del ASMP, que está orientado NNW-SSE (Figura 22-4).

Sin embargo, de acuerdo con los datos estructurales recolectados en campo, las estructuras generadas en la primera fase de la deformación laramídica muestran direcciones de transporte opuestas. Por un lado, los pliegues por doblez de falla del AFG muestran una vergencia hacia el NNE, mientras que los pliegues tipo kink y chevron de SLP, en asociación con las fallas inversas, muestran una vergencia hacia el SW.

Aunque existe una aparente inconsistencia cinemática, ambas estructuras coinciden en una dirección de acortamiento máximo NNE-SSW que pudo dar como

resultado el desarrollo de un par conjugado de fallas subhorizontales que explica el desarrollo de estas estructuras con vergencias opuestas. Así mismo, las diferencias en la respuesta mecánica de las rocas a la deformación, determinado por la distribución de diversas facies sedimentarias, pudo haber jugado un papel determinante en el desarrollo de estas estructuras (Figura 22-4). Además, la orientación oblicua de la ASMP probablemente fue controlada también por las diferencias en distribución de las facies sedimentarias, las cuales coinciden con la ubicación de los límites estructurales que se discutirán a continuación.

La segunda fase de la deformación laramídica involucró la inversión cinemática de las fallas de basamento, generando estructuras plegadas tipo pliegue en caja (*drape folds*) y zonas de falla quebradizas que cortan las estructuras más antiguas (Figura 22-5). Los límites de basamento que fueron reactivados durante esta segunda fase de la deformación laramídica son fallas Las Palomas (FLP), El Mimbres (FM), y El Jabalí (FJ), donde las dos primeras coinciden con la traza regional del sistema FSM, y la tercera aparentemente corresponde a una falla secundaria de este sistema, la cual es cercanamente ortogonal.

Las evidencias más importantes para la segunda reactivación de la FSM durante la segunda fase de la deformación de la Orogenia Laramide son: a) que las reactivaciones ocurrieron a través de las discontinuidades estratigráficas que estarían delimitadas por estas fallas, b) por la existencia del basculamiento hacia el sur de las rampas y superficies de cizalla intracapa (*flats*) de los pliegues por doblez por falla, las cuales teóricamente deberían ser horizontales, y c) la presencia de zonas amplias de falla que cortan las estructuras anteriores, como es el caso de la Falla El Mimbres dentro de la AFG, y El Jabalí en su segmento norte.

En los valles El Jabalí y San Marcos, se observa que el nivel estratigráfico ha sido modificado por desplazamientos verticales fuertes cuya evidencia estructural más determinante es la Falla Las Palomas, donde rocas jurásicas y del basamento se ponen en contacto directo con calizas cretácicas (secciones A-A' y B-B''). Además, esta estructura corta a las estructuras subhorizontales asociadas con el Sinclinal Las Palomas desarrollados en la primera fase de la deformación laramídica, previamente mencionada. A escala regional, este desplazamiento vertical de quizás hasta 2000 m, levantó el bloque

localizado al norte respecto al Bloque de Coahuila, por lo tanto, dio lugar a la inversión de la Cuenca de Sabinas (Figura 22-5).

El basculamiento de las rampas y las superficies de deslizamiento capa a capa de los pliegues por doblez de falla hacia el sur, que en teoría deberían ser subhorizontales y que presentan inclinaciones entre 21° a 27° , es otra evidencia estructural de la inversión de la FSM en la segunda deformación laramídica (Sección C-C'). Localmente se puede asociar este basculamiento al desplazamiento vertical acomodado a lo largo de la Falla El Mimbre, que es paralela a la orientación del eje del AFG, como se observa en el mapa geológico.

Otra disrupción estructural muy notoria se observa en la falda norte de la Sierra El Granizo, donde el eje del ASMP termina contra la Falla Las Palomas, que en este trabajo se ha descrito como una falla vertical (por su expresión topográfica), con el bloque de caída hacia el suroeste como se observa en el mapa geológico y la sección B-B''. A escala de afloramiento es posible observar que las capas jurásicas se encuentran inclinadas hacia el norte, lo cual pudo ser producto de una rotación vertical asociada a la inversión de bloques localmente limitados por la FJ (Figura 22-5).

Por otro lado, McKee *et al.* (1990) establecen que existen ocho pequeños afloramientos de rocas ígneas graníticas en el margen norte de la FSM, dentro del Valle El Jabalí y el Valle de San Marcos, a los cuales considera como basamento deformado inicialmente por la FSM. Sin embargo, Arvizu-Gutiérrez (2003) propone, con base en un estudio paleomagnético local, que los granitoides triásicos no corresponden a un basamento *in situ*, debido a que las direcciones de los polos paleomagnéticos (declinación e inclinación) para cada uno de estos afloramientos son extremadamente variables, es decir, no definen estadísticamente un polo promedio. Con base en lo anterior, sugiere que corresponden a bloques caídos del escarpe generado por la FSM.

La discusión sobre el origen de estas rocas basamentales dentro de los valles El Jabalí y San Marcos se realizó en el capítulo de estratigrafía local, por lo que para efectos de este trabajo se considera que dichas rocas graníticas representan el basamento paleozoico *in situ*. De esta manera, la exposición de roca de basamento a lo largo de la traza de la Falla de San Marcos se puede explicar con grandes desplazamientos verticales que en este caso coinciden con la Falla Las Palomas. Faltaría consolidar este argumento

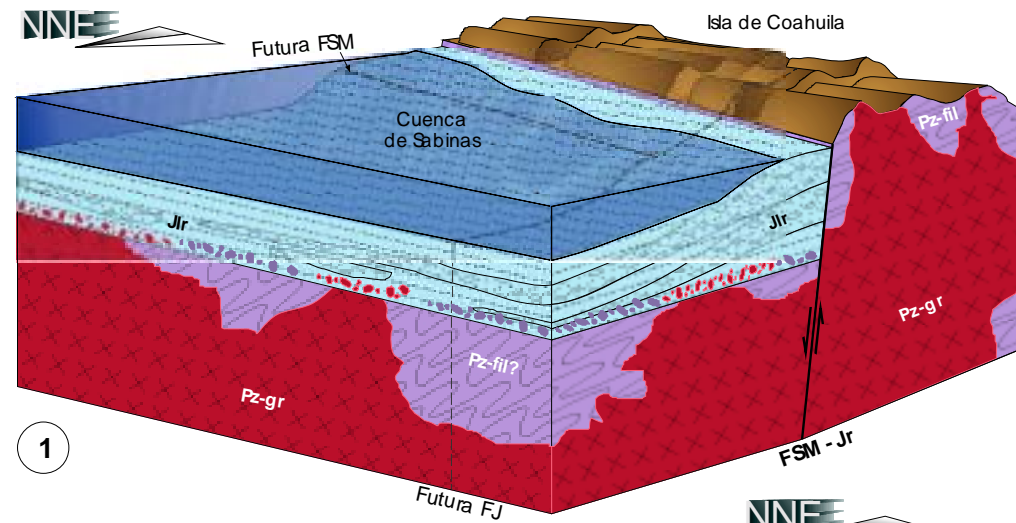
buscando la continuidad del cuerpo ígneo mediante estudios petrográficos y geofísicos, ya que sino es así, las rocas graníticas serían grandes bloques como lo propone Arvizú-Gutiérrez (2003).

El conjunto de fallas del sistema FSM tiene una continuidad discreta dentro del área de estudio, lo cual se observa de manera clara en el mapa geológico. Por ejemplo, la FSM tiene un comportamiento difuso en la zona del puerto La Fragua ya que no es posible tener un seguimiento claro de su traza entre las sierras La Fragua y El Granizo, lo cual se interpreta como una posible zona de relevo en la cual la traza de la FSM brinca al margen norte de la Sierra El Granizo, lugar en el cual afloran las capas jurásicas, las areniscas cretácicas de la Formación San Marcos, los granitoides permo-triásicos, y pizarras y cuarcitas de la Formación Las Delicias, exhumados por grandes desplazamientos verticales.

Las hipótesis a examinar en la presente tesis son determinar si los pliegues regionales del área fueron generados durante una sola fase de deformación compleja que involucra la reactivación de bloques de basamento, o bien, si son producto de dos fases de deformación. De acuerdo con lo que arriba se discute, estas estructuras de acortamiento son el resultado de dos fases distintas, e influenciados por estructuras tectónicas previas a la orogenia Laramide (Figura 22).

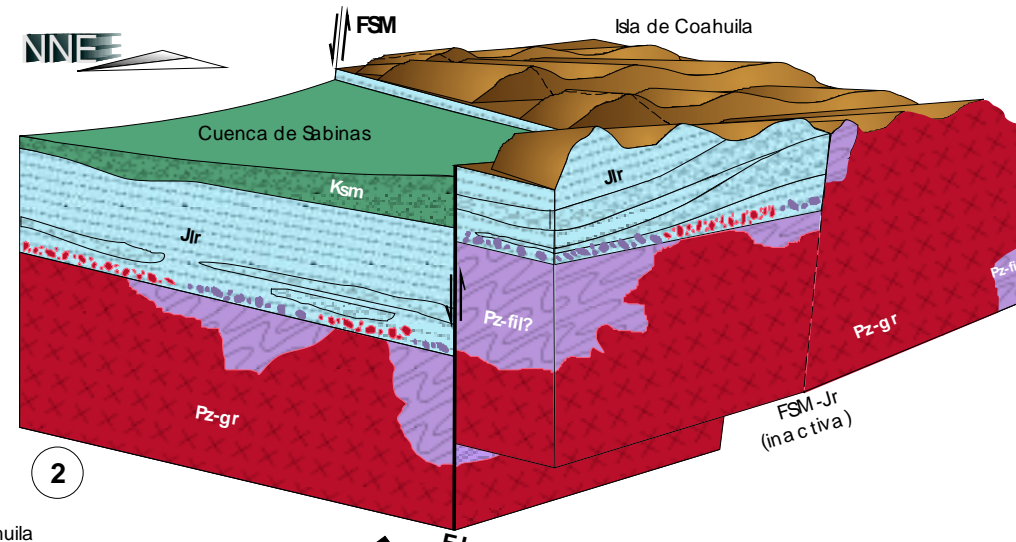
Un dato importante para sostener la hipótesis de trabajo sobre las dos fases de deformación, es que la orientación de las fallas arriba mencionadas coincide con la orientación de los ejes de los pliegues regionales del área formados en la primera fase de

Modelo Evolutivo



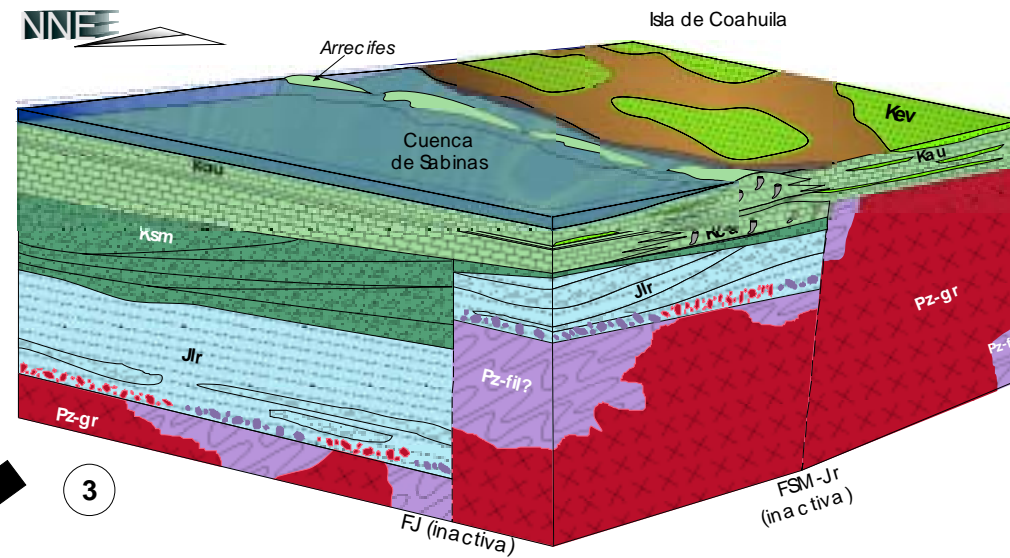
1) Jurásico

- Instauración de la Falla de San Marcos (FSM-Jr).
- Depósito de la cuña clástica jurásica (Jlr), al norte de la FSM, en un ambiente marino.
- (Pz-fil: Secuencia Las Delicias; Pz-gr: Granitoides permo-triásicos).



2) Neocomiano

- Transferencia de desplazamiento al norte de la FSM.
- Depósito de la Fm. San Marcos (Ksm) en la Cuenca de Sabinas, en un ambiente continental
- Instauración contemporánea de la Falla El Jabali (FJ).

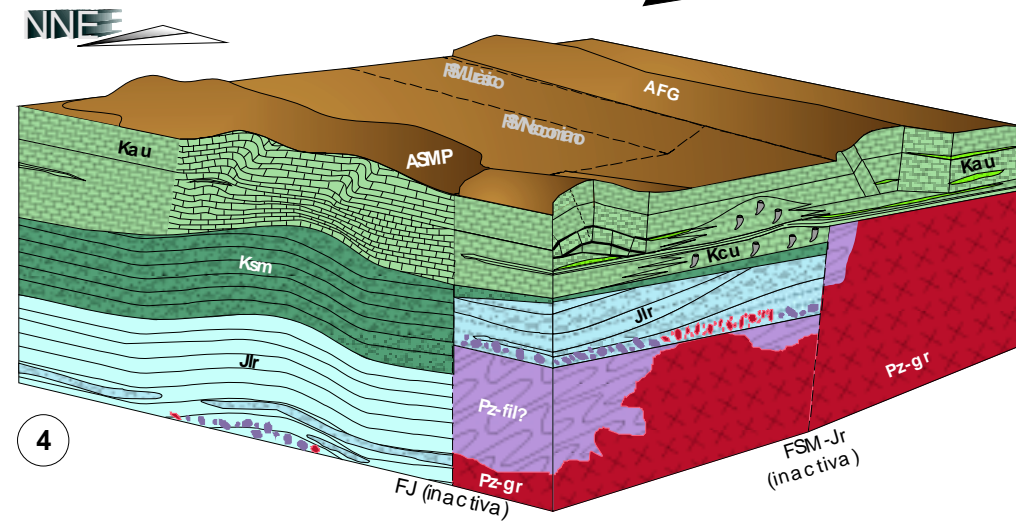


3) Aptiano-Albiano

- Período de estabilidad tectónica.
- Depósito de rocas carbonatadas de plataforma y arrecifales en la Cuenca de Sabinas y en la Isla de Coahuila.
- (Kcu: Fm. Cupido; Kau: Fm. Aurora; Kev: Fm. Acatita)

4) Paleoceno-Eoceno

- Primera fase de la deformación laramídica.
- Desarrollo del Anticlinal La Fragua-El Granizo (AFG).
- Desarrollo del Anticlinal San Marcos-Pinos (ASMP).



5) Oligoceno

- Segunda fase de la deformación laramídica.
- Inversión cinemática de la FSM-Jr y la FJ.
- Generación de pliegue tipo caja (*drape folds*).

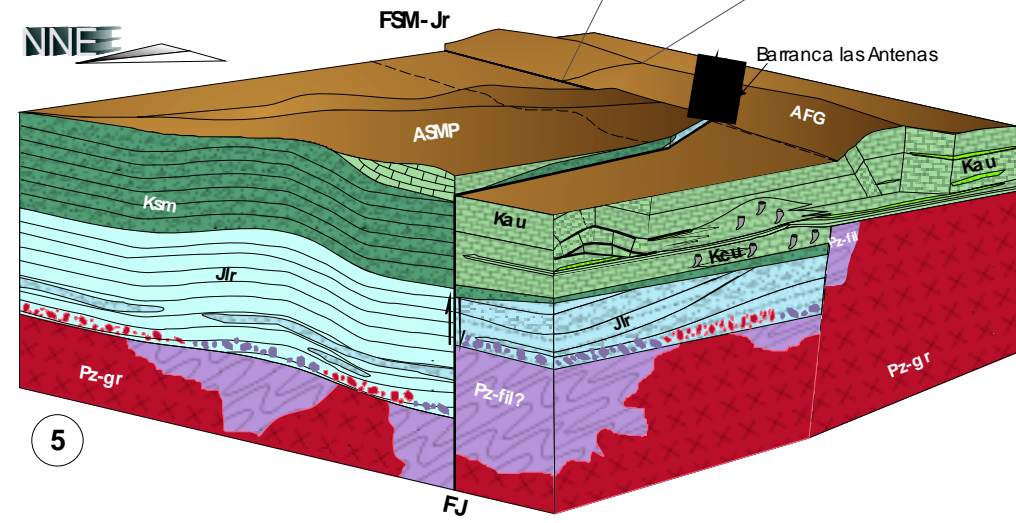


Figura 21

6. CONCLUSIONES

La arquitectura del basamento permo-triásico en la región de Cuatrociénegas, Coahuila, define límites corticales que influyen en el desarrollo de las estructuras laramídicas en superficie. Un ejemplo es la FSM, activa desde por lo menos el Jurásico y con múltiples periodos de reactivación que involucraron inversión en la cinemática de fallas.

Las discontinuidades basales no sólo controlan las estructuras y los dominios geomorfológicos, sino también la distribución de las variaciones laterales y verticales de las secuencias sedimentarias. La presencia de una gruesa cuña clástica al norte de la Isla de Coahuila es una evidencia directa de los grandes movimientos verticales de bloques, que controlaron contemporáneamente la distribución de las facies sedimentarias entre los elementos paleogeográficos mesozoicos.

El Bloque de Coahuila presenta una discordancia horizontal regional que separa rocas permo-triásicas del Arco Las Delicias de carbonatos de plataforma del Cretácico Temprano, por lo que actuó como un rasgo topográfico positivo que operó como el área fuente de los lechos rojos jurásicos y las areniscas de la Formación San Marcos. Estos depósitos asociados al escarpe tectónico generado por la FSM definieron la cuña clástica que se adelgaza y progresa a depósitos de materiales finos hacia el norte, dentro de la Cuenca de Sabinas (Figuras 22-1 y 22-2).

Rocas de plataforma y de facies arrecifales del Aptiano y el Albiano, cubrieron tanto al Bloque de Coahuila como el área al norte (Figura 22-3). Esta secuencia fue acortada durante la Orogenia Laramide, en el Paleoceno y Eoceno, desarrollando pliegues con geometrías clásicas de rampa-superficies de cizalla capa a capa (*flats*) y cabalgaduras de bajo ángulo en una tectónica de cobertura, que en su conjunto indican un transporte tectónico hacia el NNE (Figura 22-4).

En algunos casos, existe divergencia en la orientación, geometría y dirección de transporte en los anticlinales generados durante la primera fase de la deformación laramídica. Sin embargo, se concluyó que esta aparente inconsistencia cinemática es resultado de la diferencia en la respuesta mecánica de las rocas cuya distribución heterogénea corresponde a los cambios laterales y verticales de facies, controlada en parte por la estructura de basamento.

La siguiente fase de la deformación laramídica involucró la inversión cinemática de aquellos límites profundos, resultando en desplazamientos inversos de alto ángulo y pliegues tipo caja (*drape*) (Figura 22-5). Esto evidencia que las discontinuidades estratigráficas efectivamente están controladas por fallas, las cuales cortan a las estructuras de la primera fase de la deformación laramídica durante el Paleógeno, como se describió en los pliegues por doblez de falla basculados y cortados por la Falla El Mimbres, por ejemplo. La Falla El Jabalí, documentada en este trabajo, también jugó un papel importante en la evolución estructural del área ya que delimita bloques con estructuras de orientación divergente, así como diferencias en el nivel estratigráfico local.

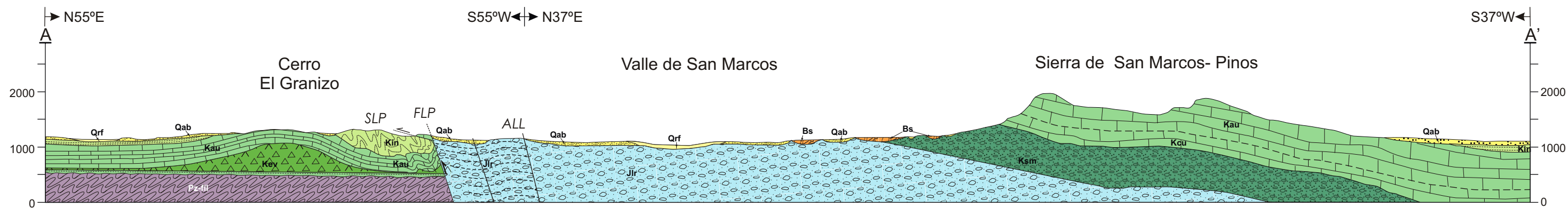
Consecuentemente, la Orogenia Laramide se manifiesta en el área primero con una tectónica de cobertura y, posteriormente, con una tectónica de piel gruesa, ambas controladas por la arquitectura cortical y, subsecuentemente, por la estratigrafía de la región. La problemática que deriva del cambio en el estilo de deformación dentro de un margen temporal y espacial restringido, es comprender el mecanismo que indujo dicho cambio estructural y bajo qué condiciones de frontera se produjo éste. Se podría argumentar que existió una variación en las direcciones de acortamiento como posible causa de aquellos estilos de deformación diferentes; sin embargo, habría que enfatizar la posibilidad de que los dos estilos de deformación contrastantes en su expresión estructural se hayan generado dentro de un mismo régimen tectónico, donde la deformación progresiva es una constante sobre la heterogeneidad heredada del basamento, lo que se traduce en una deformación de la cubierta y la posterior reactivación de discontinuidades profundas. Comprender los detalles de este proceso de transición en la deformación es el paso siguiente para definir la relación entre la tectónica de cobertura y el basamento, no sólo en esta región, sino en el orógeno en general.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, T. H., y Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 941-966.
- Arvizu-Gutiérrez, I.R., 2003, Estudio paleomagnético de los granitoides permo-triásicos y de las Capas Las Palomas (Jurásico Tardío), Valle San Marcos, Coahuila, México: Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Tesis de Licenciatura, 116 p.
- Campa, M.F., 1985, The Mexican Thrust Belt. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: en Howell, D.G., Ed., Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas. Earth Sciences Series, n. 1, p. 200-313.
- Carpenter, D. L., 1997, Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico: Geological Society of American Bulletin, v. 109, n. 10, p. 1321-1332.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico: en Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico, West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, p. 28-36.
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis doctoral, 226 p.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., y González-Naranjo, G.A., 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario: Grandes Fronteras Tectónicas de México, tomo LVII (1), p. 27-52.
- Consultores en Ingeniería Geofísica, 2004, Estudio geofísico en los valles de Cuatrociénegas y El Hundido, Edo. de Coahuila. 39 p.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda G., M. y Marret, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 53, p. 1-26.

- Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas basin in Northeastern Mexico: en C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin, Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir, v. 75, p. 241-270.
- Goldhammer, R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast México: Geological Society of America; en Bartolini, C., Wilson, J. R., y Lawton, T. F. Eds., Sedimentary and tectonic history of North-Central México, Special Paper, v. 340, p. 1-53.
- Goldhammer, R. K., Dunn, P. A., y Lehmann, P. J., 1993, The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, west Texas): Constraints from outcrop data, inverse and forward stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 318-359.
- Grajales-Nishimura, J.M., Terrel, D.J., y Damon, P.E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 42, p.1-18.
- Handschy, J. W. Keller, G. R., y Smith, K. J., 1987, The Ouachita system in northern Mexico: *Tectonics*, v.6, p. 323-330.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montanez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., y Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1010–1029.
- López, R., Cameron, K. L., y Jones, N. W., 2001, Evidence for paleo-Proterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico: *Precambrian Research*, v. 107, p. 195-214.
- McKee, J. W., Jones, N. W., y Long, L. E., 1984, History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico: *Geology*, v. 12, p. 103-107.
- McKee, J. W., Jones, N. W., y Anderson, T. H., 1988, Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico: *Geology*, v. 16, p. 37-40.

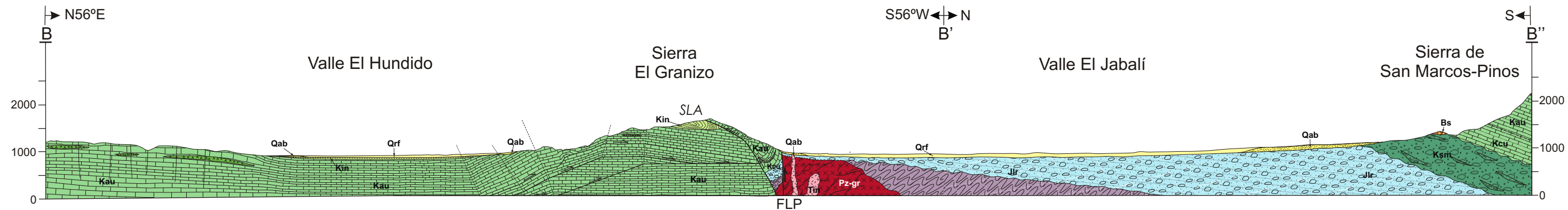
- McKee, J. W., Jones, N. W., y Long, L. E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 593-614.
- McKee, J. W., Jones, N. W., y Anderson, T. H., 1999, Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México: en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, v. 340, p. 161-189.
- Morán-Zenteno, D.J., Silva-Romo, G., y Farias-Vera, H. 1976, Estudio geológico del área de Reforma, Coah.: Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis de Licenciatura, 104 p.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of North México and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Intenacional*, v. 25, p. 157-206.
- Pindell, J.L., y Dewey, J.F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, p. 179-211.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin if Gulf of Mexico basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 419-451.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México: *GSA Special Paper*, v. 278, 153 p.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: *American Journal of Science*, v. 283, p. 684-721.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., y Grajales, J.M., 1999, A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America: en Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper, v. 340, p. 1-58.



0 1000 2000
Escala (m)

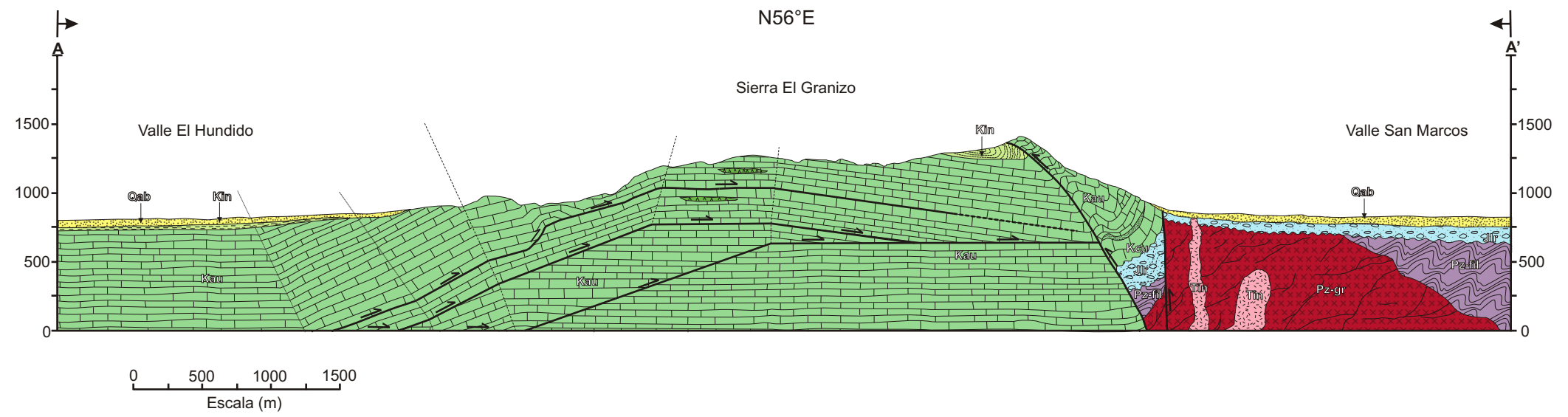
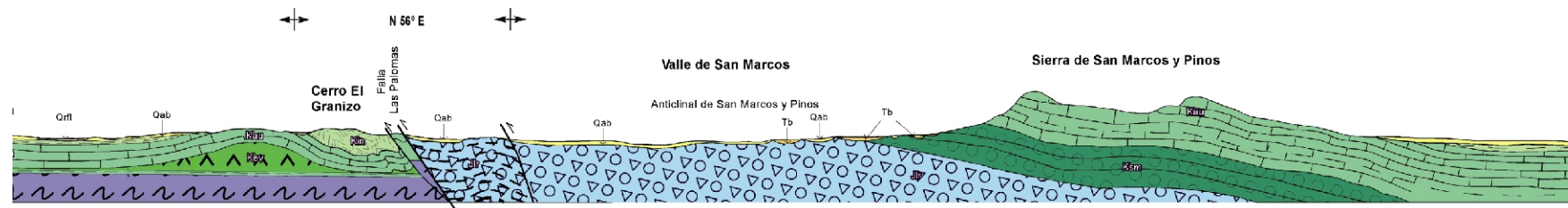
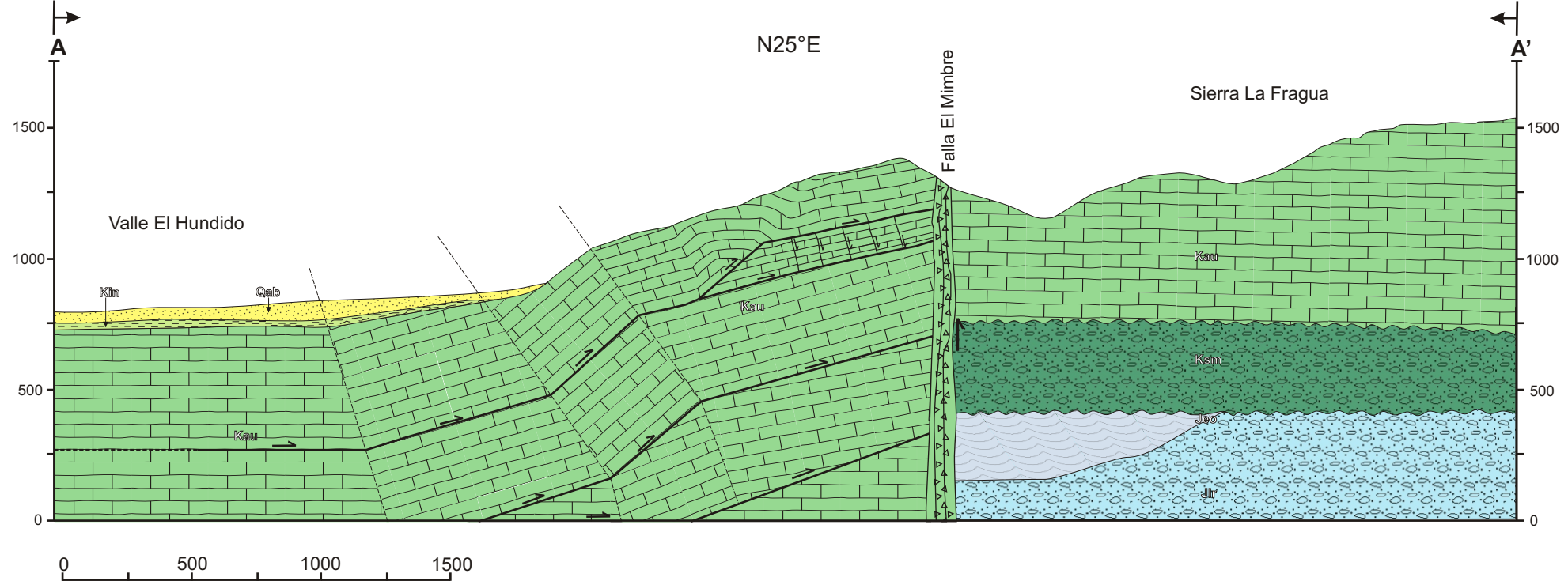
Simbología

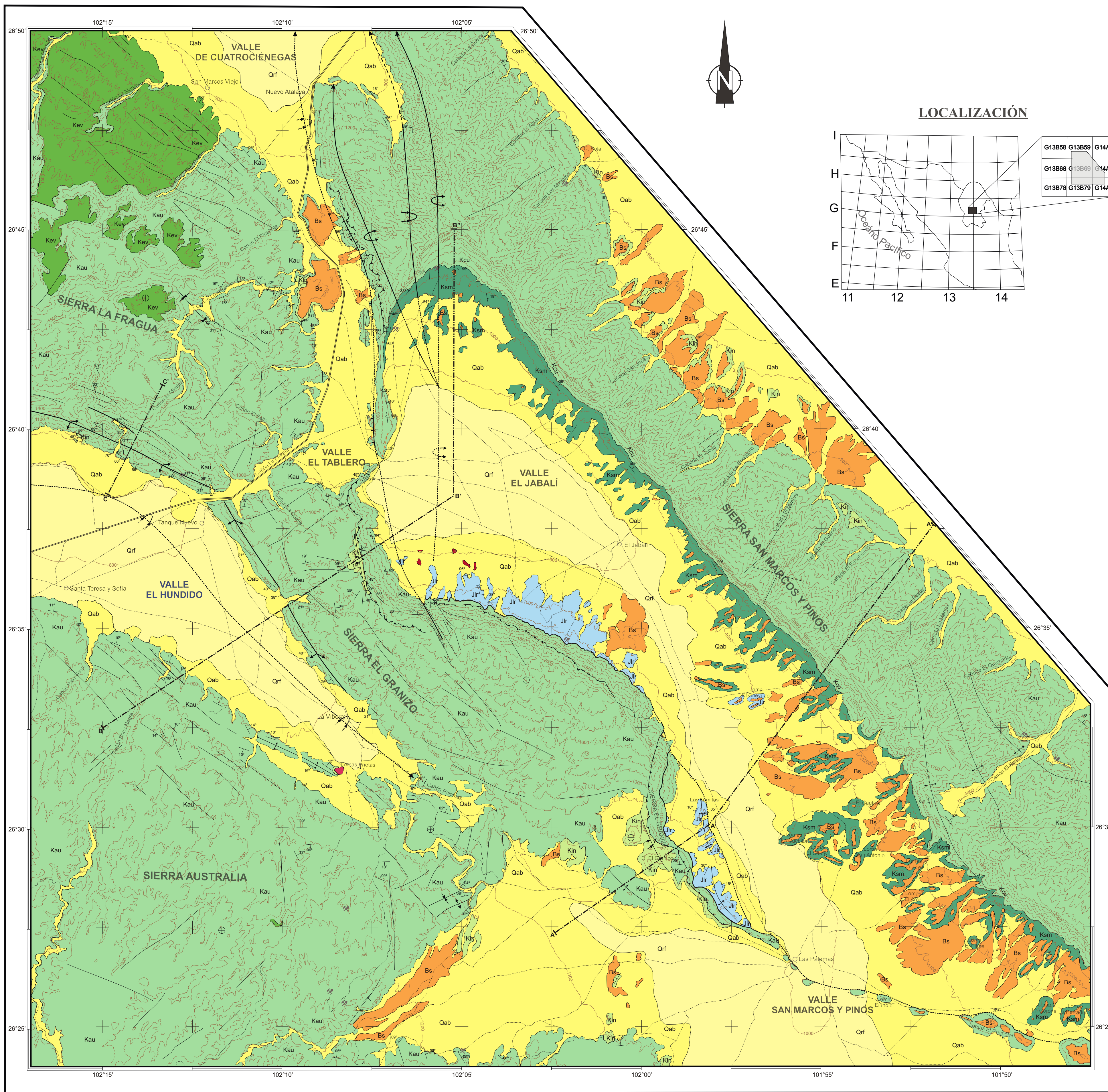
- | | |
|---|------------------------|
| Depósitos fluvio-lacustres | Caliza arrecifal |
| Abanicos aluviales | Arenisca eólica |
| Brecha sedimentaria | Conglomerado |
| Cuerpos intrusivos | Arenisca |
| Lutitas y areniscas | Filitas y metareniscas |
| Evaporitas | Granito foliado |
| Caliza de estratificación delgada a media | |



0 1000 2000 3000
Escala (m)

ANEXO 1. Secciones geológicas A-A' y B-B''. En la figura 15 y en el mapa geológico se muestra la ubicación de las secciones. SLP: Sinclinal Las Palomas; FLP: Falla Las Palomas; ALL: Anticlinal Las Lomitas; SLA: Sinclinal Las Antenas.




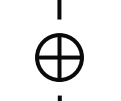
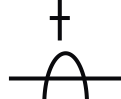

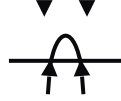

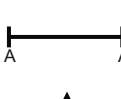
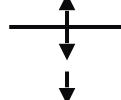
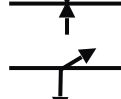

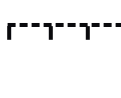





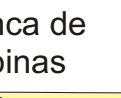
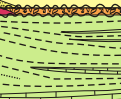


SIMBOLOGÍA


LITOLOGÍA

- Qrf Relleno fluvio lacustre
- Qab Abanicos aluviales
- Bs Brechas sedimentarias
- Derrame basáltico
- Kev Evaporitas
- Kin Fm. Indidura
- Kau Fm. Aurora
- Kcu Fm. Cupido
- Ksm Fm. San Marcos
- Jlr Lechos rojos Jurásicos
- Granitoides Permo-Triásicos?

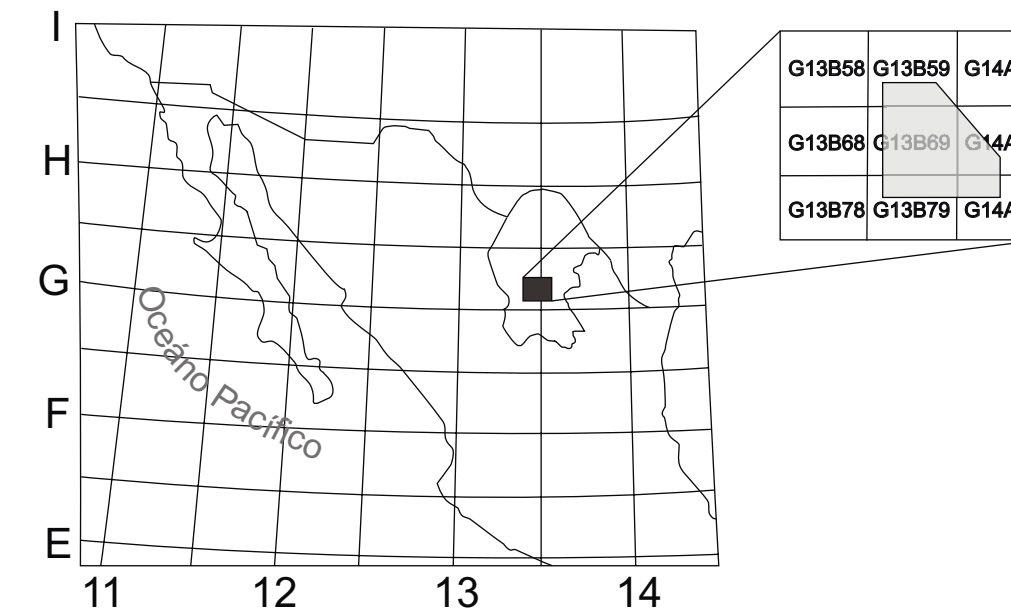
ESTRUCTURAS

-  Rumbo y echado medido
-  Capa invertida
-  Capa horizontal
-  Capa vertical
-  Eje de anticlinal recostado
-  Eje inferido de anticlinal recostado
-  Eje de sinclinal recostado
-  Eje inferido de sinclinal recostado
-  Sección geológica
-  Eje de anticlinal
-  Eje de Sinclinal
-  Eje de anticlinal en caja
-  Falla normal
-  Falla normal inferida
-  Falla inversa
-  Falla vertical
-  Falla vertical inferida
-  Fractura

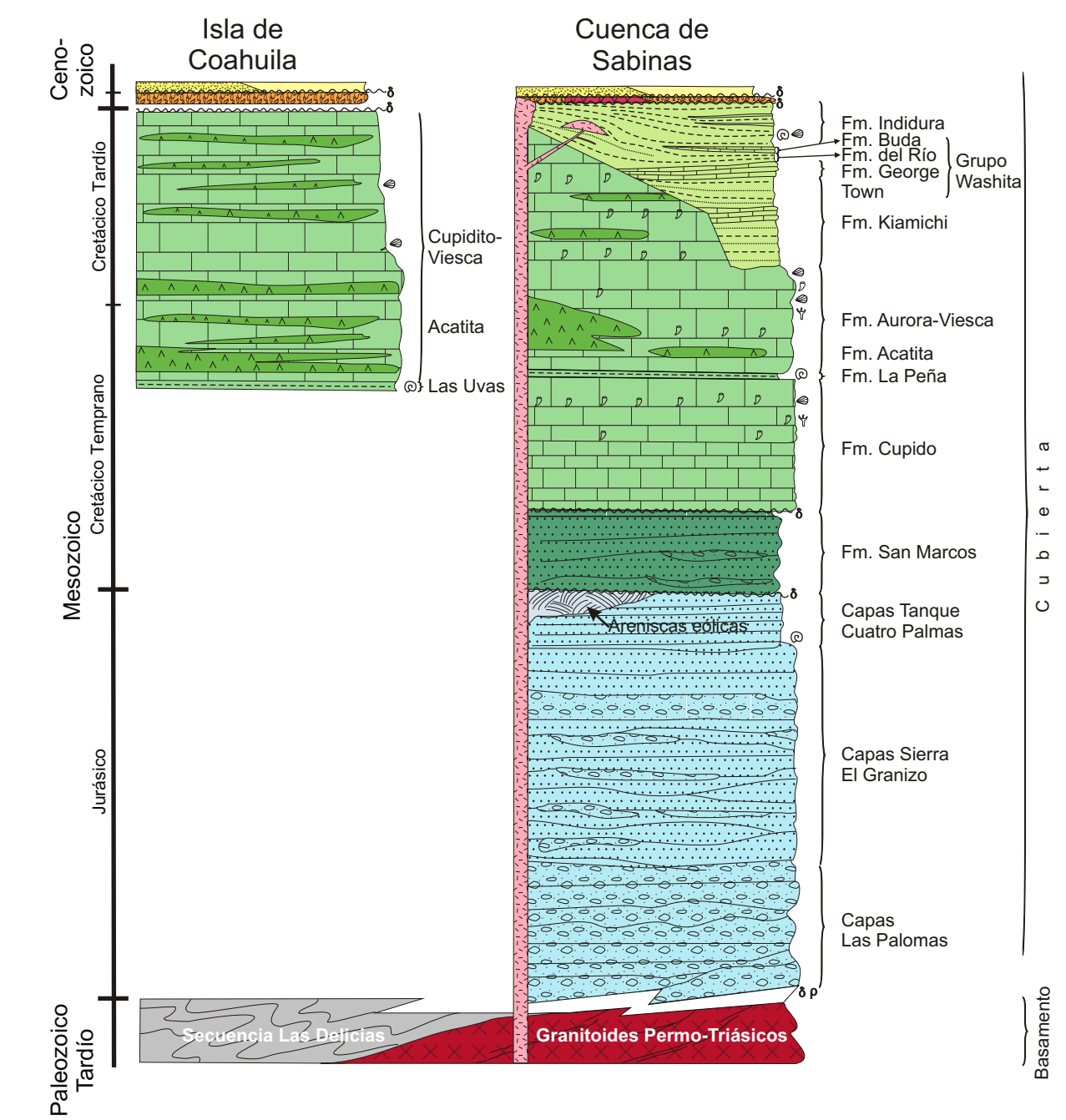
SÍMBOLOS

-  Poblado
-  Mina
-  Carretera
-  Terracería

LOCALIZACIÓN



COLUMNA ESTRATIGRÁFICA *

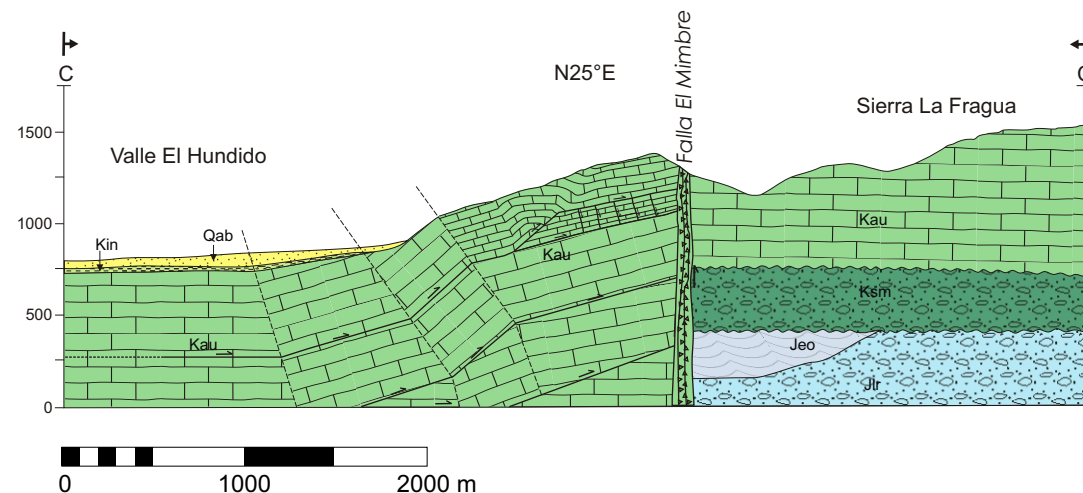
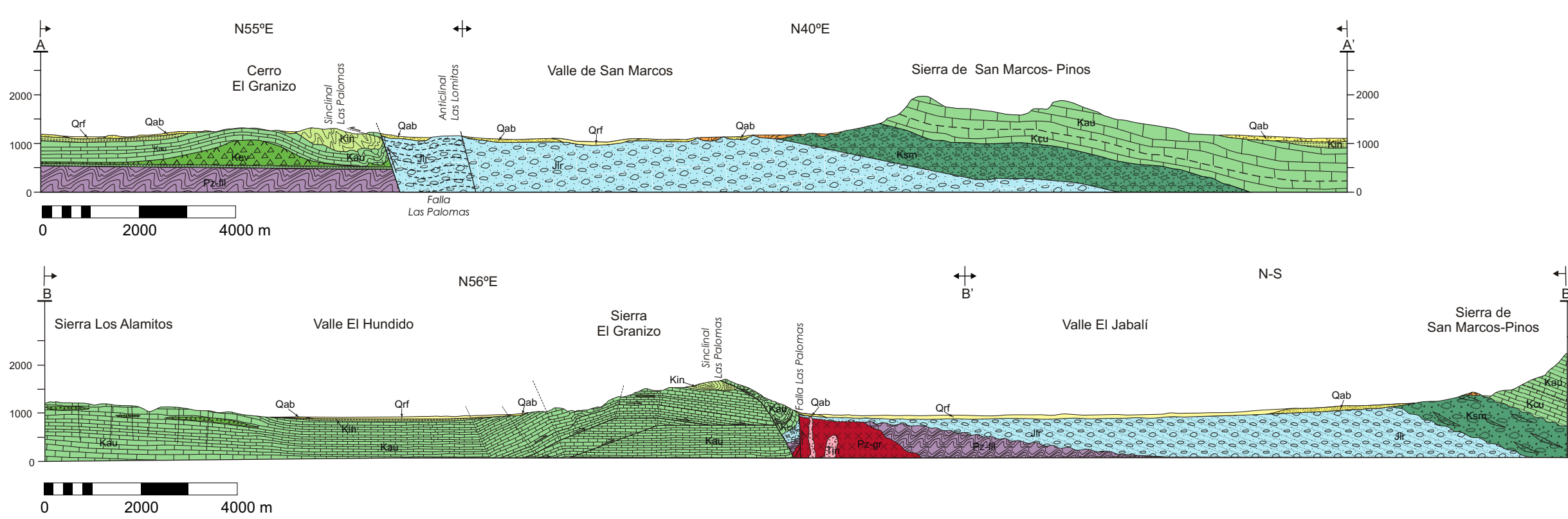


Simbología Columna Estratigráfica

-  Depósitos fluvio-lacustres
-  Abanicos aluviales
-  Brecha sedimentaria
-  Basaltos
-  Cuerpos intrusivos
-  Lutitas y areniscas
-  Evaporitas
-  Caliza de estratificación
-  Caliza arrecifal
-  Arenisca eólica
-  Conglomerado
-  Arenisca
-  Filitas y metareniscas
-  Granito foliado
-  Discordancia erosional
-  Contacto tectónico
-  Amontes
-  Chondrodonta
-  Rudistas
-  Corales

* Espesores relativos

ESCALA 1:100,000
0 5000 m



Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ingeniería

Mapa Geológico del puerto de las sierras
La Fragua, El Granizo y San Marcos-Pinos
en la parte central de Coahuila



Elaborado por:
Daniel Emiliano Bolaños Rodríguez



Septiembre, 2006