



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Estratigrafía y deformación de las
"Capas Cerro La Bruja", cerca de la Falla
de San Marcos, Las Palomas, Coahuila**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Fausto Alonso Manuel

DIRECTOR DE TESIS

Dra. Elisa Fitz Díaz



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2016

CONTENIDO

Agradecimientos

Resumen

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Ubicación.....	3
1.3 Hipótesis.....	4
1.4 Objetivos y Metas.....	4
1.5 Metodología.....	5
2. MARCO GEOLÓGICO.....	8
2.1 Estratigrafía del noreste de México.....	9
I. Unidades del basamento.....	9
II. Estratigrafía de la Plataforma de Coahuila.....	10
III. Estratigrafía de la Cuenca de Sabinas.....	11
2.2 Estructuras mayores del área de estudio.....	15
I. Pliegues.....	15
a) Sierra de San Marcos y Pinos (SSMP).....	15
b) Sierra La Fragua (SLF).....	16
c) Sierra El Granizo (SEG).....	16
II. Falla de San Marcos.....	17
3. MARCO TEÓRICO.....	18
3.1 Cinturones de pliegues y cabalgaduras (CPC).....	18
I. Configuración tectónica de los cinturones de pliegues y cabalgaduras.....	19
a) CPC en un orógeno tipo Andino.....	19
b). CPC en un orógeno tipo Alpino.....	20
II. Estilos de deformación en un cinturón de pliegues y cabalgaduras.....	21
III. Estructuras en un cinturón de pliegues y cabalgaduras de piel delgada.....	22
a) Pliegue por doblez de falla (<i>faul-bend fold</i>).....	22
b) Pliegue por propagación de falla (<i>fault propagation fold</i>).....	23
C) Pliegues despegados (<i>detachment folds</i>).....	25
IV. Estructuras en un cinturón de pliegues y cabalgaduras de piel gruesa.....	25
a) Inversión tectónica de cuencas.....	25
3.2. Plegamiento de rocas estratificadas.....	28
3.3 Cuencas de antepaís.....	29
I. La zona de cuña superior o <i>wedge top</i>	29



II. La zona de cuenca profunda o <i>foredeep</i>	30
III. La zona de levantamiento o <i>forebulge</i>	30
IV. La cuenca tras-abultamiento o <i>back-bulge</i>	30
V. Subsistencia y sedimentación en las cuencas de antepaís.....	30
4. ESTRATIGRAFÍA.....	32
4.1 Antecedentes de la estratigrafía en el área de estudio.....	32
I. Unidades jurásicas.....	32
II. Unidades cretácicas.....	33
4.2 Estratigrafía de las capas Cerro La Bruja (CCLB).....	36
I. Análisis de microfácies.....	43
III. Análisis paleontológico.....	47
4.3 Correlación de las capas Cerro La Bruja con una unidad litoestratigráfica formalmente definida.....	48
I. Formación Indidura.....	49
II. Formación <i>Eagle Ford</i>	50
5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	52
5.1 La Falla de San Marcos (FSM).....	52
I. La Falla de San Marcos en el área de estudio.....	53
5.2 Deformación de las capas Cerro La Bruja.....	58
I. Cálculo de acortamiento en el tren de pliegues tipo <i>chevron</i>	61
I. Estimación del desplazamiento de la Falla de San Marcos (FSM).....	65
6. DISCUSIÓN.....	67
6.1 Desde el punto de vista estratigráfico.....	67
I. Correlación con las formaciones Indidura y <i>Eagle Ford</i>	67
II. Ambiente de depósito de las capas Cerro La Bruja.....	69
a) Datos de microfácies.....	69
b) Acerca de las estructuras sedimentarias en las CCLB.....	74
6.2 Desde el punto de vista estructural.....	76
6.3 Modelo evolutivo del área de estudio.....	77
7. CONCLUSIONES.....	80
REFERENCIAS.....	82
ANEXOS.....	88



LISTA DE FIGURAS

INTRODUCCIÓN	Página
Figura 1: Mapa generalizado tectónico generalizado del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras. Tomado de Fitz-Díaz <i>et al.</i> (2012).	3
Figura 2: Mapa de localización del área de estudio.	4
MARCO GEOLÓGICO	
Figura 3: Modelo digital de elevación donde se muestran los elementos paleogeográficos del noreste de México, en particular los del estado de Coahuila y área adyacentes.	9
Figura 4: Sección que muestra la reconstrucción paleogeográfica del NE de México del Cretácico Tardío, en específico de la Cuenca de Sabinas. Tomada de González-Sánchez <i>et al.</i> (2007).	12
MARCO TEÓRICO	
Figura 5: Imagen satelital de la Sierra Madre Oriental. Representa el elemento fisiográfico de una sección del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.	19
Figura 6: Representación esquemática de los orógenos tipo Alpino y Andino que contienen cinturones de pliegues y cabalgaduras. Tomado de Pluijm y Marshak (2004).	20
Figura 7: Representación esquemática de las zonas de traspaís y antepaís de un cinturón de pliegues y cabalgaduras. Tomado de Pluijm y Marshak (2004).	22
Figura 8: Modelo geométrico-cinemático del pliegue por doblez de falla. Tomado de Fossen (2010).	24
Figura 9: Modelo geométrico-cinemático de un pliegue por propagación de falla. Tomado de Nemçok <i>et al.</i> , 2005.	24
Figura 10: Representación esquemática del desarrollo de pliegues despegados. Tomado de Fossen (2010).	25
Figura 11: Diagrama esquemático del modelo clásico de inversión de cuencas. Tomado de Williams <i>et al.</i> (1989).	26
Figura 12: Representación esquemática de las diferentes geometrías de fallas normales y las estructuras que generan cada una durante la inversión tectónica. Tomado de Nemçok <i>et al.</i> (2005).	27



Figura 13: Geometría de pliegues tipo <i>chevron</i> . Tomado de Fossen (2010).	29
Figura 14: Representación esquemática del sistema de cuencas de antepaís, donde se muestra una vista en planta y sección transversal de las cuatro zonas importantes: Cuña superior (<i>wedge-top</i>), cuenca profunda (<i>foredeep</i>), zona de abultamiento (<i>forebulge</i>) y cuenca tras-abultamiento (<i>backbulge</i>). Traducido de DeCelles y Gilles (1996).	31
ESTRATIGRAFÍA	
Figura 15: Columna estratigráfica sintetizada que correlaciona la Plataforma de Coahuila y la Cuenca de Sabinas en el área de Cuatro Ciénegas y el Valle del Hundido (porción noreste del valle de San Marcos, modificado de Bolaños-Rodríguez, 2006).	35
Figura 16: Conjunto de fotografías tomadas en campo que muestran las litologías que afloran en las capas Cerro La Bruja.	37
Figura 17: Columna estratigráfica a detalle de las capas Cerro La Bruja.	41
Figura 18: Fotografías de afloramiento y de muestras de mano con estratificación <i>hummocky</i> presentes en las capas Cerro La Bruja.	42
Figura 19: Conjunto de fotomicrografías que representan la microfacies A.	44
Figura 20: Conjunto de fotomicrografías que representan la microfacies B.	45
Figura 21: Conjunto de fotomicrografías que representan la microfacies C.	45
Figura 22: Conjunto de fotomicrografías que representan la microfacies D.	46
Figura 23: Conjunto de fotomicrografías que representan la microfacies E.	46
Figura 24: Distribución de los taxones de amonites e inocerámidos recolectados en el área de estudio.	48
Figura 25: Modelo digital de elevación que muestra la distribución de la Formación <i>Eagle Ford</i> en la Cuenca de Sabinas y las zonas donde aflora la Formación Indidura.	51
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	
Figura 26: Modelo digital de elevación de la Plataforma de Coahuila y la Cuenca de Sabinas en el noreste de México que muestra la ubicación de las localidades donde se llevó a cabo el análisis de fallas inversas secundarias al plano de la Falla de San Marcos. Tomado de Chávez-Cabello <i>et al.</i> (2005)	53



Figura 27: Mapa geológico simplificado del área de estudio, en ella se presenta la sección A-A´.	55
Figura 28: Sección geológica A-A´ del área de estudio que ilustra la FSM y su efecto sobre las capas Cerro La Bruja y la yuxtaposición de unidades jurásicas sobre unidades cretácicas a través de un sistema de fallas inversas.	56
Figura 29: Conjunto de fotografías del contacto entre el plano de la Falla de San Marcos y las capas Cerro La Bruja.	57
Figura 30: Análisis estereográfico del plano de la Falla de San Marcos en el área de estudio.	58
Figura 31: Análisis estereográficos y de estructuras de acortamiento en el tren de pliegues tipo <i>chevron</i> que demuestran la actividad de la Falla de San Marcos.	60
Figura 32: Comparación del análisis estereográfico del tren de pliegues <i>chevron</i> y el plano de la Falla de San Marcos.	61
Figura 33: Ejemplo del análisis de acortamiento en un pliegue individual que forma parte del tren de pliegues <i>chevron</i> , utilizando el programa <i>Chevron Folds</i> desarrollado por Vásquez-Serrano (2010).	62
Figura 34: Modelo de Ramsay (1967) que ilustra las consideraciones geométricas para calcular acortamiento subhorizontal ($e2+1$) causado por plegamiento.	63
Figura 35: Análisis de acortamiento de las rocas plegadas de las capas Cerro La Bruja.	64
Figura 36: Estimación del desplazamiento vertical y del plano de la Falla de San Marcos.	66
DISCUSIÓN	
Tabla 1: Tabla comparativa entre las capas Cerro la Bruja, la Formación Indidura y la Formación <i>Eagle Ford</i> .	68
Figura 37: Modelo representativo del ambiente de depósito de las capas Cerro La Bruja, basado en el cinturón de facies de Wilson (1975).	72
Figura 38: Modelo evolutivo sintetizado del área de estudio.	79



Agradecimientos

Antes que nada quiero agradecer a mis padres Elisa Manuel Alcalá y Faustino Alonso Hernández por su apoyo incondicional durante toda mi carrera, por sus consejos y por haber puesto su fe en mí. De igual forma a mis hermanos, David Alonso Manuel y Daniel Alonso Manuel, por las palabras de aliento y el apoyo moral que me brindaron en todo momento. A mi madre, a usted le dedico con todo mi cariño cada renglón de este trabajo, pues fuiste y seguirás siendo la razón de mi esfuerzo. Recordarte que fue tu ejemplo quien me motivó a salir adelante a pesar de las adversidades y que los tiempos malos ya pasaron, pues todo llega para quien sabe esperar.

A la familia Tapia José por abrirme las puertas a su núcleo familiar, en especial a Rosa María Tapia José por haberme brindado su amor incondicional, cariño, apoyo y paciencia durante todo este año de arduo trabajo. Contigo encontré paz y sin duda fuiste un gran apoyo para poder cerrar este ciclo. Demostraste que la paciencia es una virtud, que no todos poseen.

A la familia Mejía González, en especial a la señora Rosa María González Carmona por ofrecerme su casa y haberme tratado como de su familia, por cuidar de mí en los momentos de enfermedad, por los tantos buenos deseos hacia mi persona y por el apoyo fiel e incondicional que tuvo durante este año que elaboré la tesis. Es una deuda que siempre tendré presente. Que Dios la bendiga.

De manera especial a la Dra. Elisa Fitz Díaz y a su proyecto CONACyT 240662 por el apoyo económico con el cual se pudo llevar a cabo este trabajo. Gracias Elisa por haber apostado en mí, por tus enseñanzas, consejos, regaños, por contribuir significativamente en mi formación académica y sobre todo por compartir conmigo el área de Las Palomas. Y de todo corazón te deseo muchas felicidades por lo que se viene.

Al Instituto de Geología de la UNAM por el apoyo económico que me brindó, que sin duda fue una pieza clave para poder realizar este trabajo.

Al Dr. Fernando Nuñez Useche por enseñarme y coordinar el análisis de microfacies, el cual fue indispensable para los objetivos de este proyecto. Gracias Fer por tu amistad y tu apoyo incondicional.



Al Dr. Josep A. Moreno Bedmar, a la Dra. Christina Ifrim de la Universitat Heidelberg y a la Dra. Blanca Estela Margarita Buitr3n Sánchez por su colaboraci3n en la identificaci3n de las especies de amonites e inocerámidos recolectadas en mi área de tesis.

Al Dr. Timothy F. Lawton y a su proyecto CONACYT 240932 por haber apoyado la primera salida de campo.

A Alberto Vásquez Serrano por su apoyo y contribuci3n en el análisis de acortamiento de las capas Cerro La Bruja.

A Rodrigo Guti3rrez por ser un gran amigo y un compañero fiel. Siempre te diste el tiempo para ayudarme con cualquier problema que tuviera, muchas gracias Rodri.

A todos los que me acompañaron en las jornadas de campo al área de Las Palomas, que a pesar de las condiciones adversas del clima siempre trabajaron entusiasmados; Elisa Fitz, Timothy Lawton, Edgar Juárez, Fernando Nuñez, Josep Moreno, Marisa Virreyes, Marco Argaez y Alexis Casados, a todos ustedes gracias.

Al Ing. Alfredo Victoria por ser un gran amigo durante toda la carrera, por compartir siempre una buena charla, buenas experiencias y su apoyo incondicional durante este año de arduo trabajo.

A Joaquín Aparicio Aparicio por su disponibilidad para enseñarme a laminar y supervisar todas las secciones delgadas que realic3.

A Marco Antonio Argaez Martínez por limpiar y preparar los ejemplares de amonites del área de estudio.

Al poblado Estanque Las Palomas por su hospitalidad, en especial al comisario Daniel Martínez Ibarra por su amabilidad durante nuestra estadía.

Muchas gracias a todos,
Fausto Alonso Manuel



Resumen

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) es un elemento tectónico que se extiende desde el noroeste hasta el sureste de México, con una anchura de 500 a 150 km y una orientación general NW-SE, el cual presenta un estilo de deformación dominante de piel delgada. Sin embargo, en el noreste de México, el CPCM presenta un estilo de piel gruesa evidenciado por la presencia de dos fallas inversas regionales de alto ángulo que involucran bloques de basamento: la Falla La Babia y la Falla de San Marcos (FSM). Ésta última estructura corresponde a un sistema de fallas que separa a la Plataforma de Coahuila de la Cuenca de Sabinas. Es sobre la traza de esta falla, en el límite nororiental de la Plataforma de Coahuila, en donde aflora un paquete de rocas calcáreas pelágicas denominado en este trabajo como capas Cerro La Bruja (CCLB). El análisis bio-litoestratigráfico y de microfacies demuestra que las CCLB se depositaron en un ambiente de pie de talud y cuenca con influencia de terrígenos durante el Cenomaniano tardío hasta el Turoniano tardío. Dichas capas se correlacionan con la Formación *Eagle Ford* en la Cuenca de Sabinas hacia el norte, y con la Formación Indidura en la Cuenca de Parras hacia el sur, con las cuales comparte el mismo contenido fosilífero y presenta características litológicas de ambas formaciones.

Las CCLB se acortaron debido a la proximidad con la Falla de San Marcos, con orientación NNW-SSE en el área de estudio, durante su reactivación inversa en el Cretácico tardío-Paleógeno, provocando el desarrollo de una cuña con pliegues predominantemente tipo *chevron*. El análisis de acortamiento de estos pliegues permitió, considerando la inclinación promedio de la falla y relaciones trigonométricas, estimar un desplazamiento mínimo de 1300 m sobre el plano de falla que pone en contacto a las CCLB con la Formación Cupido. Es la primera vez que se utiliza este método para la estimación de desplazamiento de una falla, y el resultado obtenido es consistente con las estimaciones de McKee *et al.* (1990), basadas en la cuantificación de separaciones estratigráficas.



ESTRATIGRAFÍA Y DEFORMACIÓN DE LAS CAPAS CERRO LA BRUJA, CERCA DE LA FALLA SAN MARCOS, LAS PALOMAS, COAHUILA.

1. INTRODUCCIÓN

La configuración tectonoestratigráfica del territorio mexicano es resultado de la unión y fragmentación de elementos corticales del Fanerozoico, derivados de la interacción de Laurentia y Gondwana y más tarde de la acreción de un(os) arco(s) de isla intraoceánico(s) desde el pacífico (Dickinson y Lawton, 2011). Una consecuencia de esta última interacción, es la formación de uno de los rasgos tectónicos más prominentes del oriente de México, el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Campa, 1983), cuya expresión topográfica, a lo largo de más de 1000 km corresponde a la Sierra Madre Oriental (Figura 1). El CPCM involucra principalmente a rocas sedimentarias del Jurásico, Cretácico y del Paleógeno (McBride *et al.*, 1974; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011), aunque localmente también involucra a sucesiones de rocas Triásicas y al basamento cristalino (Chávez-Cabello *et al.* 2005).

Regionalmente, el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano forma parte del antepaís cordillerano que se extiende casi desde Alaska, hasta el Istmo de Tehuantepec (Figura 1), y de acuerdo con Campa (1983) y Campa y Coney (1983) es el resultado de la colisión diacrónica de los terrenos tectonoestratigráficos desde el oeste con los terrenos autóctonos que componen el cratón norteamericano, cuya porción más meridional se ubica en México. Consecuencia de dichos procesos de acreción se formaron la mayor parte de las estructuras que se observan en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Comúnmente se asocia la deformación del CPCM con la Orogenia Laramide (Figura 1) definida por Tweto (1975) en el SW de Estados Unidos. Sin embargo, el estilo de deformación en el CPCM es predominantemente de piel delgada (Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011), contrario a los estilos que caracterizan a las estructuras corticales laramídicas, las cuales involucran a rocas del basamento. En el noreste de México, en la saliente de Monterrey, la deformación se caracteriza por ser de piel delgada y ocurrió por arriba de una zona de despegue localizada en evaporitas del Jurásico Medio (Goldhammer, 1999; Gray y Lawton, 2011).



La saliente de Monterrey se encuentra al sur de dos elementos paleogeográficos importantes en el desarrollo tectónico del noreste de México: La Plataforma de Coahuila y la Cuenca de Sabinas. En los límites norte y sur de la Cuenca de Sabinas, se ha reportado evidencia de estructuras de piel delgada representada por pliegues despegados, los cuales son cortados por fallas inversas de alto ángulo. Por ejemplo la Falla La Babia en la margen norte de la Cuenca de Sabinas (Charleston, 1981) y la Falla de San Marcos en la margen sur (Chávez-Cabello *et al.*, 2005, Bolaños-Rodríguez, 2006). El presente estudio se centra en un segmento de la Falla de San Marcos en el valle de San Marcos e inmediaciones del poblado de Las Palomas (Figura 2). En ésta área la estructura está muy bien expuesta y la evidencia estratigráfica nos permite estimar su desplazamiento vertical durante su última reactivación (McKee *et al.*, 1990). Por esta razón, en este trabajo, en lugar de usar el término deformación laramídica, se prefiere el término deformación/es del Cretácico Tardío-Paleógeno para describir el/los evento/s de acortamiento de las rocas cretácicas del noreste y centro de México.

El área de tesis se localiza en la margen noreste de la Plataforma de Coahuila, la cual es un elemento paleogeográfico del Aptiano-Cenomaniano que se extiende hacia el sur y atraviesa el norte y centro del estado de Coahuila. Su evolución tectónica incluye su origen Jurásico como un pilar tectónico (*horst*) formado durante la apertura del Golfo de México, emergido hasta el Aptiano y pasa de ser una plataforma poco profunda a una zona de ahogamiento en el Aptiano tardío-Cenomaniano temprano (Goldhammer, 1999). La plataforma o bloque de Coahuila está delimitado hacia el norte por la Falla de San Marcos y de acuerdo con Anderson y Schmidt (1983), al sur por la gran Falla Mojave-Sonora, aunque no hay evidencia expuesta de esta estructura y su ubicación es ambigua.

Éste trabajo busca un mejor entendimiento de la última reactivación de la Falla de San Marcos en el área de Las Palomas, a través de un estudio estructural de detalle que permita documentar la cinemática de esta estructura y constreñir su edad mediante la estratigrafía a detalle de las capas Cerro La Bruja en la terminación sur de la sierra El Granizo. También se pretende comprender mejor las condiciones paleoambientales que gobernaron el depósito de dichas capas para poder correlacionarlas con otros depósitos contemporáneos al sur y al este de la Plataforma de Coahuila, en las cuencas de Parras y La Popa.



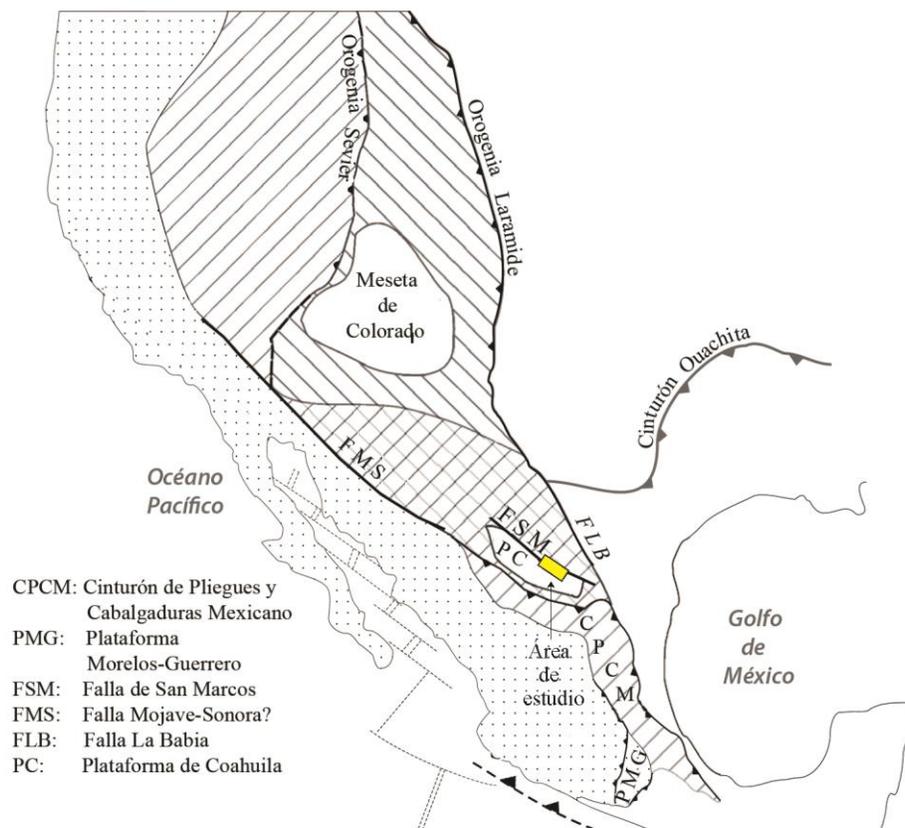


Figura 1. Mapa tectónico generalizado del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras, el cual muestra las provincias geológicas y estructuras regionales que lo componen. Tomado de Fitz-Díaz *et al.* (2012).

1.1 Ubicación

Geográficamente el área de estudio se localiza en la porción sur del estado de Coahuila, entre las ciudades Monclova y Torreón, entre las coordenadas geográficas $26^{\circ}29'08''$ - $26^{\circ}30'35''$ latitud Norte y $102^{\circ}00'50''$ - $101^{\circ}58'56''$ longitud Oeste (Figura 2), delimitando un área de 10 km^2 aproximadamente. Está incluida en cuatro cartas topográficas de INEGI en escala 1:50000; Tanque Nuevo (G13B69), Sierra Los Alamitos (G13B79), Reforma (G14A61) y Las Palomas (G14A71).

Geológicamente el área de estudio se localiza en la provincia tectónica del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, sobre la margen nororiental de la Plataforma de Coahuila, al sureste de la sierra El Granizo cerca de la traza de la Falla de San Marcos, en el límite Plataforma de Coahuila-Cuenca de Sabinas (Figura 2).



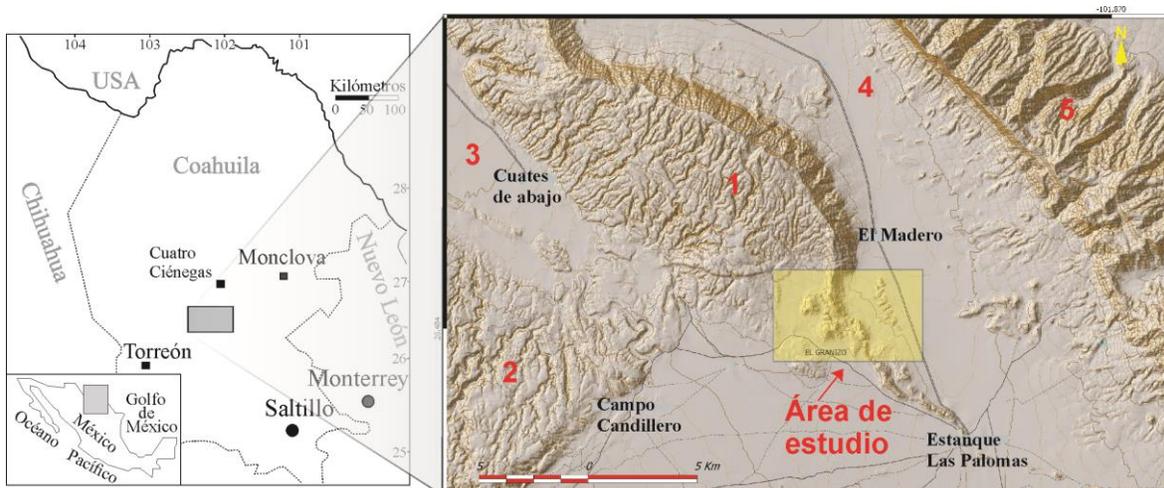


Figura 2. Mapa de localización del área de estudio; en a) localización geográfica y en b) el modelo digital de elevación donde se muestran los principales elementos morfológicos aledaños al área de estudio: 1) Sierra El Granizo, 2) Norte de la Sierra Los Alamitos, 3) Valle El Hundido, 4) Valle de San Marcos y 5) Sierra San Marcos y Pinos, y la ubicación del área estudiada en el cuadro amarillo.

1.2 Problemática

El único registro del Cretácico Tardío sobre la Plataforma de Coahuila corresponde a las capas Cerro La Bruja, las cuales muestran deformación cerca de la traza de la Falla de San Marcos (FSM), en el límite de la Plataforma de Coahuila y la Cuenca de Sabinas. A través de un estudio estratigráfico se pretende definir la edad máxima de actividad compresiva de la FSM y, por medio de un análisis estructural, cuantificar el desplazamiento de la falla. Además, se correlacionarán estas capas con depósitos similares en las cuenca/s de antepaís en la porción sur del estado de Coahuila, las cuencas de Parras y de La Popa.

1.3 Hipótesis

1) La deformación en las capas Cerro La Bruja es producto de la reactivación con cinemática inversa de la Falla San Marcos, y por tanto, acotar la edad mínima del depósito constriñe la edad máxima de actividad de esta falla.

2) Las capas Cerro La Bruja en la Plataforma de Coahuila se depositaron en una cuenca de antepaís de dimensiones regionales.



1.4 Objetivos y Metas

Los objetivos son:

- Realizar el primer estudio sedimentológico y estratigráfico detallado con la finalidad de conocer la edad, relaciones estratigráficas y ambiente de depósito de las capas Cerro La Bruja en la Plataforma de Coahuila.
- Describir y cuantificar la deformación en las capas Cerro La Bruja, producto de la actividad inversa de la Falla San Marcos para constreñir la edad máxima de la última reactivación y el desplazamiento de esta falla.

Las metas son:

- Realizar la cartografía geológica detallada del área puntualizando los cambios litológicos de las capas y las estructuras que las afectan.
- Elaborar una sección geológica que muestre las relaciones estructurales y la distribución de las unidades que son afectadas por la FSM.
- Determinar el acortamiento horizontal en una sección de pliegues tipo *chevron* transversal a la traza de la FSM, con la finalidad de estimar el desplazamiento de la falla.
- Construir la primera columna litoestratigráfica detallada de las capas Cerro La Bruja.
- Realizar un análisis de microfácies para determinar el ambiente de depósito de las capas Cerro La Bruja.
- Proponer una edad para las capas Cerro La Bruja mediante el estudio de amonites e inocerámidos encontrados en la sección estudiada.
- Ubicarla en tiempo y correlacionarla con una unidad litoestratigráfica formalmente definida.
- Plantear un modelo geológico evolutivo en el área de estudio, que incluya cambios de ambientes de sedimentación y su relación con los eventos de deformación en el área.



1.5 Metodología

El presente trabajo de tesis se llevó a cabo combinando trabajos de gabinete y de campo. Se divide en cuatro secciones: Revisión bibliográfica, jornadas de campo, procesado y análisis de muestras, análisis de estructuras y por último redacción de capítulos y edición de figuras.

Revisión bibliográfica

Se llevó a cabo la recopilación y síntesis de publicaciones acerca de la geología del noreste de México, con particular interés en el límite tectónico Plataforma de Coahuila-Cuenca de Sabinas que corresponde a la Falla de San Marcos. También, de las características sedimentológicas y evolución tectónica del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, entre los cuales destacan los trabajos de Fitz-Díaz *et al.* (2011, 2012, 2014, 2016); McKee *et al.* (1990); Chávez-Cabello *et al.* (2005); Lawton *et al.* (2009); Gray y Lawton (2011); Eguiluz (2000 y 2001) y Bolaños-Rodríguez (2006). Este último fue la base para la cartografía del área.

Jornadas de campo

Se realizaron tres jornadas de campo en el área de estudio: La primera se llevó a cabo en el mes de abril de 2015 bajo la supervisión de la Dra. Elisa Fitz Díaz, el Dr. Timothy F. Lawton y el Mtro. Edgar Juárez Arriaga en la cual se realizó el reconocimiento de las litologías, relaciones estratigráficas, contactos y estructuras de deformación presentes en el área de estudio, así como la base de la cartografía local y de la columna estratigráfica. La segunda salida en el mes de Septiembre de 2015 se llevó a cabo en compañía de la Dra. Elisa Fitz Díaz, el Dr. Josep Moreno Bedmar y el Dr. Fernando Nuñez Useche. En esta jornada, en las capas Cerro La Bruja se levantaron 200 metros de columna estratigráfica utilizando el báculo de Jacob y muestreando aproximadamente cada 5 metros con un total de 40 muestras. Además, se recolectaron especímenes de amonites e inocerámidos *in situ*. También, se analizaron las estructuras plegadas de las CCLB y se tomaron más de cien datos estructurales de las rocas deformadas y sobre la traza de la Falla de San Marcos. Por último, se llevó a cabo a detalle la cartografía del área de estudio. La tercera y última jornada de campo se llevó a cabo en el mes de Mayo del 2016 con la compañía del Dr. Josep Moreno Bedmar en donde se recolectaron más muestras de amonites e inocerámidos junto con el levantamiento de columnas estratigráficas que ubicaran espacialmente dichas muestras.



Procesado y análisis de las muestras de campo.

Realicé las secciones delgadas de las 40 muestras recolectadas en campo bajo la supervisión del Sr. Joaquín Aparicio Aparicio, responsable del taller de laminación de rocas del Instituto de Geología de la UNAM. Se realizó el análisis petrográfico y de microfacies de carbonatos de las 40 secciones delgadas. En el análisis petrográfico se determinó la textura, fábrica y se clasificó según Dunham, (1962). El análisis de microfacies se realizó bajo la supervisión del Dr. Fernando Núñez Useche y se llevó a cabo la identificación de los componentes ortoquímicos y aloquímicos de las secciones delgadas y se interpretaron utilizando el modelo de facies de Wilson (1970, 1975). Como material de apoyo y evidencia se tomaron fotomicrografías de cada una de las secciones delgadas. Se realizó un estudio paleontológico de las muestras de amonites e inocerámidos coordinado por el Dr. Josep Moreno Bedmar. Dichas muestras fueron limpiadas bajo la supervisión del Sr. Marco Antonio Arguez Martínez y posteriormente fotografiadas en el laboratorio de invertebrados con la finalidad de clasificarlos y determinar la edad de depósito.

Análisis de estructuras.

Los datos estructurales medidos en el área de estudio a lo largo de la sección estructural A-A' se agruparon según a la unidad litológica que correspondían y posteriormente se analizaron utilizando el programa GEOrient. El análisis estereográfico de las rocas plegadas en las capas Cerro La Bruja fueron divididos en cinco segmentos, con la finalidad de evidenciar la relación estructural entre estas y la Falla de San Marcos. Se realizó el estudio de acortamiento de las rocas plegadas en las CCLB analizando trenes de pliegues tipo *chevron* con el programa *Chevron Folds* desarrollado por Vásquez-Serrano (2010), con el cual posteriormente se analizó el desplazamiento de la traza de la Falla de San Marcos.

Redacción de capítulos y edición de figuras.

Se redactaron siete capítulos con un total de 38 figuras utilizando el programa CorelDraw, de las cuales 25 de ellas son figuras originales de este trabajo de tesis. El mapa geológico se editó en el programa Qgis.



2. MARCO GEOLÓGICO

Desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Medio la etapa de *riffting* de Pangea y la subsecuente apertura del Golfo de México provocó la instauración de fosas y pilares tectónicos delimitados por lineamientos estructurales regionales, que junto con la distribución de facies de depósito en el Jurásico Tardío, establecieron la configuración paleogeográfica que definió a la Paleo-isla de Coahuila, el Bloque de Tamaulipas y la Plataforma Valles-San Luis, quienes separaron las cuencas de Sabinas y Burgos de la Cuenca del Centro de México (Tardy, 1974; Goldhammer, 1999; Eguiluz, 2000). Durante el Cretácico Temprano, los elementos paleogeográficos que se desarrollaron como altos estructurales fueron la principal fuente de aporte de sedimentos, los cuales posteriormente fueron inundados por mares epicontinentales en diferente tiempo, desarrollando bancos y plataformas evaporíticas-carbonatadas. A partir del Cretácico Tardío la deformación diacrónica Cretácico Tardío-Paleógeno provocó acortamiento y deformación en el noreste y centro de México, provocando el desarrollo del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), el cual se caracteriza por presentar un estilo de deformación predominantemente de piel delgada y orientación NNW. Como consecuencia de la deformación se produjeron en el noreste de México estructuras plegadas de escala kilométricas del Cinturón Plegado de Coahuila y las cuencas de antepaís de La Popa y Parras (Lawton *et al.*, 2009, Figura 3).



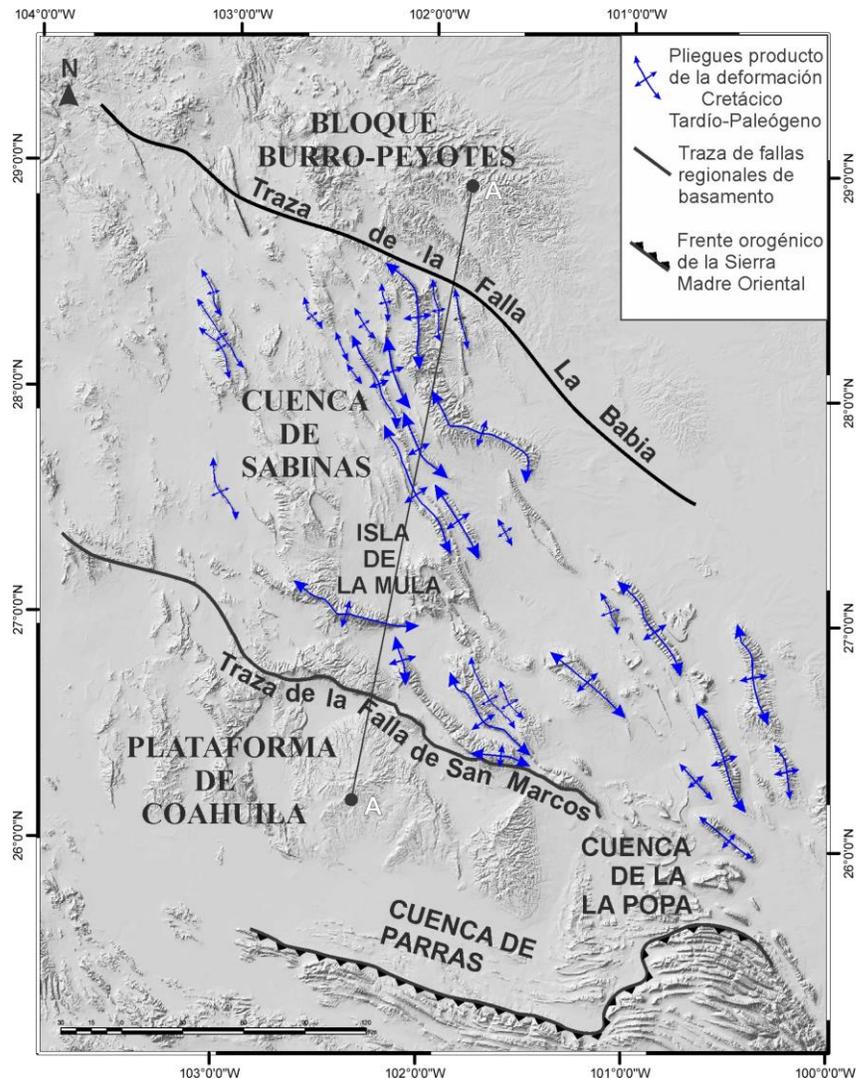


Figura 3. Modelo digital de elevación donde se muestran los elementos paleogeográficos del noreste de México en particular en el estado de Coahuila y lugares adyacentes. La línea de sección A-A' muestra de manera general la ubicación de la reconstrucción paleogeográfica de la Figura 4 antes de la deformación.

2.1 Estratigrafía del noreste de México.

I. Unidades del basamento

Las rocas más antiguas del noreste de México se han interpretado como parte del sistema Maraton-Ouahita. Un cinturón orogénico relacionado al cierre del Mar *Rheico* durante la colisión de Gondwana contra Laurasia y a la formación de Pangea hace 280 Ma. Handschy *et al.* (1987) dividen este cinturón en cuatro regiones: (1) La cuenca de antepaís Ouachita, localizado dentro de los estados de Chihuahua, Nuevo México y Texas. Contiene una cubierta sedimentaria de rocas marinas en facies de plataforma que durante el



Devónico tardío y el Pérmico tardío fueron exhumadas por el levantamiento de bloques corticales; (2) La zona frontal del orógeno Ouachita, la cual se caracteriza por una intensa deformación que generó un cinturón de pliegues y cabalgaduras, y la cuenca profunda asociada (*foredeep*); (3) La zona interior del sistema Ouachita abarca la parte más occidental y norte del estado de Coahuila y sureste de Texas, y está formado por rocas metasedimentarias de edad Pensilvaniano tardío al Pérmico medio que representan el núcleo del orógeno; finalmente, (4) el terreno Coahuila, el cual comprende la parte central de Coahuila y el noroeste de Tamaulipas. Éste último formado por rocas volcánicas de arco de edad Paleozoico Tardío hasta Mesozoico Temprano.

Los afloramientos más antiguos de la Plataforma de Coahuila se localizan en las regiones de las Delicias-Acatita-Tlahuillo. Contiene sedimentos acumulados por flujos de gravedad y está compuesto principalmente por detritos de rocas andesíticas y dacíticas, sedimentos pelágicos que sufrieron movimientos post-deposicionales y detritos de caliza que en conjunto conforman a la Formación Delicias (McKee *et al.*, 1990). El paquete sedimentario es cortado por cuerpos plutónicos de tonalita (expuestos en el Valle de Acatita) los cuales tienen edades de K-Ar en biotita de 208 ± 4 Ma, correspondientes al Triásico Tardío (Deninson *et al.*, 1969 en McKee *et al.*, 1990).

II. Estratigrafía de la Plataforma de Coahuila.

La Plataforma de Coahuila fue definida por primera vez por Kellum *et al.* (1936) y Kelly (1936) como “Península de Coahuila”. Sin embargo, la nomenclatura estratigráfica fue establecida principalmente por los trabajos de Imlay (1936), Kellum *et al.* (1936), Kelly (1936) y Humphrey (1956).

La plataforma, paleo-isla o bloque de Coahuila es un alto estructural compuesto por rocas de basamento de edad Permico-Triásica (Figura 3), el cual se formó en el Jurásico Tardío durante la apertura del Golfo de México y está delimitada al norte por la Falla San Marcos (Chávez-Cabello *et al.*, 2005) y al sur por la Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Schmidt, 1983).

A principios del Cretácico Tardío, el nivel eustático del mar del Golfo de México alcanzó su mayor nivel y logró inundar a la Plataforma de Coahuila. El inicio del desarrollo marino de la plataforma comenzó con la sedimentación de arenisca rica en material calcáreo de la Formación Las Uvas con espesores de hasta 15 m, depositadas discordantemente sobre el basamento (Goldhammer, 1999). Posteriormente durante el



Aptiano tardío hasta el Albiano temprano, se depositó la Formación Acatita, la cual consta de caliza masiva que progredan a una alternancia de evaporita y dolomita. Durante el Albiano tardío hasta el Cenomaniano temprano, se depositó concordantemente sobre la Formación Acatita un paquete de caliza con espesores de 500-600 m tipo *wackestone-packstone* de abundantes rudistas y miliolidos, correspondiente a la Formación Aurora, equivalente a la Formación Tamaulipas Superior (Goldhammer, 1999). A éstas, le sobreyacen una intercalación de caliza y lutita de ambiente pelágico de la Formación Cuesta del Cura (Figura 4).

La Formación Las Uvas representa la transgresión que ahogó al arrecife de la Formación Cupido y que alcanzó a inundar las partes más bajas de la Plataforma de Coahuila, mientras que los carbonatos de la Formación Acatita reflejan la completa inundación y el subsecuente cambio de facies a evaporitas en las partes más altas. Por último, las formaciones Aurora y Cuesta del Cura marcan la última transgresión del mar epicontinental del Golfo de México durante el Cretácico (Lehman *et al.*, 1999).

La unidad más joven del Cretácico, corresponde a una intercalación turbidítica de lutita calcárea y caliza arcillosa bioclásticas de abundantes calciesferas y foraminíferos planctónicos de la Formación Indidura, la cual según Goldhammer (1999) correlaciona con las formaciones Agua Nueva y San Felipe en la saliente de Monterrey y hacia el norte en la Cuenca de Sabinas con la Formación *Eagle Ford*.

III. Estratigrafía de la Cuenca de Sabinas

La Cuenca de Sabinas fue definida por primera vez como Golfo de Sabinas por Humphrey (1956). Es un bajo estructural con un área de 37000 km² asociado a la apertura del Golfo de México, el cual durante el Mesozoico acumuló 6000 m de sedimentos proveniente de dos fuentes; del Arco Burro-Salado o Cratón Coahuila-Texas al norte (Chávez-Cabello *et al.*, 2005) y de la Plataforma de Coahuila al sur (McKee *et al.*, 1990; Goldhammer, 1999). Dentro de la cuenca se reconocen dos áreas de basamento con intrusiones graníticas de edad Permo-Triásica, que corresponden a La Mula y Monclova (Jones *et al.*, 1984; Wilson, 1990, en Gonzáles-Sánchez *et al.*, 2007, Figura 3 y 4).



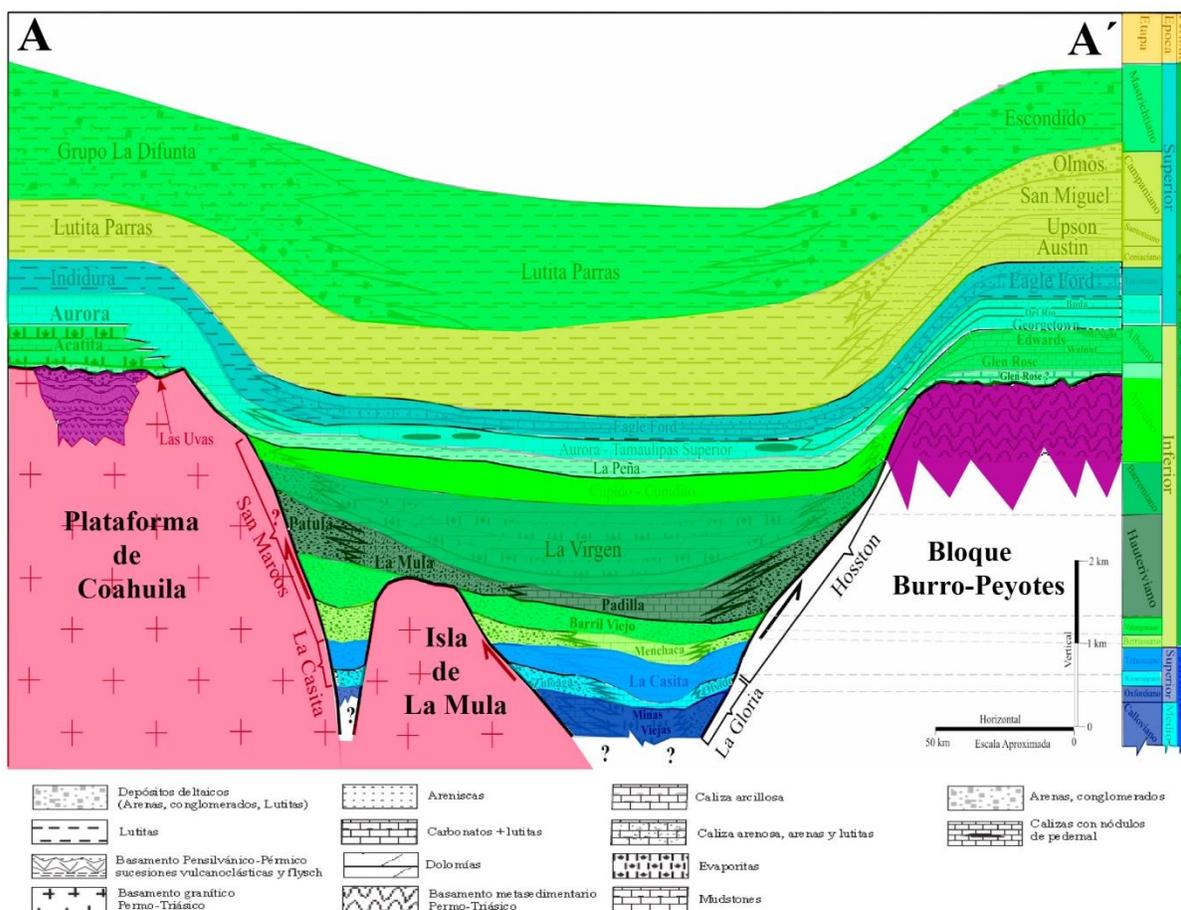


Figura 4. Reconstrucción paleogeográfica del NE de México en el Cretácico Tardío (a lo largo de la línea A-A' localizada en la Figura 3). Se muestra la configuración estratigráfica de la Cuenca de Sabinas, Plataforma de Coahuila, Isla de La Mula y el bloque Burro – Peyotes. Las Formaciones están representadas en colores según su edad geológica. Tomada de Gonzáles-Sánchez *et al.* (2007).

La sedimentación de la Cuenca de Sabinas comenzó durante el Calloviano y se extendió hasta el Kimeridgiano con el depósito de rocas evaporíticas de la Formación Minas Viejas y la Formación Olvido. Esta última está conformada en la parte inferior por anhidrita y yeso y hacia la cima por arenisca calcárea y *grainstones* oolíticos que progradan a *mudstones* de facies más profundas, donde existe registro de amonites (*Ataxiocecas*) del Kimmeridgiano Inferior (Salvador, 1987; Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano, 2001). Hacia el límite suroeste de la cuenca, en las áreas adyacentes a la Plataforma de Coahuila y a los bloques de basamento Monclova y La Mula, las formaciones Minas Viejas y Olvido cambian de facies a terrígenos marinos (arenisca y conglomerado) de la Formación La Gloria (Eguiluz, 2001). En conjunto, estas tres formaciones registran la invasión de aguas marinas durante la etapa de *rifting* del Golfo de México.



Durante el Kimeridgiano medio hasta el Titoniano, en la Cuenca de Sabinas, las formaciones Minas Viejas y Olvido fueron cubiertas por la Formación La Casita. Eguiluz (2001) divide dicha formación en tres miembros: 1) El Miembro inferior, el cual está conformado por lutita calcárea ricas en materia orgánica que varían entre 60 a 800 m de espesor; 2) el Miembro intermedio conformado por litoarenita en el límite este de la cuenca y por arcosa en los bloques de La Mula y Monclova, con espesores que varían entre 60 a 800 m; y por último, 3) el Miembro superior, el cual consiste de lutita y limolita negra de 50 m de espesor, las cuales representan la zona de mayor inundación. La Formación La Casita se interpreta como una de las principales etapas de transgresión y regresión de un delta submarino (Goldhammer, 1999).

Es importante mencionar que McKee *et al.* (1990) realizaron un estudio estratigráfico a lo largo de la Falla San Marcos y describieron dentro del valle de San Marcos una cuña clástica de 2000 m de espesor de edad pre-Titoniano, dividida en tres unidades informales; 1) Capas Las Palomas conformadas por un conglomerado polimítico matriz soportado, donde los clastos son de lutita, pizarra y granitoide que indican aporte de la Cuenca Las Delicias. 2) Capas Sierra El Granizo sobreyace concordantemente a las capas Las Palomas, y está conformada por una intercalación de arenisca y conglomerado. 3) Capas Tanque Cuatro Palmas son rocas sedimentarias de grano fino, principalmente limolita y lutita calcárea que contienen amonites del Titoniano, bivalvos y gasterópodos. Chávez-Cabello *et al.* (2005) señalan la posibilidad que estas capas sean correlacionables con los materiales clásticos del grupo Huizachal depositados durante la apertura del Golfo de México.

De acuerdo con Goldhammer (1999), al comienzo del Cretácico, la etapa de *rifting* del Golfo de México había cesado y el área del noreste fue sometido a enfriamiento y subsidencia. Durante el Berriasiano hasta el Valanginiano, en la Cuenca de Sabinas se depositaron carbonatos arcillosos y rocas terrígenas. En los límites suroeste de la cuenca hacia la Plataforma de Coahuila se depositaron conglomerados en ambientes de abanicos aluviales de la Formación San Marcos (McKee *et al.*, 1990; Eguiluz, 2001), hacia el este, planicies aluviales sedimentaron capas rojas de arenisca y conglomerado de la Formación *Hosston*, mientras que en el centro de la Cuenca de Sabinas se depositaron carbonatos de plataforma correspondientes a la Formación Menchaca y arenisca con rocas terrígenas de grano fino de la Formación Barril Viejo (Imlay, 1936 en Eguiluz, 2001). En las cuencas del



centro de México y de Burgos, la Formación Menchaca cambia lateralmente a carbonatos de facies de plataforma abierta y facies de cuenca correspondientes a la Formación Taraises (Goldhammer, 1999).

En el Hauteriviano se depositó en la Cuenca de Sabinas la Formación Padilla, la cual está conformada por depósitos marinos arrecifales que progradan a dolomita de facies lagunares hacia los altos de basamento (Plataforma de Coahuila y Bloque de Tamaulipas), mientras que en el norte de la cuenca la Península Burro-Peyotes fue cubierta en gran parte por la Formación *Hosston* (Eguiluz, 2001).

Durante el Barremiano al Aptiano, en los márgenes de la Plataforma de Coahuila se depositó la Formación Cupido, un grueso paquete de caliza arrecifal tipo *wackestone-packstone* con abundantes rudistas, ooides y foraminíferos bentónicos (Goldhammer, 1999), la cual restringió la circulación de agua marina en la Cuenca de Sabinas, provocando la precipitación de rocas evaporíticas de ambiente lagunar de la Formación La Virgen. Dicha formación alcanza espesores de 600 a 800 m y cambia de facies a las formaciones San Marcos y *Hosston*, hacia el Sur y Norte, respectivamente (Eguiluz, 2001). Hacia el este y sureste de la Cuenca de Sabinas, la caliza arrecifal de la Formación Cupido cambia a carbonatos pelágicos de la Formación Tamaulipas Inferior (Goldhammer, 1999; Eguiluz, 2001).

En el Aptiano temprano y hasta el Albiano inferior se registra una transgresión marina que inundó a la Plataforma de Coahuila (último elemento paleogeográfico que permanecía emergido) y como consecuencia se depositó en la Cuenca de Sabinas lutita negra con intercalaciones de caliza tipo *mudstone* y *grainstone* con abundantes radiolarios, cocolitos y nanoconidos de la Formación La Peña (Eguiluz, 2001; Lehmann *et al.*, 1999), la cual varía entre 10 a 200 m de espesor dependiendo de la topografía anterior a su depósito (Goldhammer, 1999) y es usada como control estratigráfico regional.

La sedimentación del Cenomaniano en la Cuenca de Sabinas estuvo controlada por depósitos de caliza tipo *mudstone* y *wackestone* con intercalaciones de pedernal correspondiente a la Formación Tamaulipas Superior, la cual en la Plataforma de Coahuila corresponde a carbonatos bioclásticos de plataforma de la Formación Aurora, mientras que en el norte, en el bloque Burro-Peyotes corresponde a la caliza micrítica de las formaciones *Georgetown* y Buda, interrumpida por lutita de la Formación del Río (Eguiluz, 2001).



Para el Cenomaniano tardío y todo el Turoniano, Eguiluz (2001) describe en la Cuenca de Sabinas depósitos de lutita negra intercalada rítmicamente con caliza arenosa y arenisca calcárea con espesores de 300 m correspondiente a la Formación *Eagle Ford*, la cual se distribuye al noroeste, noreste y centro de la cuenca. La edad de esta formación según Eguiluz (2001) fue establecida por la presencia de inocerámidos (*Inoceramus labiatus*) y foraminíferos planctónicos (*Clavihedbergella simplex*, *Hedbergella amabilis*, *Rotalipora cushmani* y *Rotalipora greenhornesis*).

A partir del Cretácico Tardío la cubierta sedimentaria del noreste de México comenzó a sufrir las primeras etapas de la deformación Cretácico Tardío-Paleógeno y según Eguiluz (2001) debido a la deformación, a partir del Santoniano medio se depositan sobre el bloque Burro-Peyotes, rocas terrígenas correspondiente a las formaciones *Upson*, San Miguel, Olmos y Escondido, las cuales se desarrollan en ambientes de planicie aluviales continentales y complejos deltaicos.

2.2 Estructuras mayores del área de estudio

En el noreste de México se han reportado tres grandes lineamientos con rumbos similares WNW-ESE: La Falla La Babia (Charleston, 1981), la cual limita a la Cuenca de Sabinas en el norte, la Falla San Marcos también conocida como Lineamiento Sierra Mojada-China (Padilla y Sánchez, 1986, en Chávez-Cabello, 2005), la cual se ubica en el límite entre la Plataforma de Coahuila y la Cuenca de Sabinas, y por último, la Megacizalla Mojave-Sonora? (Charleston, 1981) constituye el límite sur de la Plataforma de Coahuila con la Transversal de Parras (Figura 3). Dichas estructuras afectan a pliegues regionales en las cuencas de Sabinas y de Parras.

Las estructuras plegadas, comúnmente observadas en el interior de las cuencas, son de escala kilométrica y fueron producto de la deformación durante el Cretácico Tardío y/o Paleógeno y actualmente controlan la geomorfología del noreste de México (Figura 3). El área de estudio se encuentra sobre el extremo sur-oriental de una de ellas, la sierra el Granizo, la cual colinda con la sierra San Marcos y Pinos hacia el noreste y con la sierra La Fragua al noreste.

I. Pliegues

Sierra de San Marcos y Pinos (SSMP)

Al noreste del área de estudio se encuentra la sierra de San Marcos y Pinos (SSMP), la cual alcanza altitudes mayores a los 2100 m.s.n.m. y está formada por dos anticlinales



asimétricos que unen sus ejes para formar una sola estructura orientada NNW-SSE. Ambas estructuras pasan de ser inclinadas a ligeramente recostadas hacia el WSW, sus ejes buzan hacia el NNW y tienen vergencia al WSW (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Bolaños-Rodríguez (2006) definió en la parte norte de la SSMP los anticlinales Atalaya y Churince, en donde es posible observar el núcleo ocupado por la Formación San Marcos y hacia el valle del Jabalí el resto de la sucesión conformada por las formaciones Cupido, La Peña y Aurora.

Sierra La Fragua (SLF)

La sierra La Fragua se localiza al noroeste del área de estudio con una altitud de al menos 1700 m.s.n.m. Es una anticlinal asimétrico con el eje del pliegue orientado WNW-ESE y un plano axial inclinado hacia el norte (Bolaños-Rodríguez, 2006). El flanco sur de esta estructura tiene una inclinación de 30°S en su extremo oriente mientras que en Potrero Colorado la inclinación es vertical e incluso invertido (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Este flanco, dominado por la Formación Cupido, muestra pliegues por doblez de falla que duplican localmente la secesión indicando una vergencia hacia el NNE (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). El flanco norte se inclina entre 8° a 14° hacia el NNE. Según Chávez-Cabello *et al.* (2005) en Potrero Colorado el núcleo expuesto de la estructura está conformado por arenisca y limolita correlacionables con las capas Tanque Cuatro Palmas del Jurásico Superior en el valle de San Marcos

Sierra El Granizo (SEG)

El área de estudio se localiza en el límite sureste de la sierra El Granizo, la cual está formada por un anticlinal asimétrico con su eje orientado NW-SE y plano axial inclinado hacia el norte, con su flanco corto inclinado 36° hacia el sur y el flanco largo con 10° también hacia el sur (Bolaños-Rodríguez, 2006). La SEG alcanza altitudes de hasta 1800 m.s.n.m.m y está conformada por rocas calcáreas del Cretácico Tardío en núcleos de sinclinales en trenes de pliegues por doblez de falla que indican vergencia hacia el NNE (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Según Chávez-Cabello *et al.* (2005) la reactivación inversa de la Falla San Marcos, cortó el flanco largo del anticlinal, y desplazó al mismo nivel estratigráfico las rocas clásticas del Jurásico del valle de San Marcos con el paquete calcáreo del Cretácico Tardío de la sierra El Granizo.



II. Falla de San Marcos

La Falla de San Marcos (FSM) es un lineamiento estructural regional con una traza de más de 300 km de longitud, rumbo general hacia el WNW y con inclinación hacia NNE (Chávez-Cabello *et al.*, 2005), la cual separa a la Plataforma de Coahuila de la Cuenca de Sabinas en el noreste de México. Dicha falla se instauró en el Jurásico Tardío como una falla de basamento tipo normal (McKee *et al.*, 1990) y se interpreta ha sufrido dos reactivaciones, durante el Cretácico Temprano y durante el Paleógeno (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

La evidencia de la activación de la FSM en el Jurásico Superior (Pre-Titoniano) es una cuña de sedimentos clásticos marinos de 2000 m de espesor que corresponde a las capas; Las Palomas, sierra El Granizo y Tanque Cuatro Palmas (McKee *et al.*, 1990). Esta última es de edad Titoniana y se interpreta como una etapa de quietud tectónica. Para el Cretácico inferior (Neocomiano), McKee *et al.* (1990) propone la primera reactivación de la FSM como una falla normal de escala kilométrica, basándose en el cambio drástico de ambiente de depósito, pasando de sedimentos clásticos marinos del Jurásico Tardío a sedimentos continentales (conglomerado y arenisca fluvial) de la Formación San Marcos. En Potrero Colorado Chávez-Cabello *et al.* (2005) discute fallas normales que cortan el contacto entre las capas Colorado (eolianita) y la Formación San Marcos sin cortar a la Formación Cupido. Esto acota a la primera reactivación en tiempos neocomianos y evidencia un periodo de extensión que ayudó al crecimiento de la Cuenca de Sabinas. La segunda reactivación de la Falla de San Marcos se debe a la deformación por acortamiento del evento Cretácico Tardío-Paleógeno, con una primera fase de deformación de piel delgada que deformó la cubierta sedimentaria del Mesozoico. Posteriormente, la reactivación con cinemática inversa de la FSM permitió el ascenso de las rocas de la Cuenca de Sabinas, sobre las rocas de la Plataforma de Coahuila, para permitir una configuración muy cercana a la actual (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005).



3. MARCO TEÓRICO

3.1 Cinturones de pliegues y cabalgaduras (CPC)

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras son un elemento tectónico provocado por acortamiento horizontal de la corteza superior debido a la compresión de rocas en o entre placas tectónicas convergentes (Pluijm y Marshak, 2004). Sus características principales radican en que la deformación se propaga de mayor a menor intensidad desde la zona de contacto entre las placas y hacia el antepaís a través de fallas inversas, pliegues y estructuras mesoscópicas asociadas (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). En la mayoría de los casos los cinturones de pliegues y cabalgaduras se asemejan a una geometría de cuña delineada arriba por la superficie topográfica y abajo por una zona de despegue basal.

Un ejemplo claro se presenta en la zona del antepaís del orógeno Cordillerano, en donde la subducción a lo largo de la margen oeste de la placa de Norteamérica, asociado con la acreción de terrenos alóctonos provenientes del Pacífico (Campa, 1983; Campa y Coney, 1983) provocó acortamiento horizontal de las rocas sedimentarias y formó el cinturón de pliegues y cabalgaduras al oeste de Norteamérica. Dicho orógeno se extiende casi desde Alaska hasta el Istmo de Tehuantepec en México (Campa, 1983) y presenta características continuas. Sin embargo, a lo largo del rumbo presenta variaciones (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). En Canadá, el cinturón de pliegues y cabalgaduras de las Montañas Rocallosas presenta un estilo de deformación de piel delgada con un grosor de entre 100 y 200 km (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). En el suroeste de los Estados Unidos se amplía a un espesor de 1000 km, el cual es dividido en dos elementos tectónicos: el cinturón de pliegues y cabalgaduras Sevier, con un estilo tectónico de piel delgada (Armstrong, 1968); y más al este el cinturón Laramide se caracteriza por presentar un estilo de deformación de piel gruesa, el cual se extiende desde Montana hasta el noreste de México (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). El segmento más meridional corresponde al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, el cual se extiende desde el noreste hasta el centro y sureste de México con una anchura de aproximadamente 100 a 250 km y una orientación NW-SE (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). Se caracteriza por presentar un estilo predominantemente de piel delgada (Fitz-Díaz *et al.*, 2011), aunque en el noreste de México existen dos grandes fallas inversas de alto ángulo que involucran bloques de basamento: la Falla de San Marcos y la Falla La Babia (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Dichas fallas



limitan a la Cuenca de Sabinas y una de ellas, la Falla de San Marcos, aflora en el área de estudio.

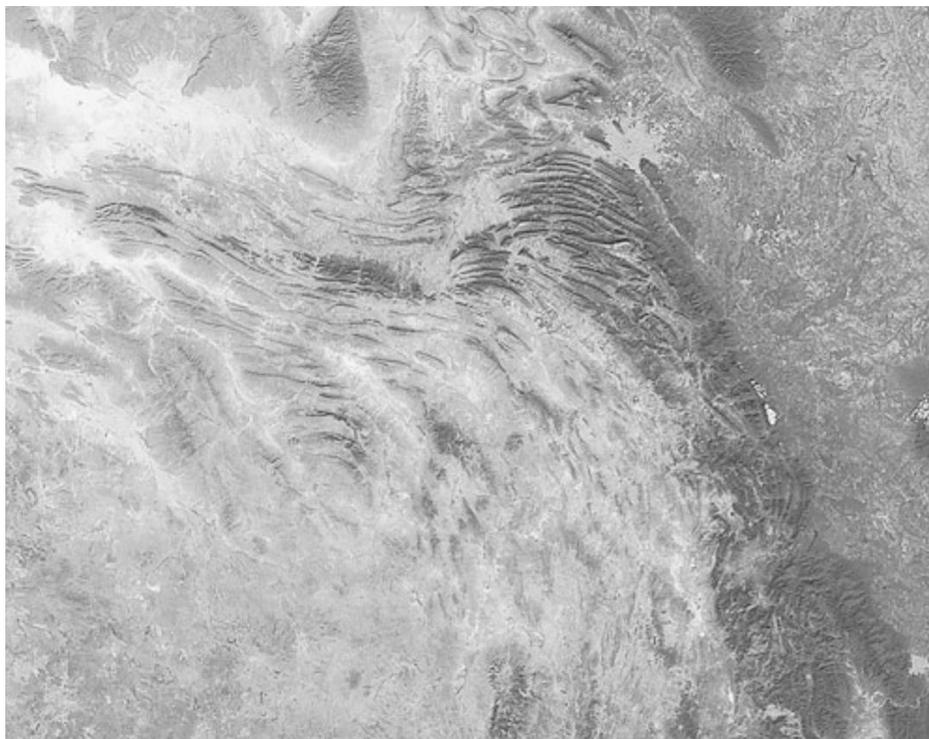


Figura 5. Imagen satelital de la Sierra Madre Oriental, expresión topográfica del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Tomada de Pluijm y Marshak (2004).

I. Configuración tectónica de los cinturones de pliegues y cabalgaduras (CPC).

a) CPC en un orógeno tipo Andino.

Este tipo de orógeno ocurre en una margen convergente producida por la subducción de una placa oceánica bajo una placa continental. En muchas ocasiones las placas oceánicas involucran arcos de islas formadas anteriormente las cuales son posteriormente acrecionadas con la margen continental. Este escenario tectónico es uno de los modelos, que por analogía explica el desarrollo del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), el cual, en el caso mexicano involucra la acreción diacrónica del superterreno Guerrero contra la margen pacífica de Norte América (Centeno-García *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 2008). Siguiendo con la comparación, el CPCM sería como un orógeno tipo Andino formado en la región de tras-arco, y que involucra la zona de antepaís del sistema orogénico. El antepaís está conformado por sedimentos del orógeno que fueron transportados y que sufrieron acortamiento (Figura 2). Ejemplos



clásicos son la orogenia de los Andes y las Orogenias de Sevier y Larámide de la Cordillera de Norte América (Fossen, 2010; Pluijm y Marshak, 2004).

b) CPC en un orógeno tipo Alpino.

En un régimen convergente, eventualmente la subducción que consume a la placa oceánica provoca posteriormente una colisión entre dos placas tectónicas continentales, dicho proceso denominado obducción provoca un tipo particular de orógeno conocido como tipo Alpino. Dentro de este cinturón orogénico las rocas experimentan un alto grado de metamorfismo, una intensa deformación, principalmente dúctil y exhumación de bloques corticales profundos. Los cinturones de pliegues y cabalgaduras se generan en la periferia del orógeno, hacia la parte distal de la zona metamórfica y comúnmente con vergencia opuesta (Figura 6; Pluijm y Marshak, 2004).

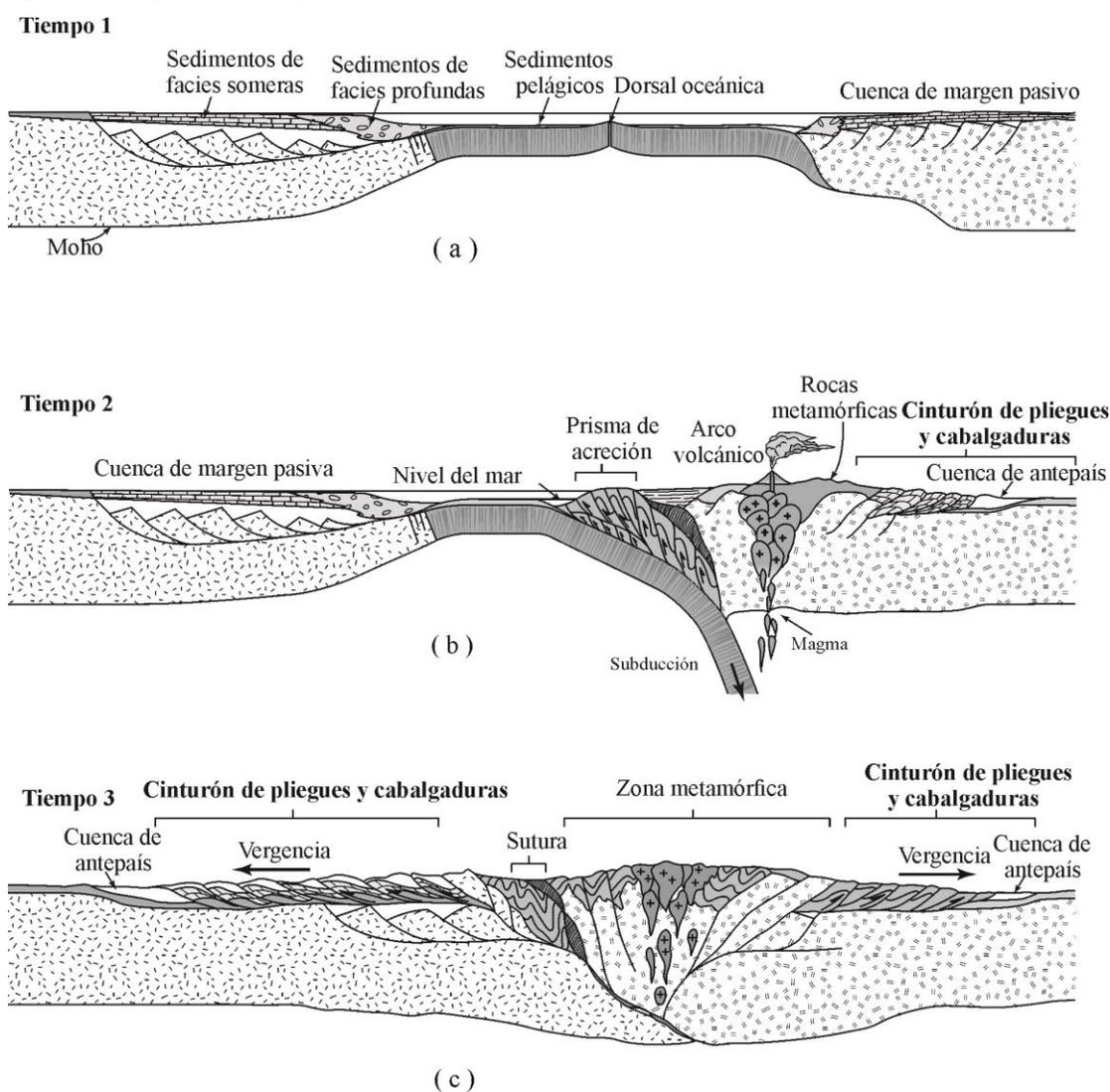


Figura 6. Representación esquemática de dos tipos de orógeno en donde se presentan los cinturones de pliegues y cabalgaduras. En a) se representa un margen extensional anterior a la convergencia de placas, en b) se representa un orógeno tipo Andino, en donde el CPC es formado en la placa acrecionada (lado derecho) y en c) un orógeno tipo Alpino, en donde el CPC se desarrolla en las dos placas continentales con vergencia opuesta debido a la colisión. Tomado de Pluijm y Marshak, 2004.



II. Estilos de deformación en un cinturón de pliegues y cabalgaduras.

A gran escala, un orógeno se puede dividir en dos regiones con características geométricas distintas: el antepaís y el traspáis.

En la zona de antepaís la deformación de la cubierta sedimentaria ocurre por arriba de una zona de despegue localizada en un horizonte de roca incompetente (comúnmente lutita o evaporita) que sobreyace a rocas competentes, comúnmente del basamento. Por encima de este horizonte de despegue basal en el antepaís, puede haber más zonas de despegue de distintas escalas (Pluijm y Marshak, 2004). En esta zona las rocas acomodan cizalla horizontal principalmente por medio de pliegues asociados a fallas, fallas inversas en abanicos imbricados y escamas imbricadas tipo *duplex*, mientras que por arriba del despegue el acortamiento horizontal se acomoda por plegamiento por *buckling*, así como por imbricaciones de escamas tectónicas y pliegues relacionados con fallas. Las rocas del antepaís que han sufrido transporte y deformación por encima de la zona de despegue basal se conocen como alóctonos, mientras que las que subyacen en su posición original, comúnmente las rocas del basamento, son denominadas autóctonos. En conjunto, la deformación y por consiguiente las estructuras que se generan debido al acortamiento sobre la zona de despegue basal se le denomina de piel delgada (Figura 7; Pluijm y Marshak, 2004).

En la zona de traspáis, por atrás de un cinturón de pliegues y cabalgaduras la deformación es más dúctil y es acompañada por metamorfismo y magmatismo (Fossen, 2010). Algunas ocasiones como es en el caso del orógeno Alpino la deformación en la zona del traspáis involucra casi toda la corteza inferior provocando imbricación de rocas de basamento. Las estructuras que se forman en el traspáis comúnmente son formadas a mayores profundidades en condiciones de mayor presión y temperatura que en la zona del antepaís lo cual favorece en general a una deformación dúctil. Sin embargo, también existe deformación frágil en zonas menos profundas influenciadas principalmente por fallamiento (Figura 7; Fossen, 2010). A este estilo de deformación que involucra al basamento se le conoce como piel gruesa.



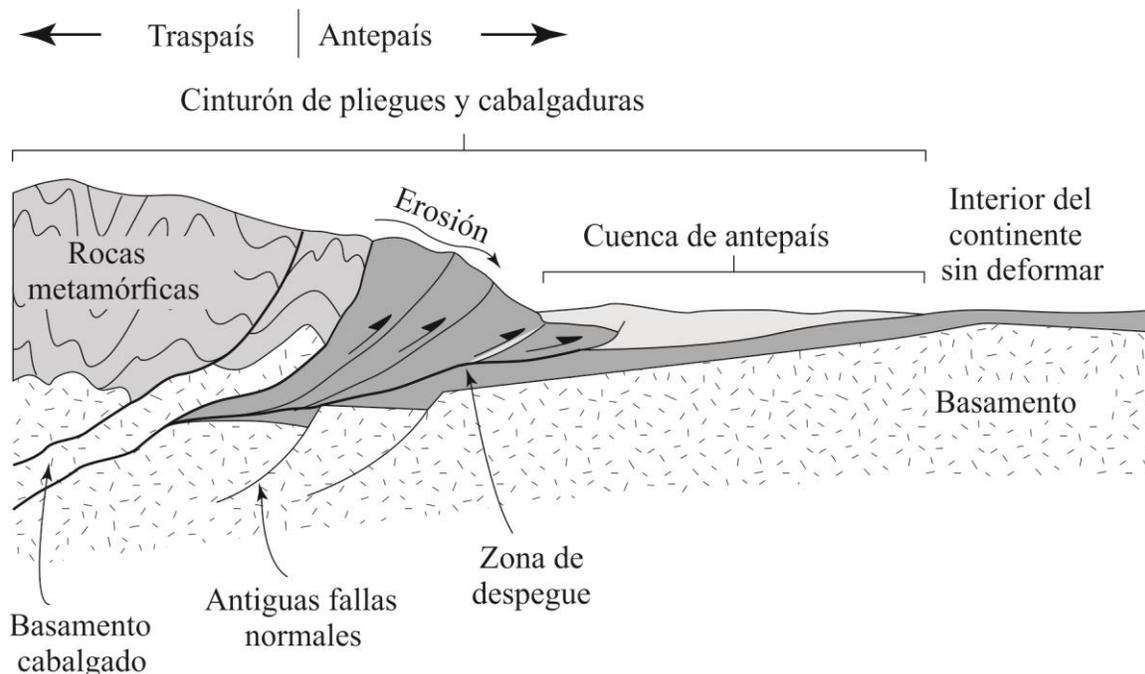


Figura 7. Cinturón de pliegues y cabalgaduras dividido en dos grandes zonas: antepaís y traspaís. Notese que la escala vertical está muy exagerada con respecto a la escala horizontal. Tomado de Pluijm y Marshak, 2004.

III. Estructuras en un cinturón de pliegues y cabalgaduras de piel delgada.

Dentro de un CPC de piel delgada cuerpos de roca se desplazan encima de otras siguiendo la trayectoria general de acortamiento horizontal. Sin embargo, dicha trayectoria en las fallas no sigue una línea recta horizontal, sino más bien, lo hace en forma escalonada por medio de *flats* y rampas (Butler, 1982). Un *flat* es un plano en una superficie de deslizamiento que se mantuvo horizontal y paralela a la estratificación durante la activación de la falla; mientras que una rampa es un plano inclinado de la superficie cabalgada que corta a la estratificación entre 15° y 35° . Comúnmente las rampas cambian de orientación con respecto a la dirección de transporte. Cuando la línea de rumbo del plano de rampa es perpendicular a la dirección de transporte se conoce como rampa frontal, cuando el rumbo es paralelo a la dirección de transporte se le llama rampa lateral, y si el rumbo es oblicuo se denomina rampa oblicua (Fossen, 2010; Pluijm y Marshak, 2004).

a) Pliegue por doblez de falla (*faul-bend fold*).

Este tipo de plegamiento se genera en una sucesión multicapa debido al deslizamiento del bloque de techo de una falla inversa con cambios de inclinación en *flats* y rampas. La forma de los pliegues por doblez de falla está controlado por la geometría de las



rampas, es decir, rampas angulares producen pliegues angulares tipo *kink*, mientras que rampas curvada producen pliegues menos angulares (Pluijm y Marshak, 2004, Figura 8).

El pliegue por doblez de falla se genera a partir de un plano de falla inversa que corta a una sucesión multicapa. El desarrollo de la superficie de falla comienza de manera horizontal en la capa incompetente, posteriormente corta la estratificación con un ángulo de 15° a 30° para finalmente recuperar la horizontalidad en una capa incompetente superior y asemejar una configuración *flat-rampa-flat* (figura 8a). En un primer estadio el deslizamiento del bloque de techo genera el desarrollo de los flancos trasero y frontal provocando que se formen los primeros pares de sinclinal-anticlinal y anticlinal-sinclinal (Figura 8b). Conforme avanza el deslizamiento del bloque de techo el pliegue es desarrollado hasta alcanzar un flanco trasero de 30° paralelo a la rampa y un flanco frontal de 60° aproximadamente. Una vez alcanzado esta configuración el flanco trasero se estaciona y ya no se desliza, por lo que sirve sólo como un conducto del flujo de las capas, mientras que el flanco frontal se vuelve inactivo, es decir, ya no modifica su ángulo de inclinación (Figura 8 c y d). Por último, el transporte de las capas del bloque de techo continúa a través de un deslizamiento pasivo de capas horizontales ubicado entre los flancos sin alterar el ángulo de estos (Figura 8d). Es importante mencionar que durante todo el desarrollo del pliegue, el bloque de piso no se deforma (Suppe, 1983; Nemçok *et al.*, 2005; Fossen, 2010).

b) Pliegue por propagación de falla (*fault propagation fold*).

Son pliegues asimétricos formados al frente de una cabalgadura, con vergencia hacia la dirección de transporte. La propagación de la cabalgadura se abre paso entre la estratificación y la deformación se acumula en el bloque de techo en forma de pliegues, los cuales pasarán de ser pliegues abiertos a pliegues apretados dependiendo del incremento en el desplazamiento de la falla (Nemçok *et al.*, 2005; Fossen, 2010).

El ángulo interflanco γ que es determinado del arco interno de un solo anticlinal, está en función del ángulo de la rampa α y de la variación del espesor en el frente del flanco *hf*. El ángulo de la rampa está controlado por la reología y la pre-existente anisotropía de las capas deformadas. Si aumenta el grosor del flanco frontal del pliegue, entonces el ángulo interflanco incrementa, pero si adelgaza entonces el ángulo interflanco decrece (Nemçok *et al.*, 2005, Figura 9).



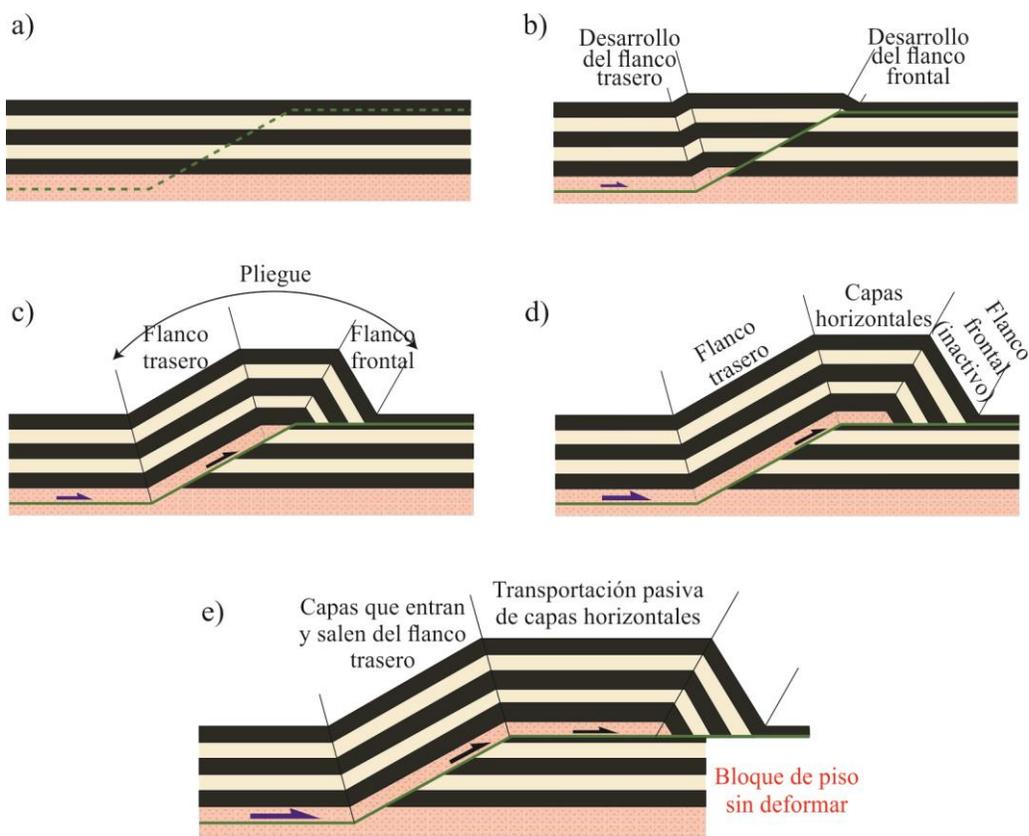


Figura 8. Modelo geométrico-cinemático del pliegue por doblez de falla. Las líneas representan el plano axial instantáneo de los pliegues y las flechas la dirección de transporte. Tomado de Fossen (2010).

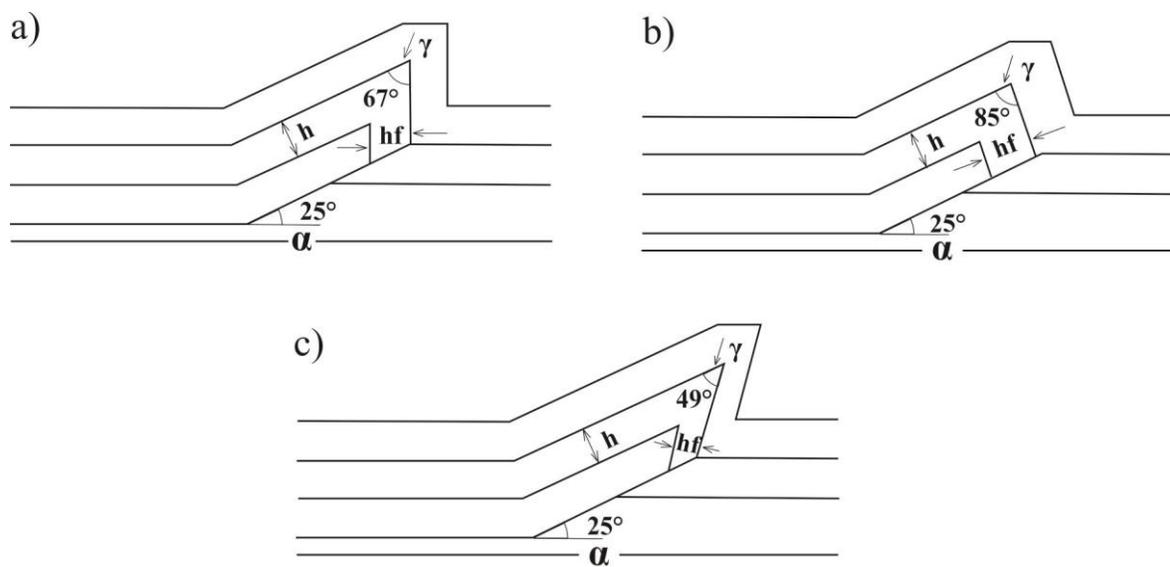


Figura 9. Modelo geométrico-cinemático de un pliegue por propagación de falla. Tomado de Nemčok *et al.* (2005).



c) Pliegues despegados (*detachment folds*).

Son pliegues desarrollados comúnmente en paquetes de roca que se caracterizan por un fuerte contraste de competencia mecánica y grosor entre capas, los cuales ocurren sobre una zona de despegue localizado sobre un horizonte de roca incompetente (lutita o evaporita). Generalmente este tipo de pliegues son concéntricos (1B), verticales o paralelos, los cuales se suavizan y disminuyen de amplitud conforme disminuye la deformación (Figura 10a, Nemçok *et al.*, 2005; Fossen, 2010.).

Debido a que el mecanismo de plegamiento es por *buckling* (doblamiento de capas por esfuerzos aplicados paralelo a las capas), las capas débiles fluyen entre las fuertes para acomodar espacio entre la capa plegada y la zona de despegue. En muchas ocasiones los pliegues se forman entre dos zonas de despegue, donde el mecanismo de plegamiento es el mismo y están separadas de zonas no deformadas, pero desplazadas entre si abajo y arriba (Figura 10b, Fossen, 2010).

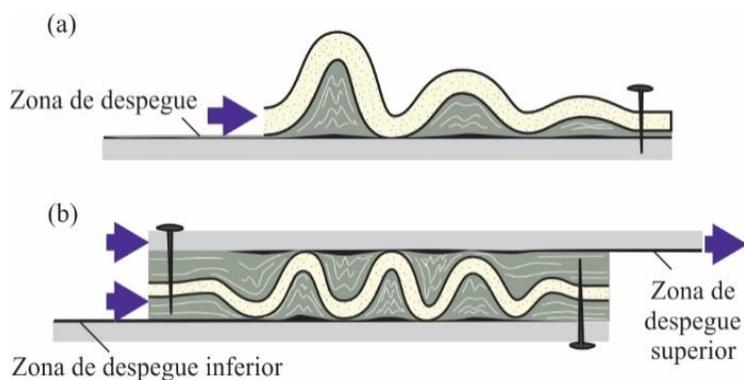


Figura 10. Representación esquemática del desarrollo de pliegues despegados. En a) pliegue sobre una zona de despegue, en b) pliegues acotado por dos zonas de despegue. Tomado de Fossen (2010).

IV. Estructuras en un CPC de piel gruesa.

a) Inversión tectónica de cuencas

La inversión tectónica de cuencas sedimentarias es un fenómeno que inicia a partir de la formación de una cuenca extensional delimitada por fallas normales, la cual es acortada y exhumada debido a la reactivación inversa de las fallas normales preexistentes como consecuencia de un régimen compresivo (Williams *et al.*, 1989; Cooper *et al.*, 1989).

Se ha sugerido acotar el concepto de inversión de cuencas a cuencas extensionales cuyas fallas limitantes invierten su cinemática de normal a inversa, como consecuencia de cambios en el régimen tectónico de extensional a compresivo (Cooper *et al.*, 1989).



Durante la fase extensional de una cuenca, la estratigrafía depositada en ella se desarrolla antes, durante y después del movimiento de las fallas normales y estos depósitos pueden ser descritos respectivamente como secuencias pre-, sin- y post-*rift*. Dichas secuencias son acortadas y cabalgadas durante la compresión provocando una gama de estructuras que incluyen: anticlinales tipo *roll-over* que a su vez servirán como marcadores estratigráficos para conocer el grado de inversión de la cuenca, es decir, que tanto se exhumó, dependiendo de cuanto del relleno de la cuenca fue expulsada (figura 11; Williams *et al.*, 1989; Cooper *et al.*, 1989) y en casos más evolucionados monoclinales tipo sábana o *drape-folds* y zonas de cizalla triple o *trishear zones* (Erslev, 1991).

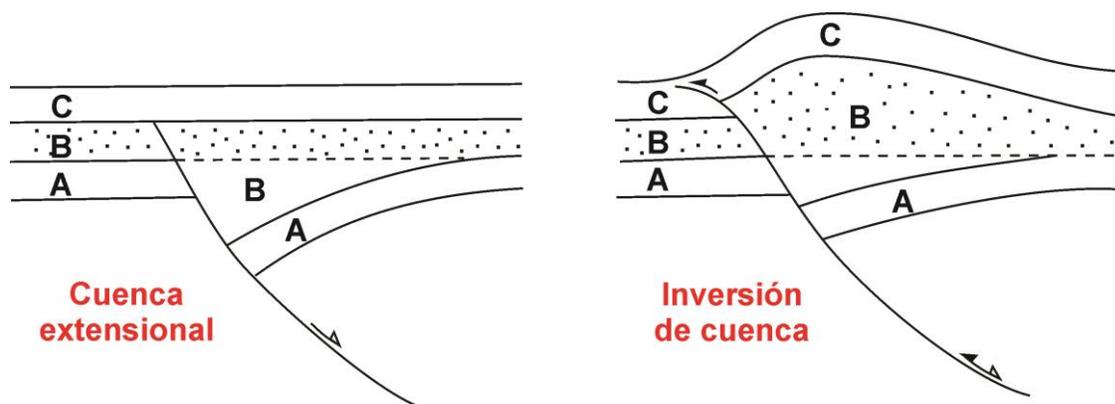


Figura 11. Diagrama esquemático del modelo clásico de inversión de cuencas. A, B y C son las secuencias estratigráficas. A, pre-rift; B, sin-rift; C, post-rift. Tomado de Williams *et al.* (1989).

El mecanismo de la inversión de cuencas depende directamente de la configuración de las fallas extensionales preexistentes y de la interacción de los esfuerzos compresivos en la fase contraccional. Los esfuerzos responsables de la inversión tectónica son predominantemente horizontales y mayores que las fuerzas verticales gravitacionales. Por otra parte, el comportamiento reológico de las rocas durante la inversión no sólo depende de la cantidad de acortamiento sino también de los planos de debilidad formados durante la extensión, es por eso que la geometría y disposición de las fallas normales preexistentes van a controlar la geometría de las rocas exhumadas. Ejemplo de este control se muestra esquemáticamente en la figura 12, donde se ilustran las diferencias tanto de extensión como de inversión entre una falla lítrica, una falla normal planar y un conjunto de fallas afectadas por *flats* y rampas (Nemçok *et al.*, 2005).

Se ha propuesto que en algún momento las cuencas experimentan el “*efecto esponja*”, que significa que los fluidos atrapados en los poros de las rocas sedimentarias son



repentinamente liberados durante el cambio del régimen extensional a compresivo. La presencia de fluidos produce una significativa presión de poro, la cual facilita la activación de fallas inversas y por lo tanto, es un factor positivo en la inversión de cuencas (Turner y Williams, 2004).

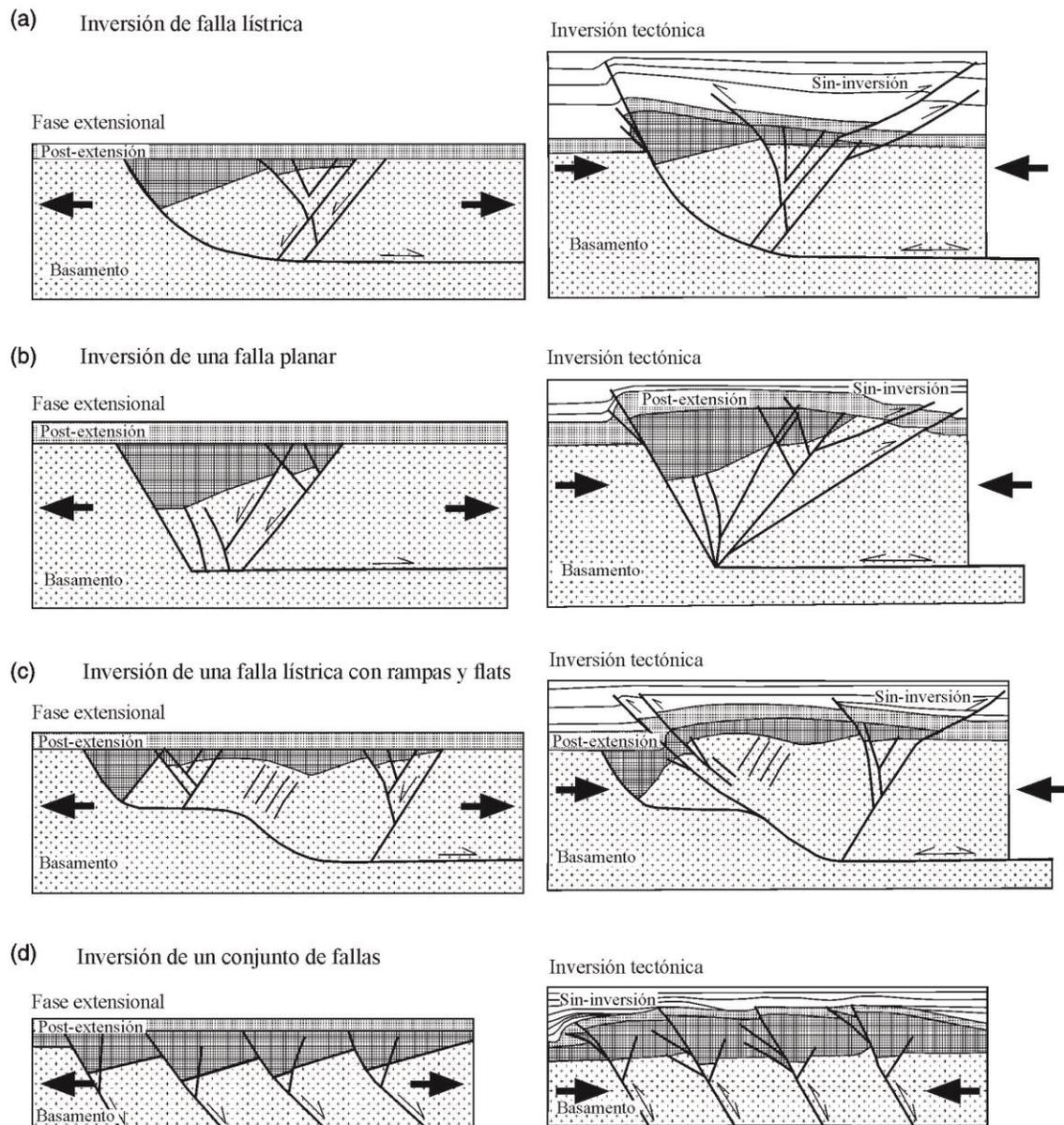


Figura 12. Representación esquemática de las diferentes geometrías de fallas normales y las estructuras que generan cada una durante la inversión tectónica. (a) Inversión de una falla lítrica; (b) inversión de una simple falla planar; (c) inversión de una falla lítrica con rampas y flats; y (d) inversión de un conjunto de fallas normales de efecto dominó. Tomado de Nemçok *et al.*, 2005.



3.2. Plegamiento de rocas estratificadas.

Pliegues Chevron. Los pliegues tipo *chevron* se desarrollan típicamente en sucesiones estratificadas que presentan una alternancia de estratos competentes e incompetentes con espesores distintos y con un alto contraste de viscosidad entre ellos, y con estratificación rítmica, los cuales son sometidos a acortamiento paralelo a la estratificación (Ramsay, 1974).

Ramsay (1974) propuso un modelo geométrico que explica el desarrollo de los pliegues tipo *chevron*, en donde establece las características y condiciones que definen a dicho estilo de plegamiento, los cuales son:

- El plegamiento se desarrolla rápidamente hasta formar un pliegue abierto (según la clasificación de Ramsay, 1967) seguido por una progresiva desaceleración en el acortamiento, lo cual provoca adelgazamiento de los flancos y engrosamiento de la charnela (Figura 13a).
- El plegamiento *chevron* provoca una relación de espesor/longitud en los flancos de 1/10, siempre y cuando el grosor de la capa competente sea constante. Si existe una anomalía en el espesor de la capa, ésta puede acomodar el acortamiento desarrollando *boudinage*, colapso de la charnela (Figura 13b) o fallamiento en los flancos.
- La capa competente forma pliegues paralelos o concéntricos, (clase 1B) esto a su vez implica que la distorsión interna en dicha capa sea por cizalla paralela a la estratificación.
- La dilatación de la charnela ocurre durante la última etapa de plegamiento y está en función de la cantidad de acortamiento y de la relación del grosor de la capa competente contra la longitud del flanco.
- El arco interno de la capa competente en la zona de charnela puede ser rellenado por cuarzo o calcita, o bien, la capa incompetente puede fluir hacia esta zona (Figura 13c).



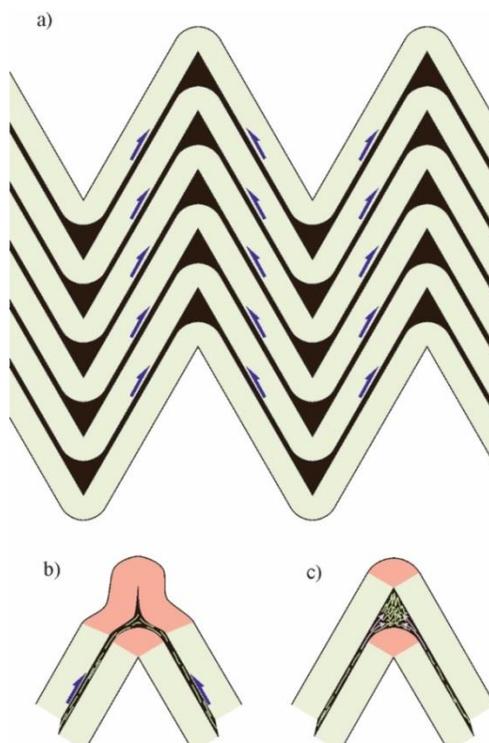


Figura 13. Geometría de pliegues *chevron*. Tomado de Fossen (2010).

3.3 Cuencas de antepaís

Las cuencas de antepaís ocurren en un sistema definido por una depresión elongada, situada entre un cinturón orogénico y la parte estable de un cratón. Dicha depresión es una respuesta flexural al apilamiento de rocas en el frente orogénico (DeCelles y Gilles, 1996).

La geometría de la cuenca depende de la morfología del basamento y de la manera en cómo se transmite la deformación desde el orógeno hacia la cuenca. En una sección transversal, la forma de cuña de los depósitos sedimentarios que rellenan a las cuencas de antepaís; con espesor más grande en la parte adyacente del cinturón orogénico y más delgado hacia la zona del cratón, se debe a que la mayor cantidad de sedimentos provienen principalmente de la erosión del orógeno y en menor proporción de la zona del cratón (DeCelles y Gilles, 1996, Figura 14).

El “sistema de cuencas de antepaís” propuesto por DeCelles y Gilles (1996) se divide en cuatro zonas de acuerdo a sus características de depósito y de deformación.

I. La zona de cuña superior o *wedge top*.

Esta zona pertenece a la parte frontal del orógeno entre el relieve alto y el frente de deformación. Aquí los depósitos sintectónicos suelen estar afectados por cabalgaduras provenientes del cinturón orogénico generando pliegues por propagación de falla y capas



duplicadas, donde generalmente los sedimentos de pequeñas subcuencas llamadas *piggyback* o *thrust sheets* (escamas de cabalgadura), las cuales están involucrados en la deformación. Los sedimentos de la cuña superior en condiciones subacuáticas consisten principalmente de material fino y flujos turbidíticos, mientras que en condiciones subaéreas se deposita material grueso de ambientes aluviales y fluviales. Dichos depósitos presentan discordancias progresivas, pliegues, fallas y rotación del clivaje, lo cual indica que en esta zona los sedimentos se deforman durante su depositación. Estos rasgos permiten caracterizar la historia de deformación de los cinturones de pliegues y cabalgaduras.

II. La zona de cuenca profunda o *foredeep*.

Se extiende desde el frente de la zona de cuña superior hasta el *forebulge*, y alcanza una longitud transversal al rumbo del orógeno de 100 a 300 km y de 0 a 8 km de profundidad. Los sedimentos que son acumulados en el *foredeep* son depósitos fluviales, aluviales, deltaicos y turbidíticos, provenientes mayoritariamente del cinturón orogénico y en menor proporción de la zona del cratón. Dichos sedimentos en la cuenca suelen ser turbidíticos (tipo *flysch*) en etapas tempranas y pasan a ser sedimentos más gruesos (tipo *molassa*) en etapas tardías; todo ello refleja un cambio de ambiente de depósito marino a continental.

III. La zona de levantamiento o *forebulge*.

Es un área levantada localizada en la zona del cratón frente a la cuenca delantera profunda, la cual es respuesta a la flexura de la corteza producida por la carga del orógeno. Al ser una área levantada, ésta tiende a erosionarse produciendo discordancias que van cambiando con el tiempo, además puede migrar según el avance del orógeno. Sin embargo, en condiciones marinas, esta zona puede ser sepultada por plataformas carbonatadas.

IV. La cuenca tras-abultamiento o *back-bulge*.

Esta zona es una pequeña depresión producida por la flexura del *forebulge*, la cual es afectada por subsidencia debido a la sedimentación. En esta zona de la cuenca de antepaís se depositan sedimentos finos provenientes de la cuña orogénica y sedimentos gruesos de la zona de *forebulge* y del cratón. El ambiente de depósito es dominado por condiciones marinas poco profundas a continentales.

V. Subsidencia y sedimentación en las cuencas de antepaís.

La tasa de subsidencia en las cuencas de antepaís está influenciada directamente por la carga producida por el orógeno y la dinámica de la subducción (Royden, 1993, en



DeCelles y Gilles, 1996), por lo tanto, la primera respuesta a la flexión de la corteza es el desarrollo de la cuenca profunda en el frente del orógeno, seguido de la generación de la zona de abultamiento y por último la cuenca tras-abultamiento (DeCelles y Gilles, 1996). Sin embargo, factores como el agua y la cantidad de sedimentos alteran la respuesta a la flexión e inhiben el desarrollo de la cuenca profunda y extiende la cuenca tras-abultamiento hacia el cratón. Por otro lado, la tasa de subsidencia puede también inhibir el levantamiento en la parte frontal de la cuña orogénica, ocasionando mayor sedimentación sobre la zona de cuña superior (Flemings y Jordan, 1989, en DeCelles y Gilles, 1996).

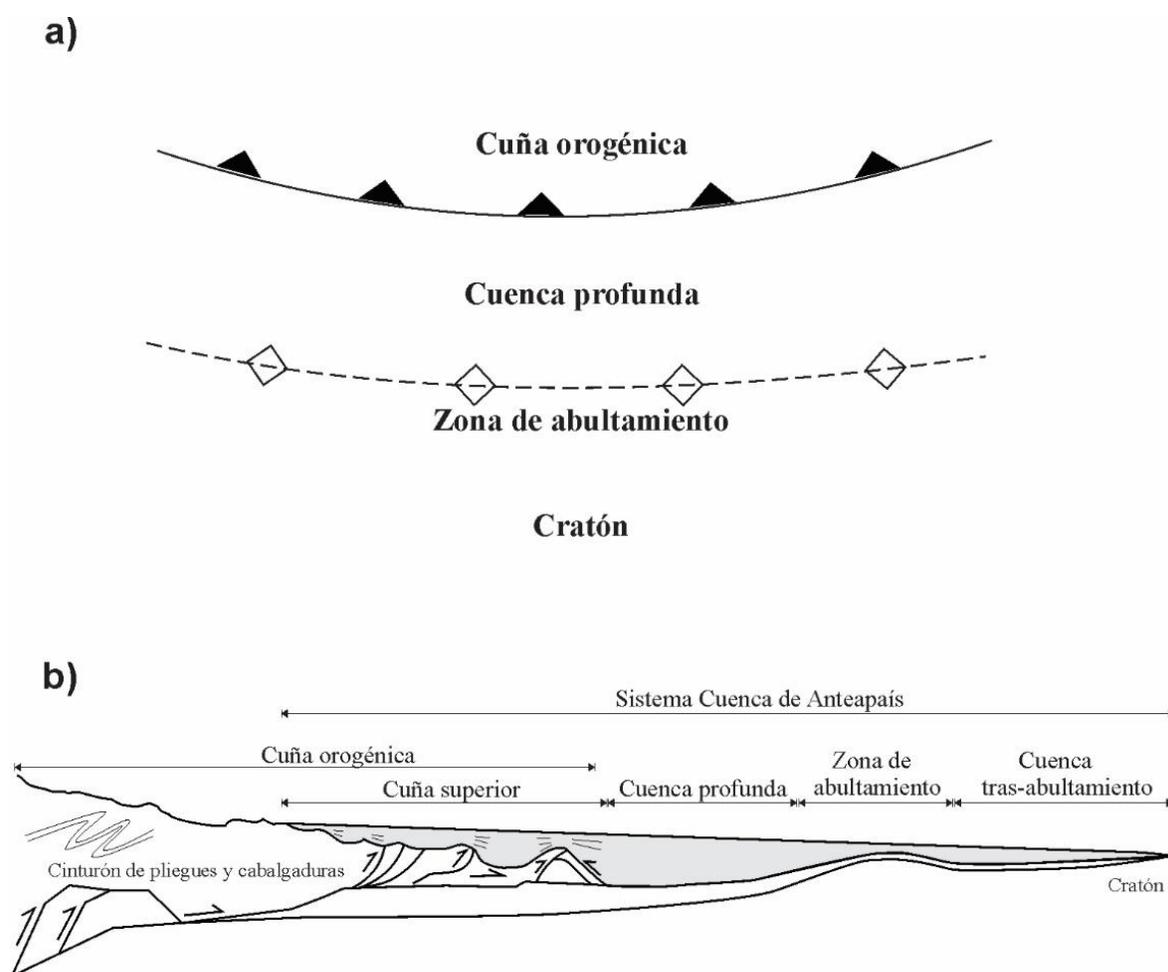


Figura 14. Representación esquemática de las cuencas de antepaís; en a) se representa la vista en planta y en b) la vista en sección transversal que muestra las cuatro zonas del sistema de cuenca de antepaís: Cuña superior (*wedge-top*), cuenca profunda (*foredeep*), zona de abultamiento (*forebulge*) y cuenca tras-abultamiento (*backbulge*). Traducido de DeCelles y Gilles (1996).



4. ESTRATIGRAFÍA

El área de estudio se localiza sobre la margen nororiental de la Plataforma de Coahuila, en el límite con la región sur de la Cuenca de Sabinas. El límite entre estas dos provincias paleogeográficas coincide con la traza la Falla de San Marcos (FSM), cuyo último evento de reactivación es responsable de la deformación de las capas Cerro La Bruja, motivo de estudio.

En el presente capítulo se abordan las características y la relación espacio-temporal de las sucesiones estratigráficas locales que limitan al área de estudio, así como la descripción estratigráfica detallada de las capas Cerro La Bruja con la finalidad de ubicarla en tiempo y correlacionarla con alguna unidad litoestratigráfica formalmente definida.

4.1 Antecedentes de la estratigrafía en el área de estudio.

Hacia el límite norte del área de estudio, Bolaños-Rodríguez (2006) realizó un estudio estratigráfico, del cual basado en sus observaciones de campo y en el trabajo de McKee *et al.* (1990) construyó una columna estratigráfica que compara la Plataforma de Coahuila en las áreas del valle del Hundido y Puerto la Fragua, con la Cuenca de Sabinas en la valle de San Marcos (Figura 15). Dicha columna está conformada en la base por rocas metasedimentarias e ígneas que afloran en el valle del Jabalí y en la comunidad de Las Palomas dentro del valle de San Marcos (Bolaños-Rodríguez, 2006) y una cubierta sedimentaria Mesozoica asociada con la actividad de la FSM y del aporte de sedimentos de la Plataforma de Coahuila (McKee *et al.*, 1990). Esta cobertura se divide en (i) flujos de gravedad de conglomerado y arenisca del Jurásico Superior, (ii) depósitos de abanicos aluviales del Cretácico Inferior producto de la primera reactivación de la falla, y (iii) secesión de caliza y lutita calcárea del Cretácico Superior que registran los aumentos eustáticos del nivel del mar (Bolaños-Rodríguez, 2006).

I. Unidades jurásicas

Se encuentran expuestas en Tanque Cuatro Palmas, Loma el Cuevudo y en la localidad de Las Palomas (McKee *et al.*, 1990), dentro del valle de San Marcos. McKee *et al.* (1990) los dividió en tres unidades informales, capas Las Palomas, capas sierra El Granizo y capas Tanque Cuatro Palmas.



Capas Las Palomas

Afloran en la parte sureste de la sierra El Granizo, donde Bolaños-Rodríguez (2006) las describe como una secesión conglomerática, la cual en la base es un conglomerado polimíctico soportado por matriz, no presenta estructuras primarias y los clastos son principalmente bloques subangulosos (0.3 a 0.5 m de diámetro) de filita y lutita, además de clastos de granitoide, andesita, cuarcita y esquisto. El tamaño de los clastos disminuye hacia la cima y aparecen fragmentos de roca volcánica y volcanoclástica que indican aporte de la cuenca/arco Las Delicias (McKee *et al.*, 1990). Finalmente, la cima de las capas Las Palomas según Bolaños-Rodríguez (2006) está representada por una intercalación de marga y horizontes delgados de arenisca calcárea.

Capas sierra El Granizo

Sobreyacen concordantemente a las capas Las Palomas y corresponden a flujos de escombros con un espesor de 1000 m. Están conformadas principalmente por arenisca con capas de conglomerado en los cuales los clastos volcánicos son los más abundantes y muestran una mayor redondez (Bolaños-Rodríguez, 2006), por lo que se infiere que fueron retrabajados de las capas Las Palomas (McKee *et al.*, 1990). En las faldas de la sierra El Granizo estas capas son de arenisca y lutita de coloración verdosa intercaladas con horizontes conglomeráticos de un metro de espesor (Bolaños-Rodríguez, 2006)

Capas Tanque Cuatro Palmas

Corresponden a rocas sedimentarias marinas de grano fino, principalmente limolita y lutita calcárea con amonites del Titoniano, bivalvos y gasterópodos (McKee *et al.*, 1990). En la zona de Tanque Cuatro Palmas y en el valle del Jabalí dentro del valle de San Marcos, Bolaños-Rodríguez (2006) describe a estas capas como arenisca y lutita de color verdoso con espesor de casi 100 m, las cuales subyacen a la Formación Cupido.

II. Unidades cretácicas

Formación San Marcos

Esta unidad se distribuye a lo largo del lado norte de la traza de la Falla de San Marcos y está expuesta principalmente en las faldas de la sierra San Marcos y Pinos y al este de la sierra La Fragua en Potrero Colorado (Bolaños-Rodríguez, 2006). Está formada por capas de conglomerado de color rojizo que contienen clastos de arenisca, lutita, basalto, granito, gneis y esquisto, intercaladas con horizontes de arenisca conglomerática de clastos bien redondeados y que presentan estratificación cruzada a escalas métricas (Bolaños-



Rodríguez, 2006). Se extiende hacia el interior de la cuenca y se interpreta como abanicos aluviales de edad Berriasiano-Barremiano.

Formación Cupido

En el área norte de la sierra de San Marcos y Pinos, Bolaños-Rodríguez (2006) reporta a la Formación Cupido con un espesor de 100 a 200 m y la describe como compuesta por caliza de color gris claro a gris oscuro con abundantes rudistas y corales, con estilolitas en los planos de estratificación, nódulos de hierro y estratos de calcarenita y de caliza dolomítica en la base de la unidad, sobreyaciendo a través de un contacto transicional a la Formación San Marcos.

Formación La Peña

En la cara sur de la sierra de San Marcos y Pinos, Bolaños-Rodríguez (2006) describe a la Formación La Peña con espesor de 10 a 20 m promedio como una intercalación de lutita de color ocre, marga laminada con foraminíferos y horizontes de pedernal, sobreyaciendo concordantemente a la Formación Cupido.

Formación Aurora

En el valle El Jabalí, dentro del valle de San Marcos, Bolaños-Rodríguez (2006) reporta a la Formación Aurora con un espesor de más de 800 m compuesta por caliza bioclástica estratificada con concreciones de hierro y pedernal y escasos horizontes de marga y caliza arrecifal, además, horizontes de evaporita en la parte superior de la Formación en las sierras Australia y La Fragua, siendo la unidad cretácica dominante del área.

Formación Kiamichi y Grupo Washita.

En la Cuenca de Sabinas, la Formación *Kiamichi* está compuesta por una alternancia de lutita calcárea y caliza arcillosa con algunos horizontes de calcarenita (Bolaños-Rodríguez, 2006), a la cual le sobryace a través de un contacto transicional el Grupo *Washita* conformado por tres formaciones: caliza bioclástica de grano fino de la Formación *George Town*; una intercalación de caliza de color gris claro con lutita calcáreas de la Formación Del Río; y caliza micrítica con horizontes esporádicos de lutita laminadas de la Formación Buda (Goldhammer, 1999).

Formación Indidura

La unidad cretácica más joven cartografiada por Bolaños-Rodríguez (2006) corresponde la Formación Indidura, la cual la describe como un paquete de lutita y limolita



calcárea ricas en amonites, intercaladas con capas delgadas de caliza y escasos horizontes de yeso.

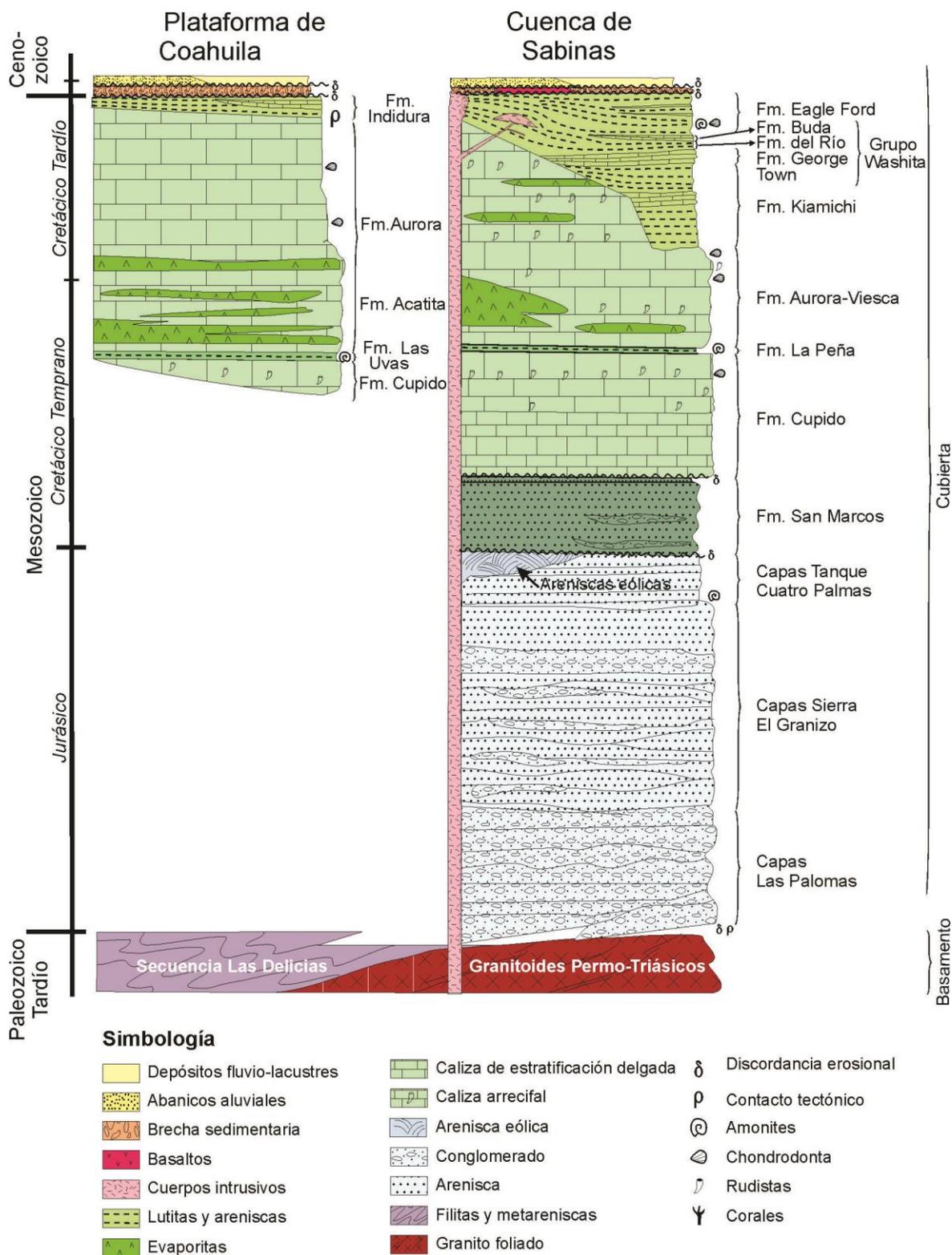


Figura 15. Columna estratigráfica sintetizada que correlaciona la Plataforma de Coahuila y la Cuenca de Sabinas en el área de Cuatro Ciénegas y el Valle del Hundido (porción noreste del valle de San Marcos, modificado de Bolaños-Rodríguez, 2006).



4.2 Estratigrafía de las capas Cerro La Bruja (CCLB)

Las capas Cerro La Bruja es una unidad sedimentaria marina predominantemente calcárea, depositada durante el Cretácico Tardío en un ambiente de cuenca pelágica. Dicha unidad, con un espesor preservado de poco más de 200 m, está conformada principalmente por una intercalación de lutita calcárea y caliza arcillosa, con horizontes de lutita negra tanto en la base como en la cima de la unidad, horizontes de caliza con microbrecha de restos de peces hacia la cima de la unidad y escasos horizontes de toba y yeso.

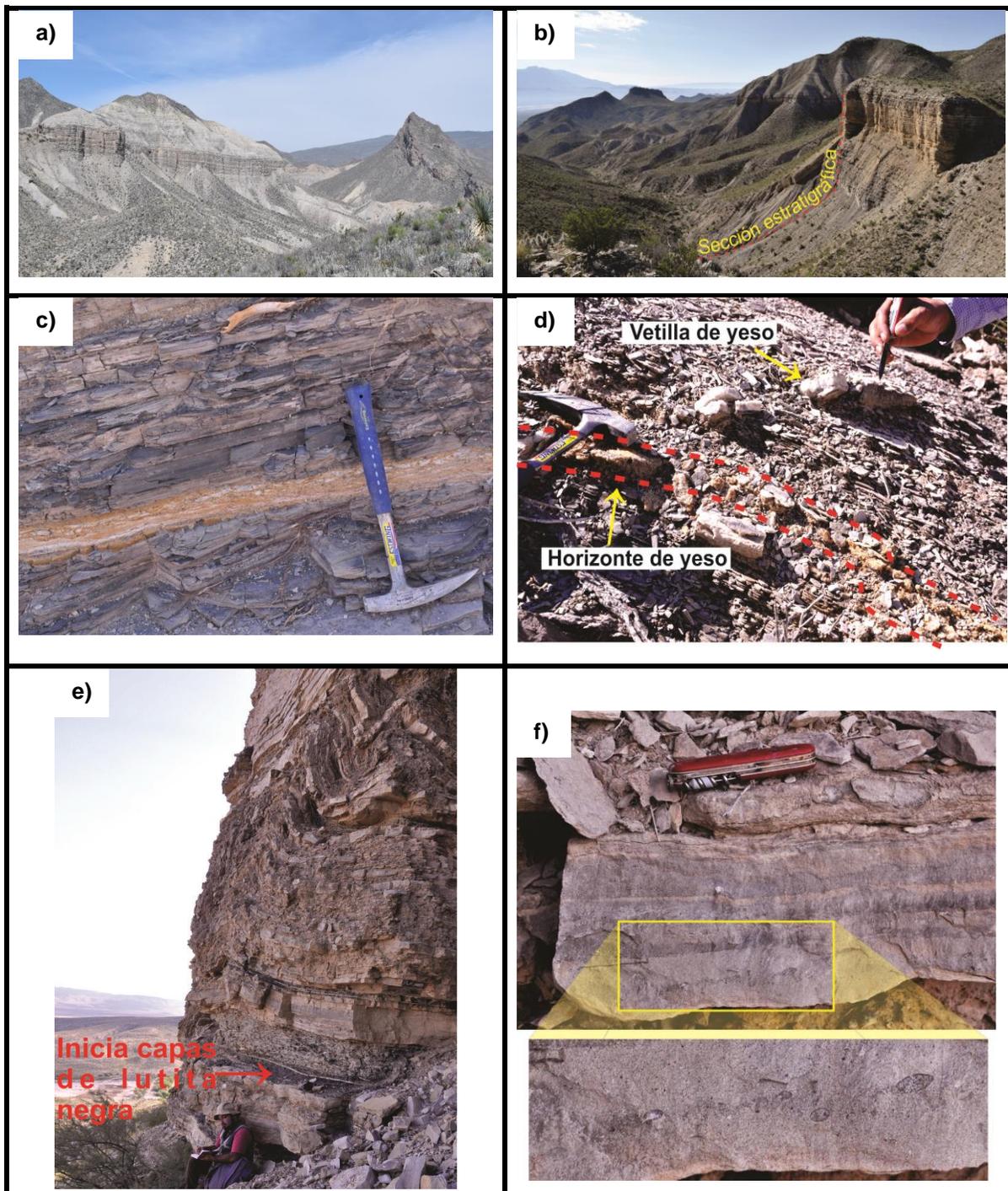
En afloramiento, los estratos de caliza arcillosa y lutita calcárea son de color gris claro. Los horizontes de lutita rica en materia orgánica son de color gris oscuro a negro y contienen resto de peces y fragmentos de inocerámidos (Figura 16). Los horizontes de caliza con microbrecha son de color gris claro, en el cual las microbrechas que se presentan en la base de cada estrato de caliza contienen resto de peces de color gris oscuro, mientras que los horizontes delgados de toba y yeso presentan una tonalidad rojiza (Figura 16). Los estratos de lutita calcárea se adelgazan cada vez más hacia la parte superior de la columna estratigráfica. Dentro de los primeros 100 metros, varían de 50 centímetros hasta 10 metros de espesor, mientras que en los últimos 100 metros pasan a ser estratos muy delgados de hasta 10 centímetros de espesor. Los estratos de caliza arcillosa varían entre 20 y 80 centímetros de espesor y en los últimos setenta metros de la unidad pasan a ser caliza con fábrica nodular y abudinada. Los horizontes de lutita negra son más frecuentes en los últimos cien metros de la sección, donde aparecen como delgados niveles alternando con capas de caliza arenosa. La caliza con microbrecha con un espesor de 25 centímetros se presenta en los últimos veinte metros de la sección. Por último, los horizontes de yeso, con un espesor promedio de 15 centímetros, son escasos y afloran dentro de los primeros 50 metros de la unidad (Figura 17).

En las CCLB, las estructuras sedimentarias presentes son principalmente la laminación plano paralela y la estratificación *hummocky* (Figura 18), siendo esta última frecuente en los primeros 50 metros de la unidad. Cristales de pirita y vetillas de yeso y calcita son las estructuras diagenéticas más características de la unidad entre los 100 y 130 metros, donde se aprecian además estructuras sedimentarias de deformación correspondiente a laminación convoluta.

Las CCLB sobreyacen a través de un contacto tectónico a la Formación Aurora. Sin embargo, de Bolaños-Rodríguez (2006) se conoce que el contacto entre estas dos unidades



es transicional. En el frente norte y este se encuentra en contacto con la Formación Cupido por medio de la Falla de San Marcos, debido a que la última reactivación inversa de dicha falla desplazó depósitos Jurásicos y del Cretácico Inferior colocándolas al mismo nivel topográfico que las CCLB.



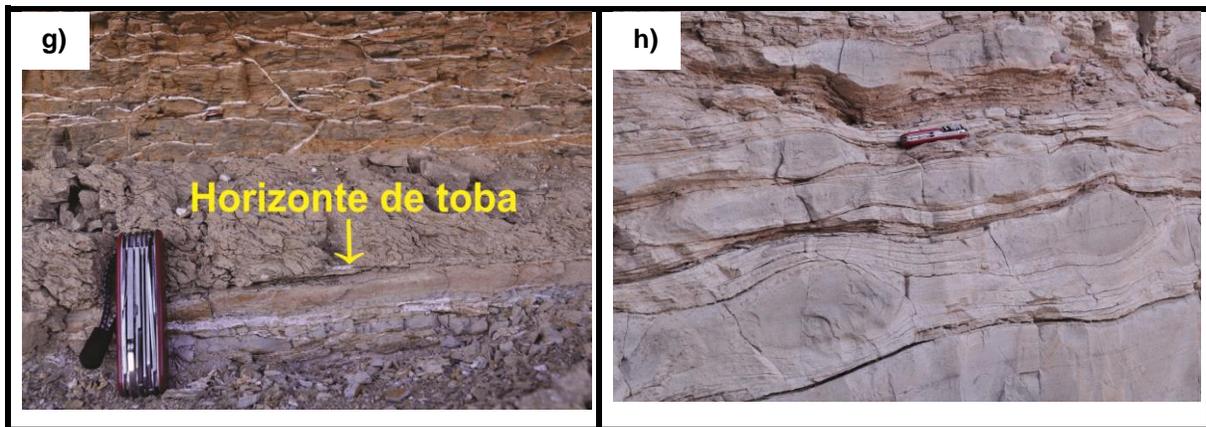
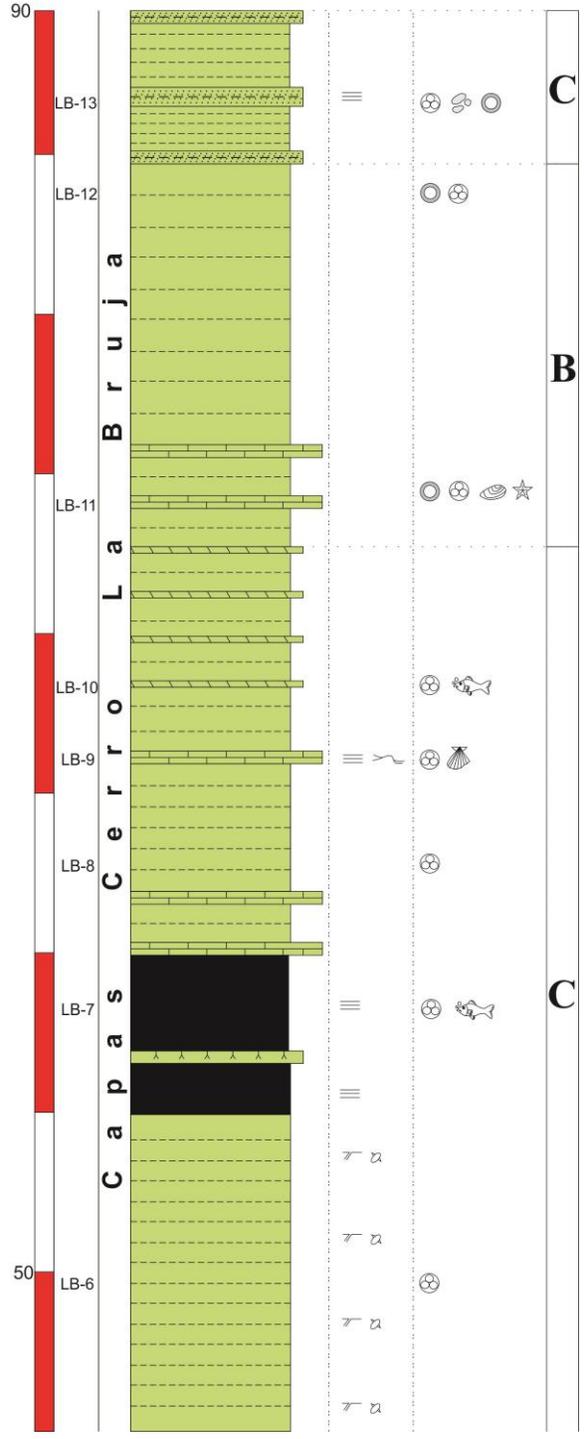
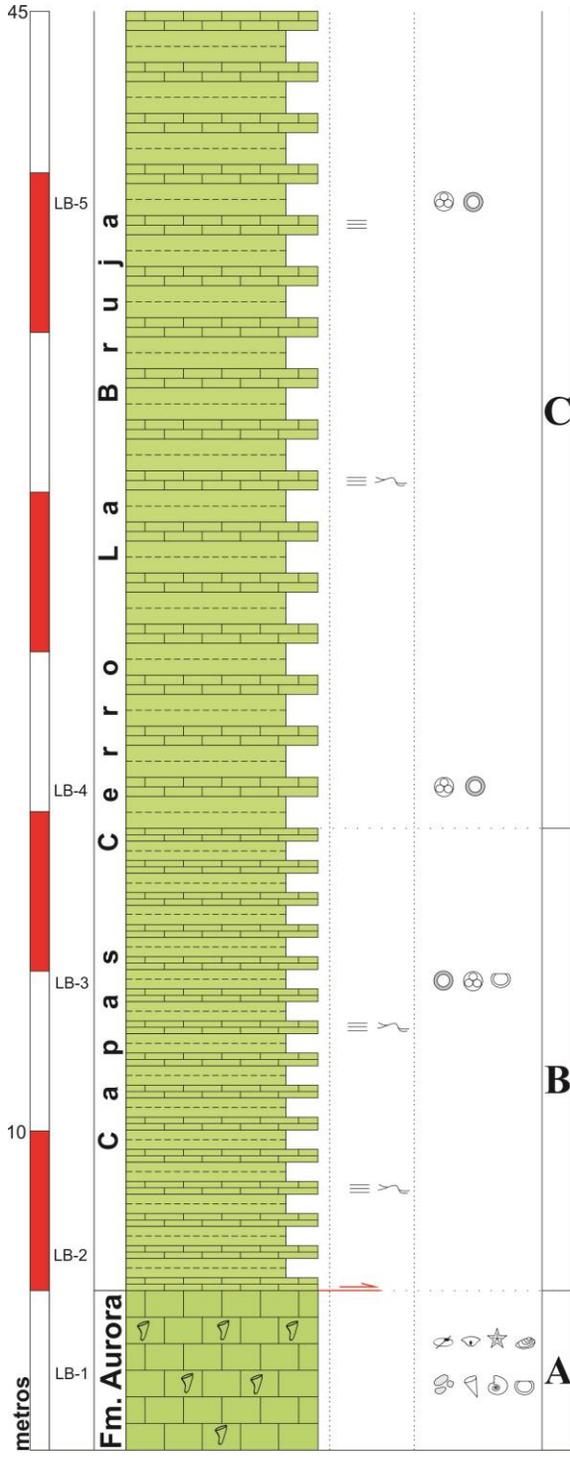
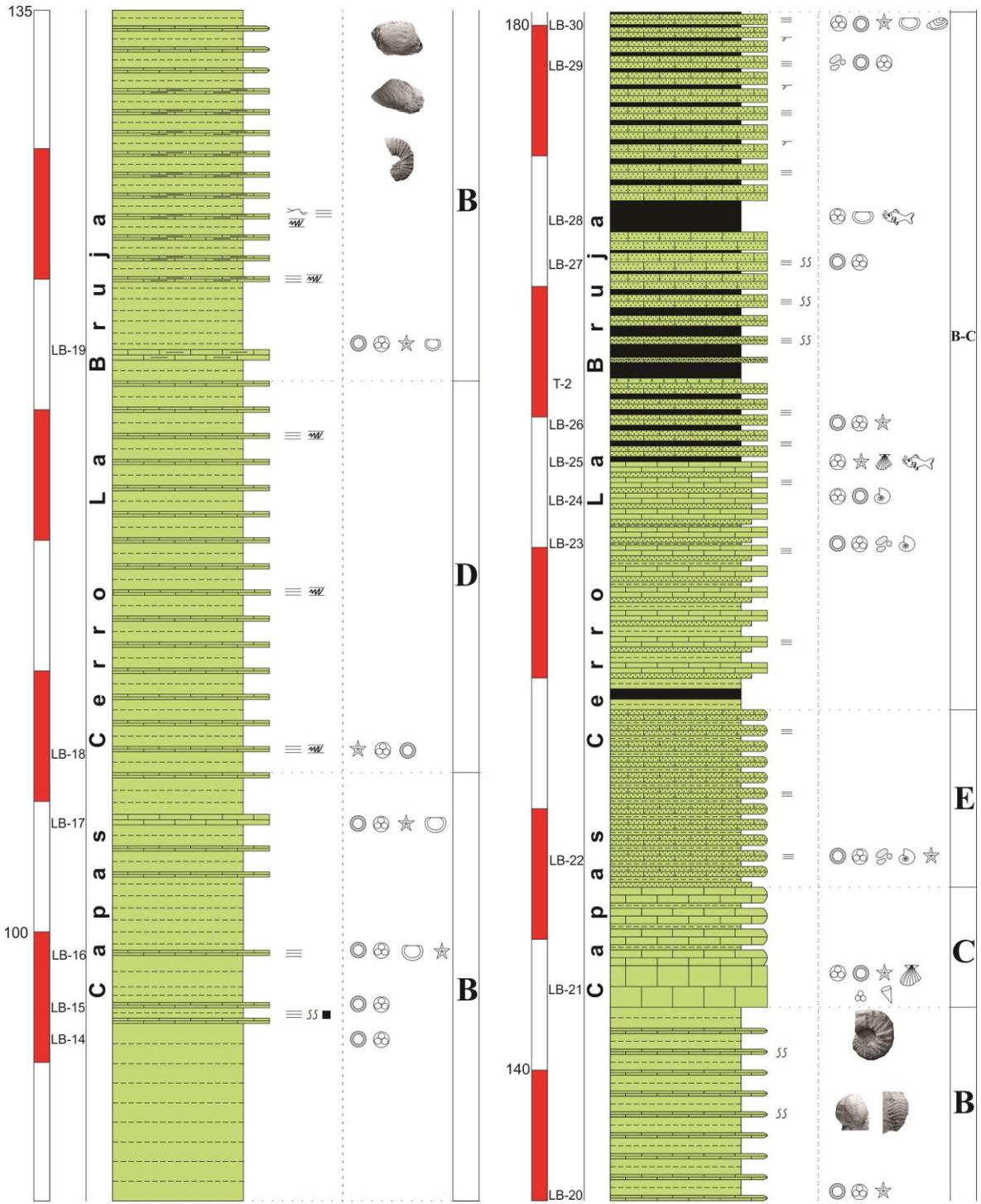


Figura 16. Conjunto de fotografías tomadas en campo que representan la litología de las capas Cerro La Bruja. En a) una vista panorámica del área de estudio. En b) el área donde se levantó la columna estratigráfica. En c) capa de toba dentro del primer estrato de lutita negra ubicada en el metro 55. En d) capa y vetilla de yeso ubicado en la parte basal de la sección. En e) el nivel de despegue basal de lutita negra ubicado en el metro 155 de la columna estratigráfica. En f) Acercamiento de la caliza con microbrecha. En g) horizonte de toba de la parte superior de la sección. En h) las calizas abudinadas de los últimos 15 m de la sección estratigráfica.





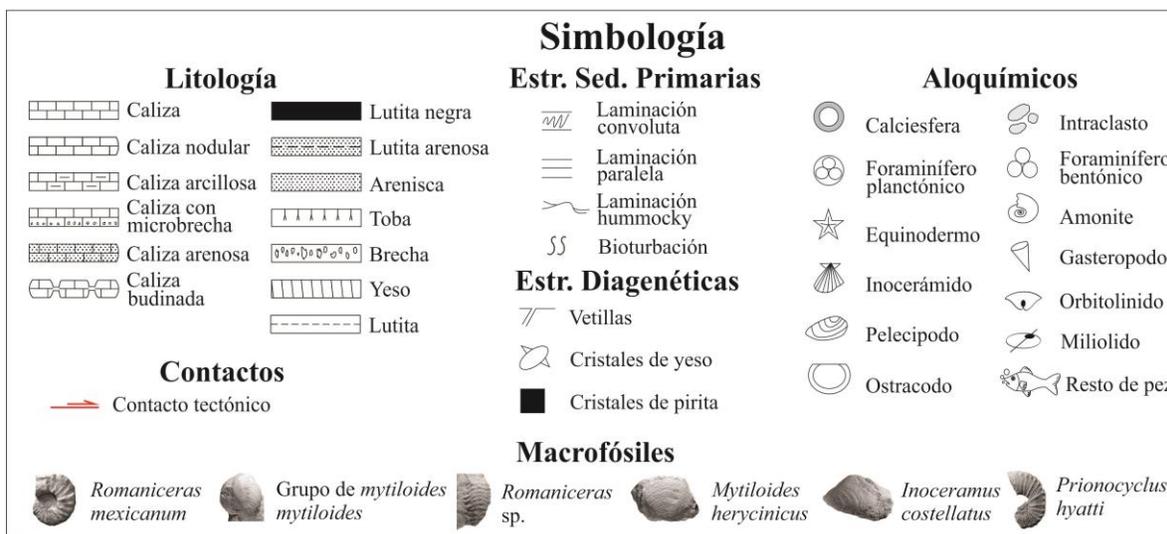
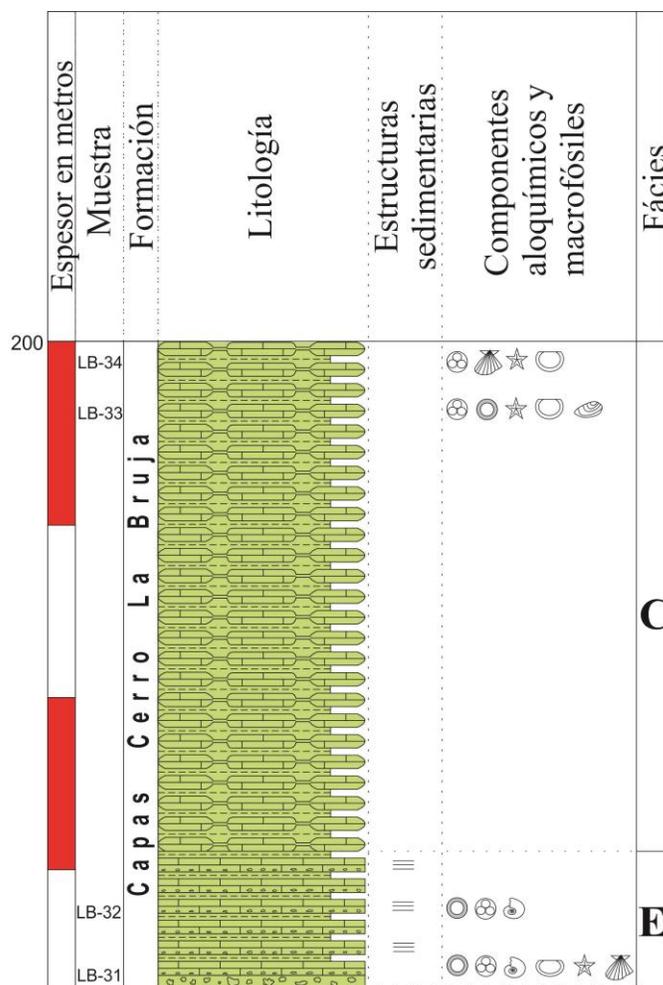


Figura 17. Columna estratigráfica a detalle de las capas Cerro La Bruja.



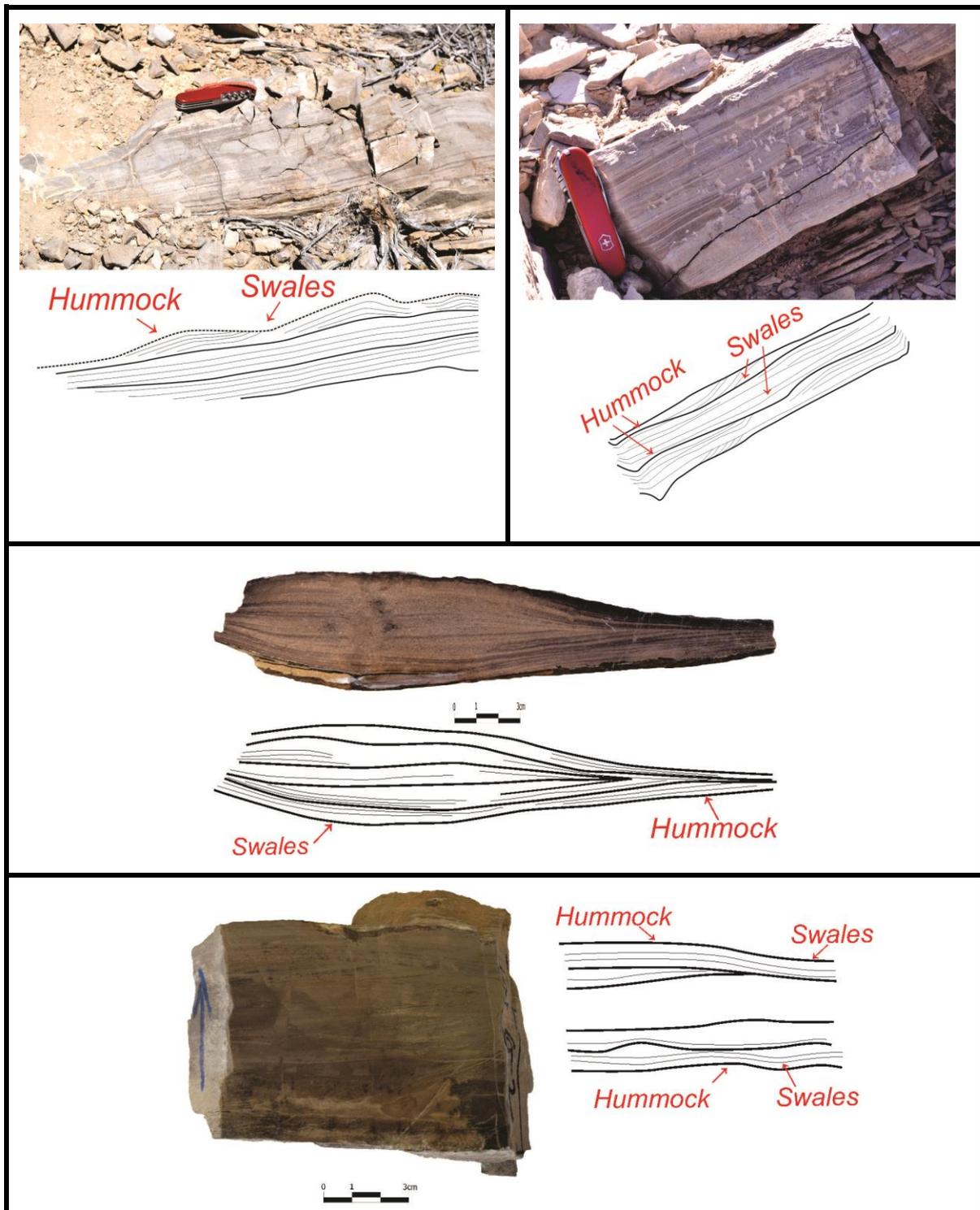


Figura 18. Fotografías de afloramiento y muestra de mano ubicados dentro de los primeros 50 metros de la sección estratigráfica, que muestran la presencia de estratificación *hummocky* en las capas Cerro La Bruja.

I. Análisis de microfácies

El análisis petrográfico muestra que la mayoría de las rocas de las CCLB presentan texturas de *wackestone* y *packstone* diferenciándose según los componentes aloquímicos, por lo que se agruparon en asociaciones de microfácies con la finalidad de determinar las condiciones de depósito, la microfácies estándar que la caracteriza y la posición paleoambiental en el cinturón de facies estándar de Wilson (1975). Es importante mencionar que sólo la asociación de microfácies A corresponde a la Formación Aurora. Las demás asociaciones (B, C, B-C, D y E) representan a las CCLB.

Microfacies A: *Wackestone-Packstone* con frecuentes foraminíferos bentónicos (principalmente miliólidos y orbitolinidos, 60%) y equinodermos (30%), comunes pelecípodos (10%), ostrácodos (10%) e intraclastos (10%) y escasos gasterópodos (5%) y fragmentos de concha (5%). Esta microfácies presenta cristales de dolomita selectiva y una matriz ligeramente neomorfizada a microesparita (Figura 19).

Microfacies B: *Wackestone y packstone-wackestone* con abundantes calciesferas (40%), frecuentes foraminíferos planctónicos (30%), comunes sacocomas (equinodermo, 20%), y escasos ostrácodos (5%) y pelecípodos (5%). Esta microfácies se caracteriza por presentar una fábrica laminada con zonas en donde los granos aloquímicos se disponen en una dirección preferencial y en mayor empaquetamiento. La matriz se encuentra neomorfizada (Figura 20).

Microfacies C: *Wackestone y packstone* de foraminíferos planctónicos (60%) con comunes calciesferas (20%) y escasos equinodermos (10%), resto de peces (5%) e inocerámidos (5%). En esta microfácies los poros de las cámaras de los foraminíferos planctónicos se encuentran obliterados por ortoesparita y en algunos casos reemplazados por sílice. La matriz es de color marrón oscuro y se encuentra neomorfizada a cristales de pseudoesparita (Figura 21).

Microfacies B-C: Sucesión rítmica de *Wackestone y packstone-wackestone* de abundantes calciesferas con *wackestone* de foraminíferos planctónicos. Esta asociación de microfácies es una intercalación de la microfácies B con la microfácies C. Se presenta en la columna estratigráfica desde el metro 163 hasta el metro 180. Se caracteriza por ser una sucesión rítmica de lutita negra con caliza arenosa.

Microfacies D: *Packstone-wackestone* de equinodermos (60%) con comunes foraminíferos planctónicos (20%) y calciesferas (20%). Esta microfácies presenta dos



dominios de textura, la más abundante está compuesta por *packstone* de equinodermos y se caracteriza por presentar una biofábrica debido al alineamiento de los crinoides (equinodermos), además de presentar una matriz neomorfizada a microesparita. En el segundo dominio de *wackestone* de foraminíferos planctónicos y calciesferas la matriz se encuentra neomorfizada a pseudoesparita (Figura 22).

Microfacies E: *Packstone* de calciesferas (60%), con frecuentes foraminíferos planctónicos (25%) y comunes amonitelas (15%). Esta microfacies se caracteriza principalmente por la gran abundancia de calciesferas. La matriz se encuentra ligeramente neomorfizada a microesparita (Figura 23).

La ubicación y distribución de las asociaciones de microfacies se muestra en la columna estratigráfica en la Figura 17.

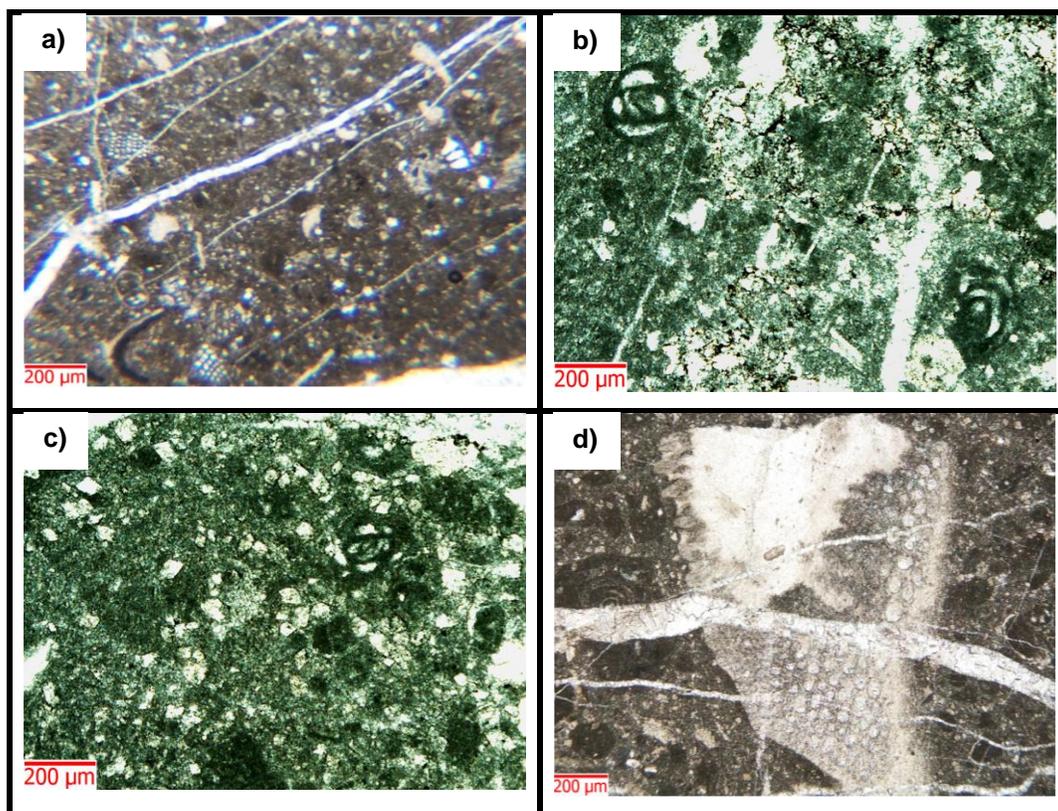


Figura 19. Conjunto de fotomicrografías que representan la microfacies A. En a) se representa la textura general tipo *wackestone-packstone*. En b) y c) se muestran miliolidos y cristales de dolomita. En d) un fragmento de pelecípodo.



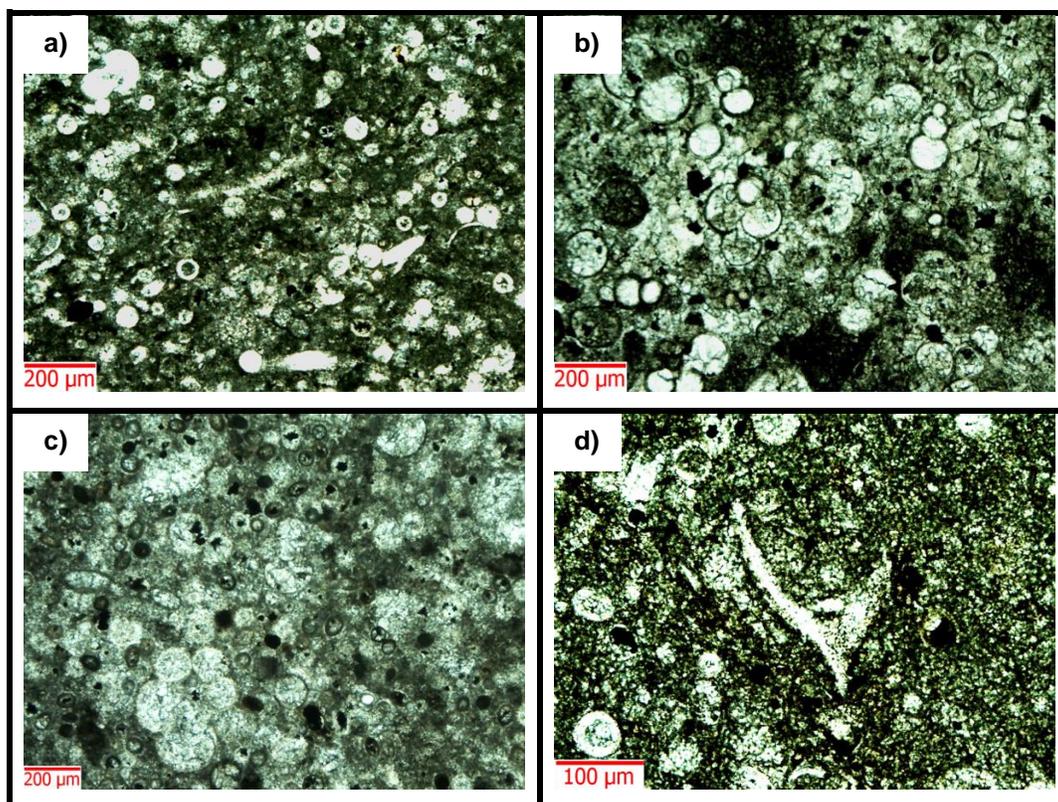


Figura 20. Conjunto de fotomicrografías que representan la microfacies B. En a) se representa la textura general *wackestone-packstone*. En b) y c) la zona laminada de mayor empaquetamiento que corresponde a una textura *packstone* con mayor cantidad de foraminíferos planctónicos. En d) un equinodermo de ambiente pelágico (sacocoma).

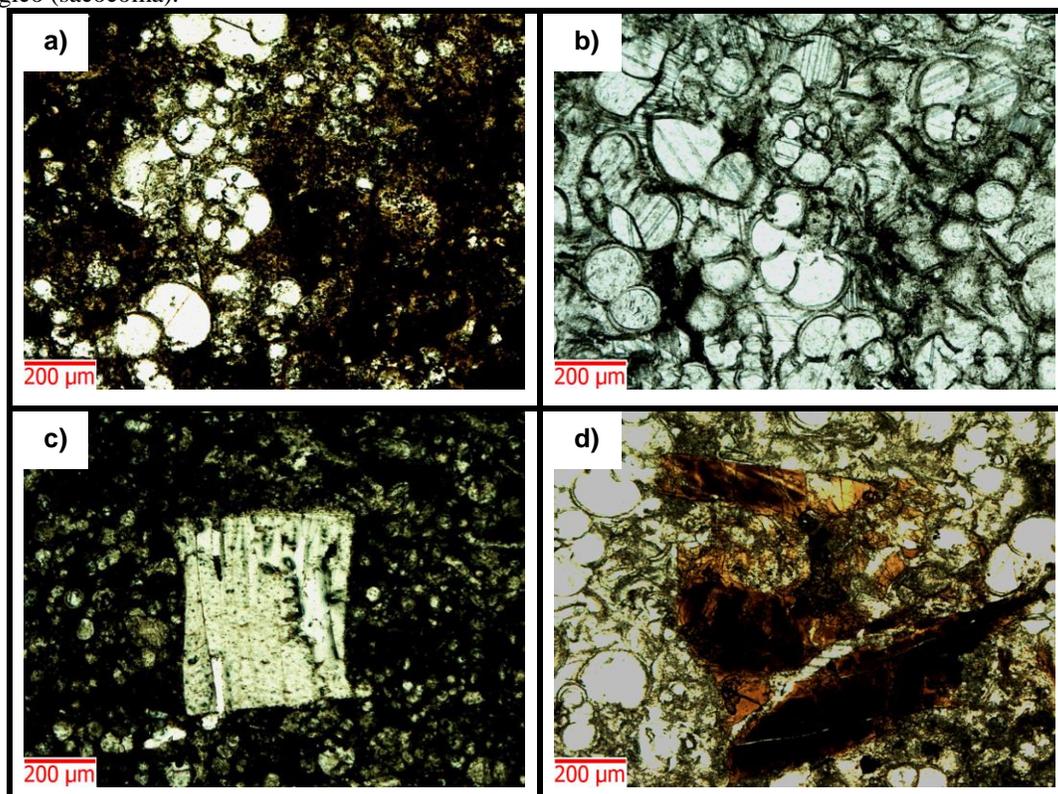


Figura 21. Conjunto de fotomicrografías que representan la microfacies C. En a) se representa la textura general *wackestone* de foraminíferos planctónicos. En b) *packstone* de foraminíferos planctónicos totalmente reemplazados por calcita. En c) fragmento de concha de inocerámido. En d) resto de peces.



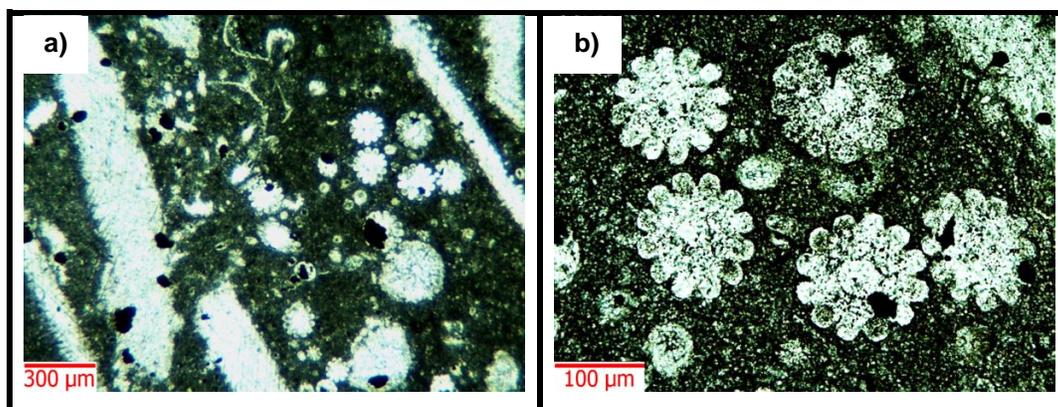


Figura 22. Conjunto de fotomicrografías que representan la microfacies D. En a) se representa la textura general de *packstone* de equinodermos con una orientación preferencial. En b) un acercamiento que muestra los crinoides bien preservados.

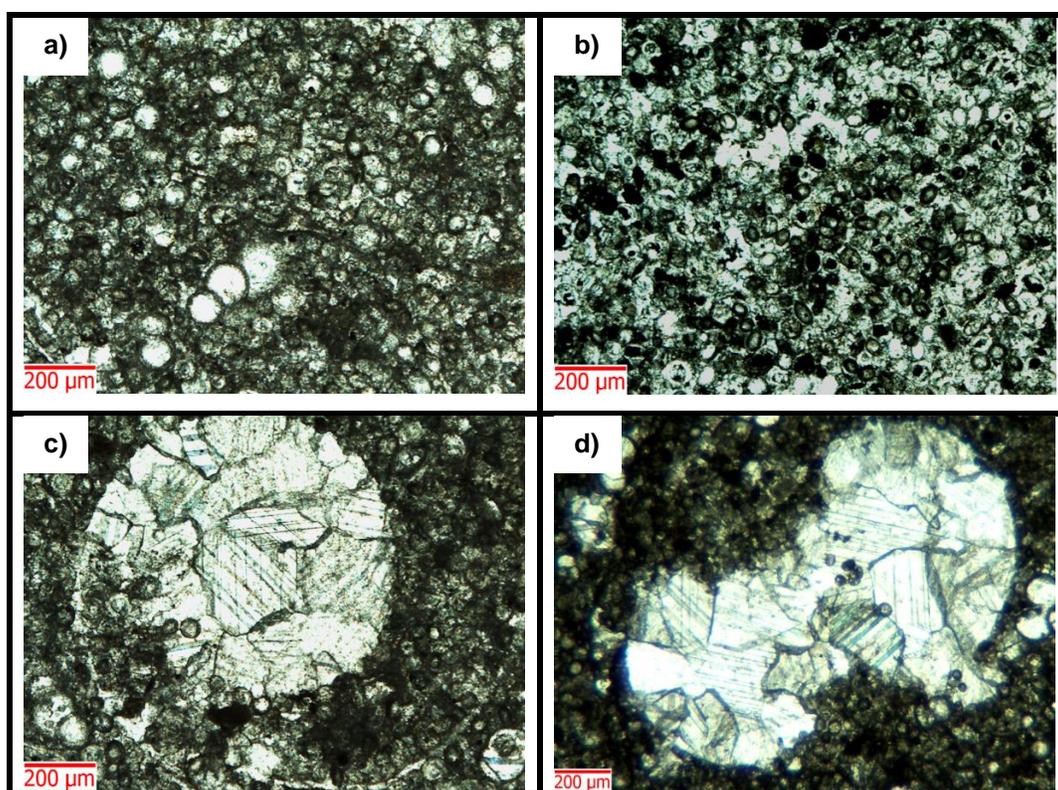


Figura 23. Conjunto de fotomicrografías que representan la microfacies E. En a) y b) se muestra la textura general tipo *packstone*. Cabe destacar la abundancia y el empaquetamiento de las calciesferas. En c) y d) se muestra amonitelas cortados de manera longitudinal y transversal, respectivamente.



III. Análisis paleontológico.

Los ammonites colectados en la sección estudiada poseen un rango bioestratigráfico muy restringido a la parte alta del Turoniano medio, Biozona *Pryonocylcus hyatti* (Figura 24). De manera preliminar ha sido posible identificar las especies *Pryonocylcus hyatti*, *Romaniceras mexicanum* y *Coilopoceras springeri* (Figura 24). *Pryonocylcus hyatti* (Anexo 2, lámina 1, A1-A4) es la especie que da nombre a la biozona homónima. Los ejemplares identificados como *Romaniceras* sp. (Anexo 2: lámina 1, B1 y B2; lámina 2, A1-A3 y B1-B6), junto con el ejemplar identificado como *Romaniceras mexicanum* (Anexo 2, lámina 3, A1-A2), son unos de los amonites mejor representados hallándose generalmente ejemplares de grandes dimensiones. Esta especie está presente en el Norte de México, Estados Unidos y Francia y está restringida a la biozona *Pryonocylcus hyatti* (Kennedy y Cobban, 1988; Kennedy *et al.*, 2015). La tercera especie de amonite que ha sido posible identificar a nivel específico es un ejemplar rodado que procede de un afloramiento en la base del cerro La Bruja. Este amonite ha sido identificado como *Coilopoceras springeri* (Anexo 2, lámina 4, A1 y A2) especie que está restringida también a la Biozona *Pryonocylcus hyatti* (Kennedy y Cobban, 1988).

Las tres especies de inocerámidos reconocidas poseen un rango bioestratigráfico mucho más amplio que los amonites, ya que se extiende desde la parte alta del Turoniano inferior hasta el Turoniano superior (Figura 24). Respecto el grupo de *Mytiloides mytiloides* (Anexo 2, lámina 5, E) se tratan de un grupo de especies cosmopolitas (Dochev, 2015). Este grupo parece tener un rango bioestratigráfico que varía según la interpretación de los diversos autores entre la parte alta del Turoniano inferior a la parte baja del Turoniano medio (Dochev, 2015). La especie *Mytiloides hercynicus* (Anexo 1, lámina 5, B) tiene también un rango similar entre la parte alta del Turoniano inferior hasta la parte baja del Turoniano medio (Wilmsen *et al.*, 2014). La última especie de inocerámido identificado como *Inoceramus costellatus* (Anexo 2, lámina 5, A) posee un rango bioestratigráfico diferente a las dos anteriores, ya que se extiende desde la parte alta del Turoniano medio hasta gran parte del Turoniano superior (Figura 24).

El rango de los diferentes taxones aquí identificados permiten caracterizar de forma inequívoca que el intervalo estratigráfico con registro de macrofósiles de la sección estudiada corresponde a la parte alta del Turoniano inferior y el Turoniano medio (Figura 24).



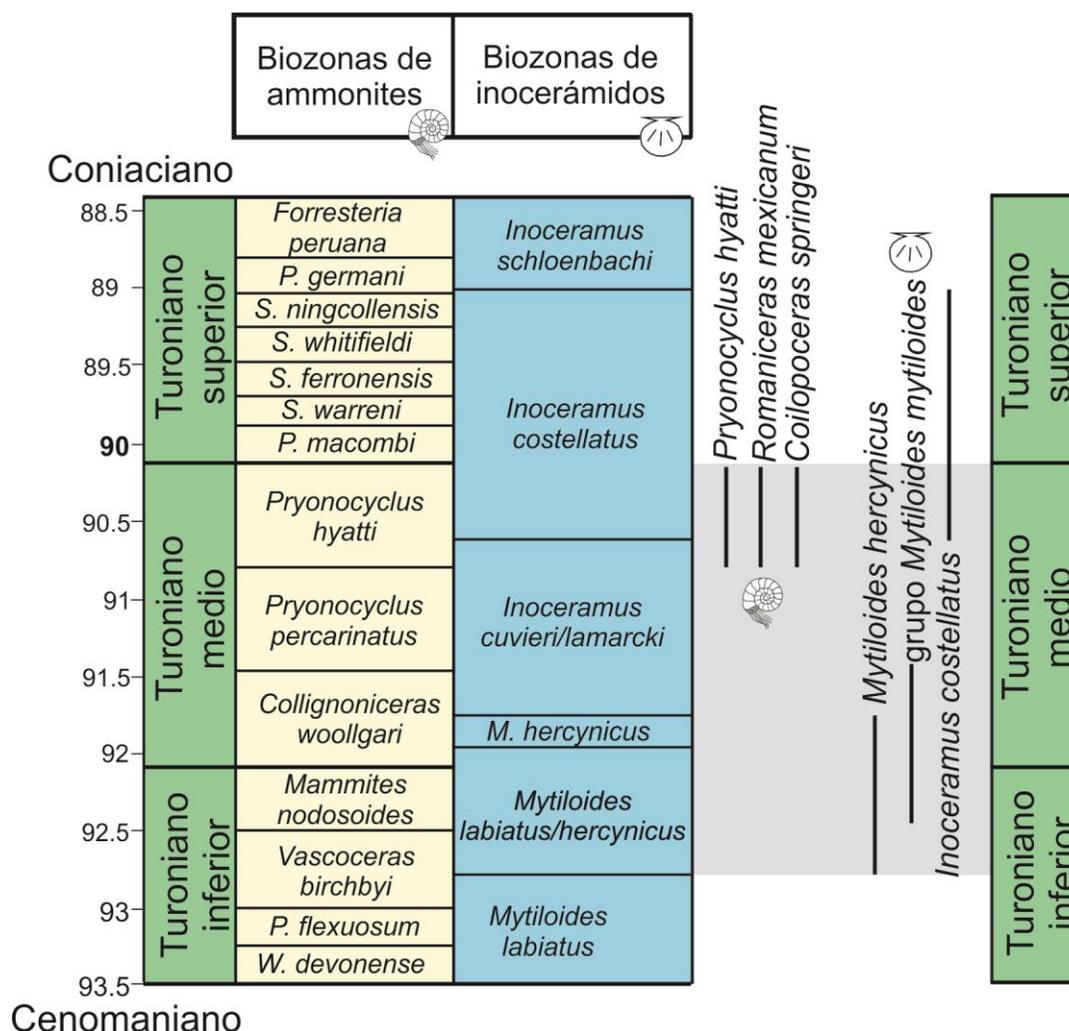


Figura 24. Distribución de los taxones de amonites e inocerámidos recolectados. Las biozonaciones empleadas se han obtenido de Ogg y Ogg (2006). La zona en gris representa el rango de edad que se le atribuye al intervalo estratigráfico de estos fósiles.

4.3 Correlación de las capas Cerro La Bruja con una unidad litoestratigráfica formalmente definida.

Las características estratigráficas, edad de depósito y distribución de las CCLB, permite correlacionarlas con la Formación Indidura, en la Cuenca de Parras y la Plataforma de Coahuila, y con la formación *Eagle Ford* en la Cuenca de Sabinas, al sur y norte del área de estudio, respectivamente. Es por eso que en este apartado se describen las características que definen a estas dos unidades litoestratigráficas con la finalidad de analizar con cuál de ellas esta unidad tiene mayor afinidad.



I. Formación Indidura

La Formación Indidura fue nombrada y definida por Kelly (1936) quien le otorgó este nombre por el afloramiento en el Cerro Indidura en el área de Acatita-Las Delicias. Según el autor, esta formación es de edad Cenomaniano-Turoniano y está conformada por tres unidades. La unidad inferior y superior son capas de lutita con abundantes cristales de yeso, mientras que la unidad media es una intercalación de caliza arcillosa/laminada y lutita calcárea.

Kellum (1936) describe a la Formación Indidura en la sierra de Mapimí y en la sierra de Las Noas en el suroeste del estado de Coahuila. Dicha formación contiene fósiles de *Inoceramus aff. labiatus* y está conformada por una alternancia de lutita y caliza con pequeños horizontes de caliza negra en forma de lentes.

Imlay (1936) reconoce a la Formación Indidura en la sierra de Parras, y la divide en cinco miembros. El primer miembro, que sobreyace a la Formación Cuesta del Cura, presenta un espesor de 100 m y está conformado por una intercalación de caliza negra laminada y lutita de color gris oscuro con horizontes de yeso. El segundo miembro con un espesor que varía entre 200-300 m está conformado casi exclusivamente de lutita de color gris a negra. El tercer miembro de 200 m de espesor corresponde a una alternancia de caliza negra arcillosa y lutita, y presenta *Inoceramus labiatus* de edad Turoniano. El cuarto miembro está conformado por lutita calcárea con horizontes de caliza negra y tiene un espesor de 100 m. El quinto miembro son capas de caliza arenosa de 30 m de espesor y contiene amonites *peroniceras* de edad Coniaciano inferior. Según Imlay (1936) la Formación Indidura que aflora en la Sierra de Parras es un paquete mucho más grueso que el que aflora en Texas (*Formación Eagle Ford*) y en Coahuila. Por otro lado, propone que dicha formación se depositó en un ambiente marino poco profundo debido a la abundancia de lutitas negras y las capas de yeso en el miembro basal.

Humphrey (1949) describió a la Formación Indidura en la sierra de Los Muertos en el límite sureste del estado de Coahuila. A dicha formación la dividió en tres unidades; la unidad inferior con un espesor de 250 m, conformada por una intercalación de lutita laminada con caliza negra, la unidad media con 120 m de espesor de lutita intercalada con lutita arenosa y la unidad superior con un espesor de 150 m y compuesta por una intercalación de lutita calcárea con caliza arenosa.

En un trabajo más reciente, Duque-Botero (2006), describió a la Formación Indidura en la sierra de Parras en la localidad de Parras de la Fuente como una unidad de capas de caliza



arenosa de 8 a 100 cm de espesor intercaladas con margas de color gris claro a negra de 5 a 200 cm de espesor. En el estudio petrográfico detectó laminaciones de color negras en las calizas arenosas, las cuales estaban conformadas por microesferoides de cianobacterias asociados con escasos foraminíferos planctónicos (principalmente *heterohelix*) y radiolarios (espumeláridos). Realizó un estudio bioestratigráfico de nanofósiles calcáreos que le permitió determinar que la edad de la Formación Indidura abarca desde el límite Cenomaniano-Turoniano hasta el Turoniano medio. Determinó también que el contenido de CaCO₃ y de carbón orgánico total (TOC por sus siglas en inglés) variaban entre 43-78% en las calizas arenosas, mientras que en las margas variaban entre 0.3-3.6%, lo cual evidencia que existían ciclos con condiciones paleoceanográficas favorables para la productividad de cianobacterias, las cuales se caracterizaban también por fuertes condiciones anóxicas en el fondo marino.

II. Formación *Eagle Ford*.

La Formación *Eagle Ford* fue definida por primera vez en Texas por Ferdinand Roemer, quien en 1852, reconoce a “lutitas negras con restos de peces de *Eagle Ford*” en la región de *New Braunfels*. La localidad tipo se encuentra al oeste de *Dallas, Texas*, donde se expone la parte superior de la unidad (Sellards *et al.*, 1966)

En la Cuenca de Sabinas y en el noreste de Texas la Formación *Eagle Ford* consiste en una intercalación rítmica de lutita negra, caliza arcillosa y arenisca calcárea, con un grosor total de aproximadamente 300 metros (Eguiluz, 2001). Sobreyace concordantemente a la Formación Buda y subyace a través de un contacto transicional y concordante a la Formación *Austin*. La presencia de *Inoceramnus labiatus*, *Clavhedbergella simplex*, *Hedbergella amabilis*, *Rotalipora cushmani* y *R. greenhornesis* fechan a la Formación *Eagle Ford* en el Cenomaniano tardío-Turoniano temprano, siendo depositada en un ambiente nerítico-batial, el cual representa el último evento transgresivo del Cretácico Tardío (Eguiluz, 2001).

En un trabajo más reciente, Harbor (2011) describe a la Formación *Eagle Ford* en el sur de Texas y la divide en tres miembros: inferior, superior y un miembro transicional hacia la Formación *Austin*. El miembro inferior está conformado por caliza masiva arcillosa rica en material siliciclástico y materia orgánica, caracterizado por una microfacies laminar de *packstone* de foraminíferos planctónicos con una textura ligeramente bioturbada. El miembro superior está conformado por caliza arcillosa empobrecida en material siliciclástico con estratificación cruzada y se caracteriza por presentar una microfacies de *wackestone* de



foraminíferos planctónicos con textura bioturbada intercalada con *packstone* de inocerámidos. Por último, el miembro transicional hacia la Formación *Austin* está conformado por caliza tipo *wackestone* con rizaduras y se caracteriza por presentar bioturbación y por la ausencia paulatina de capas de lutita negra.

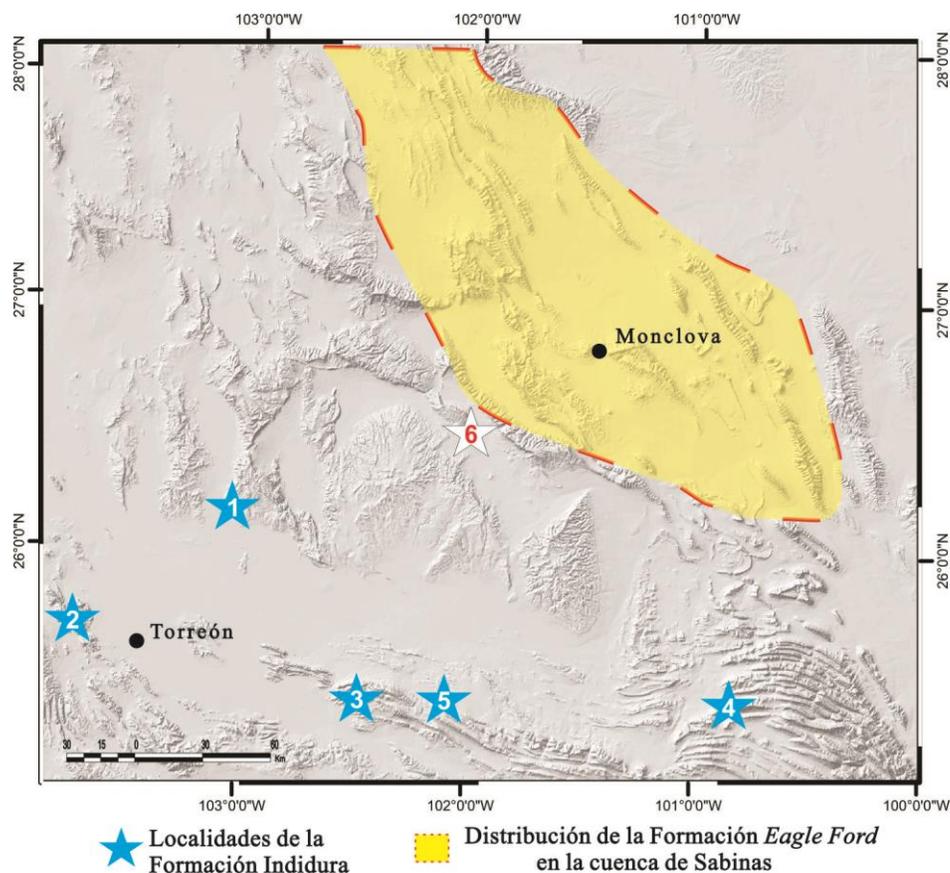


Figura 25. Modelo digital de elevación en donde se ubica el área que abarca la Formación *Eagle Ford* en la Cuenca de Sabinas y los puntos de los afloramientos de la Formación Indidura registrados por diferentes autores: (1) Kelly (1936); (2) Kellum (1936); (3) Imlay (1936); (4) Humphrey (1949); (5) Duque-Botero; y (6) capas Cerro La Bruja.



5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

5.1 La Falla de San Marcos (FSM)

La FSM es una falla regional que involucra a rocas del basamento con una traza de más de 300 km de longitud, con un rumbo general WNW y una inclinación de muy alto ángulo, localmente inclinada hacia el NNE. Geográficamente, se encuentra en la porción sur del estado de Coahuila con rumbo NW pasando entre las ciudades de Monclova y Torreón. Geológicamente, la FSM divide dos elementos paleogeográficos cretácicos, hacia el sur la Plataforma de Coahuila y al norte la Cuenca de Sabinas. Dicha falla se instauró en el Jurásico Tardío (pre-Tithoniano) como una falla tipo normal y ha sufrido por lo menos dos reactivaciones, en el Cretácico Temprano con cinemática normal (McKee *et al.*, 1990) y en el Paleógeno en cinemática inversa (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Como se abordó en el capítulo de geología regional, los depósitos sintectónicos asociados con la actividad de la FSM según McKee *et al.* (1990), indican que la cinemática tanto de la activación como de la primera reactivación de la falla son de sentido normal. Con lo que respecta a la segunda reactivación en el Paleógeno, la cinemática tiene un sentido inverso producto de la deformación Cretácico Tardío-Paleógeno en México, dicha reactivación fue propuesta por McKee *et al.* (1990) quienes reportaron en el valle de San Marcos fallas inversas de alto ángulo que sobreponen rocas clásticas jurásicas y clásticas del Neocomiano contra rocas calcáreas del Cretácico Superior. Adicionalmente, la cinemática de la última reactivación fue comprobada por Chávez-Cabello *et al.* (2005) quienes proponen que la dirección de compresión máxima es NNE a NE, soportado con un análisis cinemático de conjunto de fallas inversas menores que afloran desde sierra Mojada hasta el valle de San Marcos a lo largo de la traza de la FSM (Figura 26). De acuerdo a las descripciones de estos dos autores McKee *et al.* (1990) y Chávez-Cabello *et al.* (2005), se infiere que la FSM no es un plano de falla simple, sino más bien forma parte de una zona amplia de falla, la cual contiene fallas menores con un arreglo escalonado que sirven como límites de pequeños bloques tectónicos, en general inclinados hacia el NE.



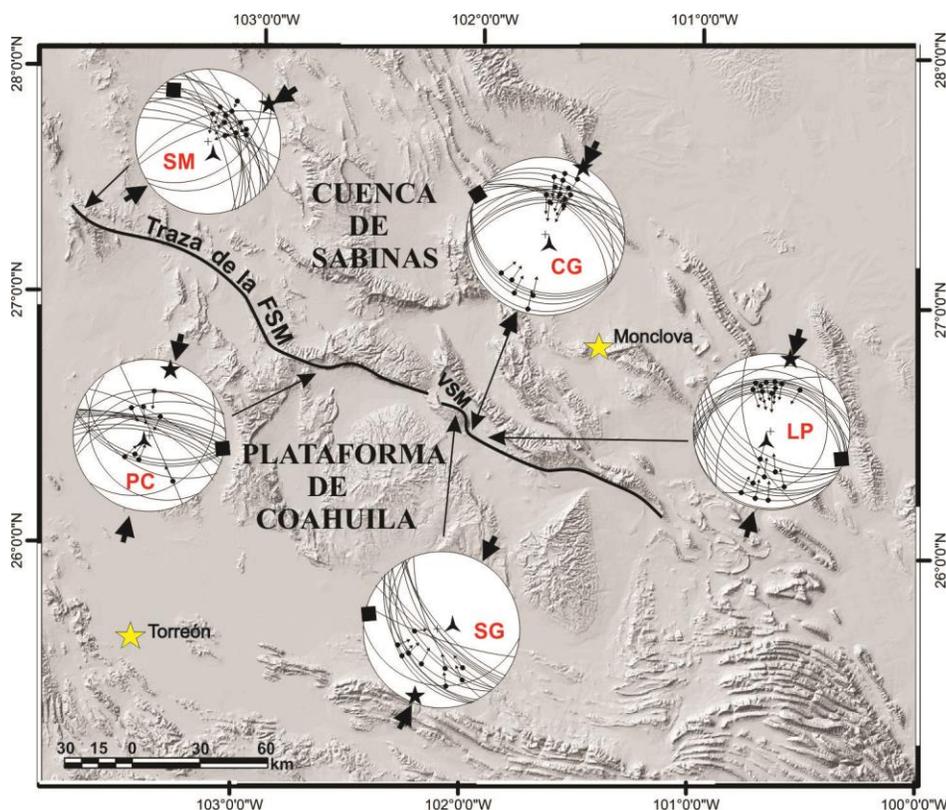


Figura 26. Modelo digital de elevación de la Plataforma de Coahuila y la Cuenca de Sabinas en el noreste de México que muestra la ubicación de las localidades en donde Chávez-Cabello *et al.* (2005) llevaron a cabo el análisis de fallas inversas de alto ángulo a lo largo de la traza de la FSM. El análisis de las trazas ciclográficas y de los indicadores cinemáticos en los estereogramas de cada localidad demuestran estructuras asociadas a un ambiente tectónico compresivo e indican una dirección de máxima compresión NNE a NE. SM: Sierra Mojada; PC: Potrero Colorado; SG: Sierra el Granizo; CG: Cerro El Granizo; LP: Las Palomas; VSM: Valle de San Marcos. Modificado de Chávez-Cabello *et al.* (2005).

I. La Falla de San Marcos en el área de estudio.

En el área de estudio la traza de la FSM tiene una longitud de aproximadamente 6 km con una geometría sinuosa, la cual se extiende con rumbo casi N-S desde el extremo oriente de la sierra El Granizo hasta el límite norte del cerro El Granizo. Sobre el flanco oriental del cerro El Granizo y cerro La Bruja la traza de falla cambia a un rumbo NW-SE hasta el extremo sureste del cerro La Bruja donde nuevamente presenta rumbo casi N-S, para finalmente seguir el rumbo general NW-SE hasta el poblado Estanque Las Palomas (Figura 27).

En el mapa geológico (Figura 27), se observa un sistema de fallas asociadas con la Falla de San Marcos, dichas fallas controlan los contactos litológicos en el extremo norte del área de estudio, ya que sobreponen a la Formación Cupido (Kcu) de edad Aptiano sobre las capas Cerro



La Bruja (Kcclb) de edad Turoniano, y otra falla subparalela yuxtapone, a su vez, a lechos rojos del Jurásico Tardío (Jlr) con la Formación Cupido. Más al norte, McKee *et al.* (1990) sugieren la presencia de otra falla subparalela a estas dos que sobrepone a rocas metasedimentarias del basamento, sobre las capas clásticas del Jurásico.

El análisis estereográfico y las relaciones estratigráficas y de contacto de todas las unidades que afloran en el área de estudio se muestran a lo largo de la sección geológica A-A' (Figura 28). Cabe destacar que en dicha figura se muestra la deformación por acortamiento de las capas Cerro La Bruja, la cual se manifiesta en trenes de pliegues tipo *chevron* delimitado por fallas en la cima y en la base. El análisis del acortamiento de las capas Cerro La Bruja es objeto de estudio en el presente trabajo, por lo que será descrito con mayor detalle en la sección posterior.



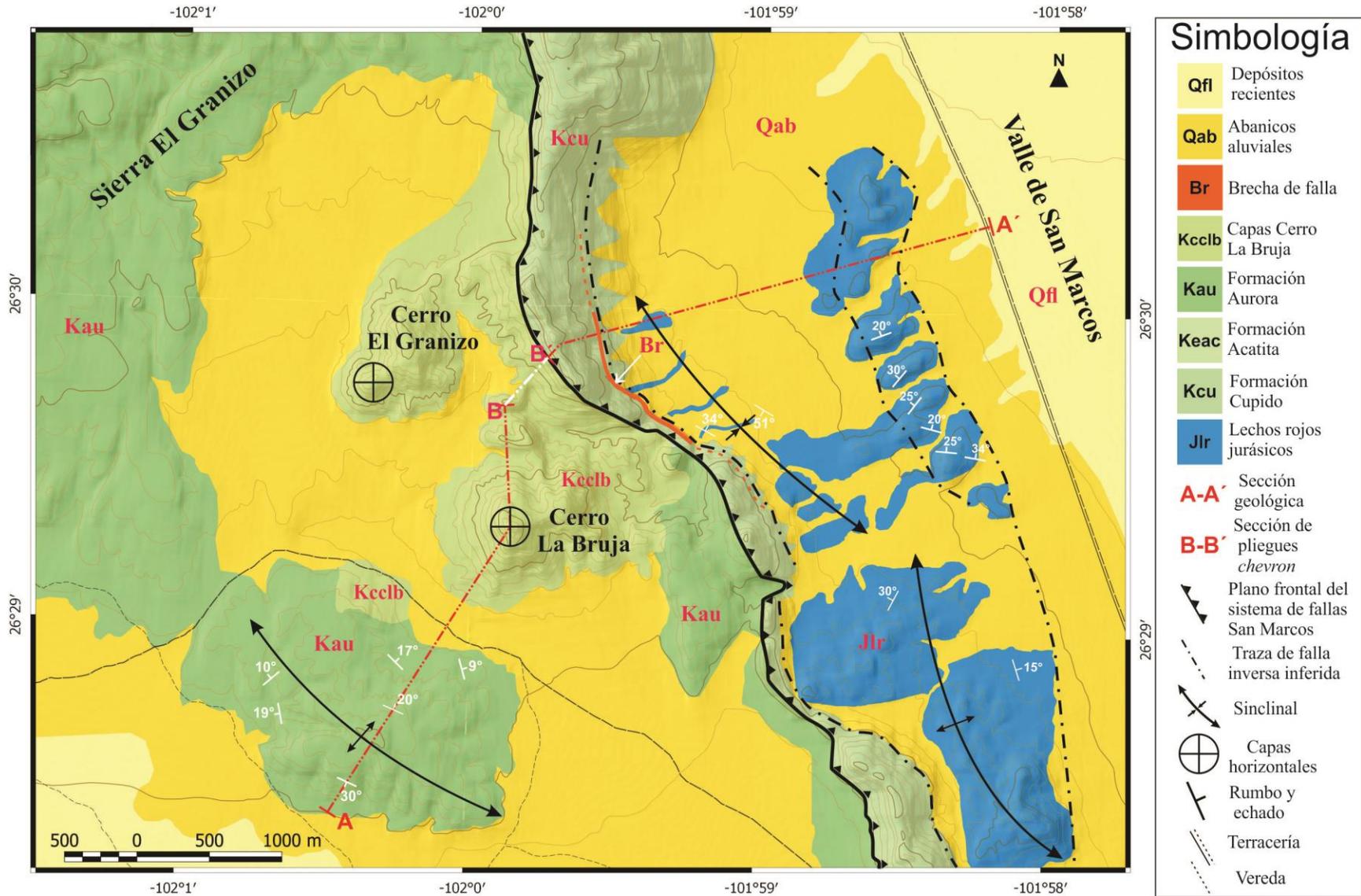


Figura 27. Mapa geológico simplificado del área de estudio, en ella se presenta la sección geológica A-A' y dentro de ella la sección B-B' correspondiente a la sección de pliegues *chevron* donde se llevó a cabo la estimación de acortamiento.



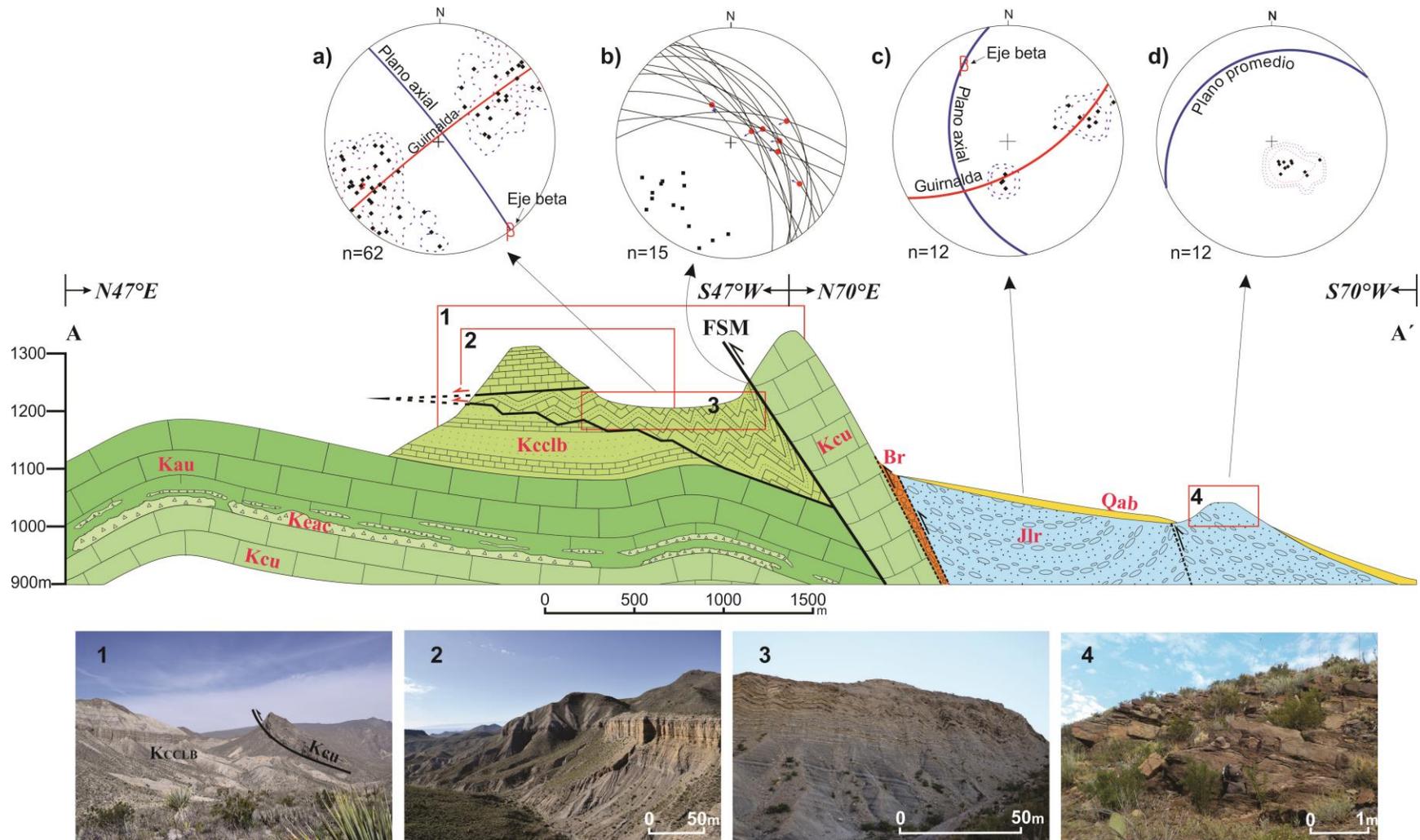


Figura 28. Sección geológica A-A' del área de estudio que ilustra la FSM y su efecto sobre las capas Cerro La Bruja (Kcclb) que se manifiesta en trenes de pliegues distribuidos en una cuña limitada hacia la base y cima por fallas, el cual corresponde a la sección B-B' del mapa geológico. Se muestran además, fallas secundarias inferidas representadas con líneas punteadas, las cuales yuxtaponen a lechos rojos del Jurásico Tardío (Jlr) contra rocas de la Formación Cupido (Kcu) de edad Aptiano, a través de una brecha de falla (Br). En la parte inferior de la figura se presentan las fotografías representativas de los afloramientos; 1. Vista panorámica de la FSM y parte del Cerro La Bruja; 2. Lugar donde se levantó la sección estratigráfica de las capas Cerro La Bruja; 3. Sección de pliegues tipo *chevron*; y 4. Lechos rojos del Jurásico Tardío. En la parte superior se muestran el análisis estereográfico de cuatro puntos estratégicos de la sección geológica, de los cuales se calcularon y graficaron; en a) y en c) por tratarse de pliegues: el plano axial, la guirnalda, el eje beta y la población de polos; en b) las trazas ciclográficas con sus respectivos polos y estrías sobre el plano que indican la dirección de desplazamiento del bloque de piso; y en d) el plano principal promedio de los planos con la población de polos de todos los planos medidos.



Las rocas de falla en el contacto entre las CCLB y la Formación Cupido a lo largo del plano de la FSM, son principalmente brechas en las capas de caliza y cataclasitas con fábricas sigmoidales en las CCLB, las cuales muestran imbricación hacia el SW. En algunos casos hay desarrollo de foliación subparalela a la falla en zonas ricas en lutita (Figura 29).

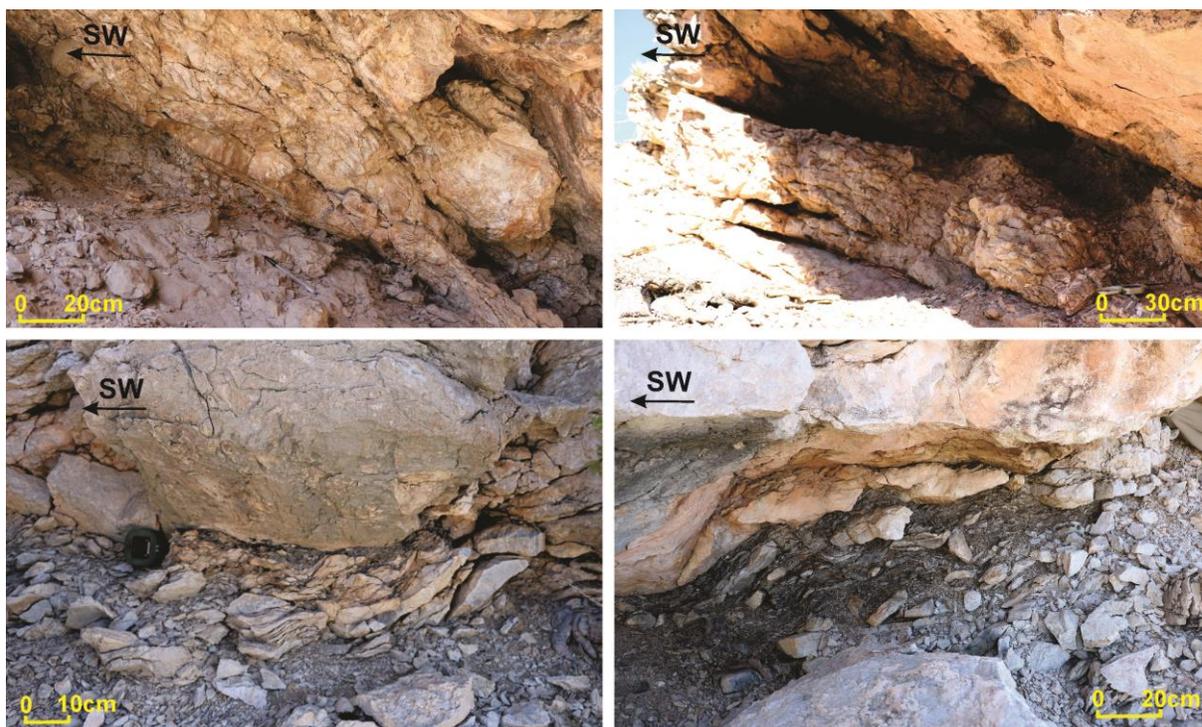


Figura 29. Conjunto de fotografías del contacto entre el plano de la FSM y las CCLB. Se aprecia el material de molinda fuertemente deformado, formando estructuras sigmoidales y brechas de falla.

El análisis estructural realizado sobre la traza de la FSM en el área de estudio muestra que esta estructura tiene una orientación $272-340/65^{\circ}\text{NE}$, es decir, NW-SE inclinada con un alto ángulo hacia el NE. Las estrías sobre el plano de falla se orientan predominantemente con el echado, lo cual indica una cinemática inversa con el desplazamiento del bloque de techo hacia el suroeste. La orientación y cinemática de la falla nos permite inferir que la dirección de acortamiento máximo local es NE-SW, es decir, casi normal al rumbo de la falla (Figura 30).



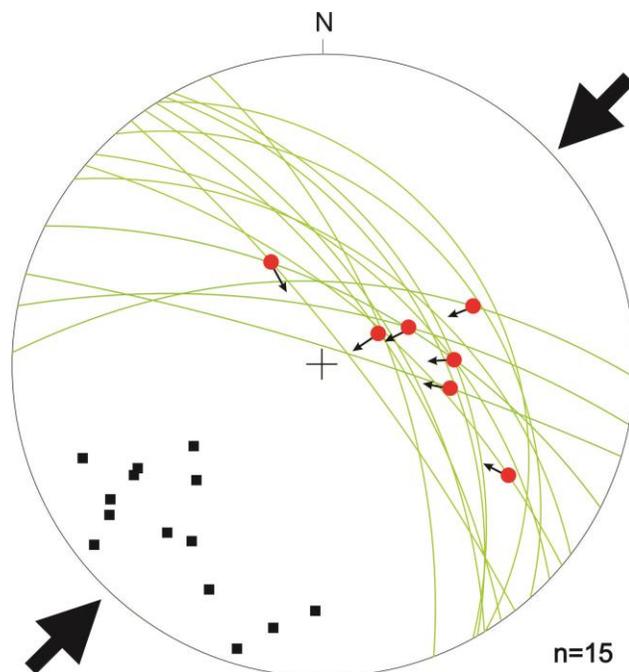


Figura 30. Análisis estereográfico de la FSM en el área de estudio. La variación en el rumbo de la traza de falla está representada por las trazas ciclográficas en color verde, de las cuales, siete de ellas contienen estrías, representadas con puntos rojos, las cuales fueron medidas en campo. Las flechas negras representan la dirección de acortamiento máximo NE-SW.

5.2 Deformación de las capas Cerro La Bruja.

Como se describió en el capítulo de estratigrafía, las CCLB son una alternancia de lutita/lutita arcillosa y caliza arcillosa/arenosa con horizontes de lutita negra hacia la base y cima. Estas características litológicas por efecto de compresión horizontal relacionada con la deformación de la última reactivación de la FSM permitieron que una porción de la secuencia de las CCLB acomodara deformación por acortamiento mediante el desarrollo de trenes de pliegues tipo *chevron*. Estos pliegues tienen una vergencia al suroeste, afloran sobre una franja de 400 m desde la traza de falla y se localizan en una cuña de deformación la cual se encuentra acotada tanto en la cima como en la base por dos zonas de falla o niveles de despegue. El despegue inferior se inclina un ángulo bajo hacia el oriente, y a pesar de que se localiza en niveles de lutita negra, localmente se escalona y escala estratigráficamente, mientras que la falla o despegue de techo, es subhorizontal y se localiza en el mismo nivel estratigráfico, a lo largo de una capa bentonítica. Entre las zonas de despegue en la secuencia multicapa de lutita y caliza se desarrollaron pliegues con un plano axial promedio de 322° , 86° NE, en el cual, los horizontes competentes de caliza de espesores constantes formaron pliegues predominantemente paralelos,



clase 1B de Ramsay (1967). Mientras que por abajo y/o arriba de los despegues, las capas son subhorizontales y no muestran distorsión interna (Figura 31).

Los pliegues muestran un cambio en su geometría, pues mientras más cerca se encuentran a la traza de la FSM muestran geometría tipo *chevron* y son apretados, con un ángulo interflanco de 27° y la amplitud de pliegue aumenta. Por el contrario, conforme se van alejando, el ángulo interflanco se abre hasta 77° y la amplitud disminuye hasta alcanzar, eventualmente la horizontalidad en los estratos en el ápice de la cuña hacia el poniente. Este cambio geométrico es evidencia que la deformación se va atenuando paulatinamente conforme aumenta la distancia, por lo que la cantidad de acortamiento en las rocas será menor conforme se aleje del contacto de la traza de falla (figura 31).

Hacia el límite suroeste de la cuña, los pliegues están relacionados con fallas, pues muestran geometría de pliegue por doblez de falla, y su geometría está controlada por la orientación de las rampas de la zona de despegue basal. Sin embargo, conforme nos alejamos de la zona de despegue basal este dominio de acortamiento desaparece paulatinamente para dar lugar ahora solo al plegamiento tipo *chevron* por *buckling*, el cual es el mecanismo que acomoda mayor acortamiento en la sección de pliegues (Figura 31). Esta variación espacial sistemática en la geometría de pliegues puede reflejar una evolución de pliegues abiertos asociados con fallas, a pliegues despegados más apretados, conforme se acumula mayor acortamiento.



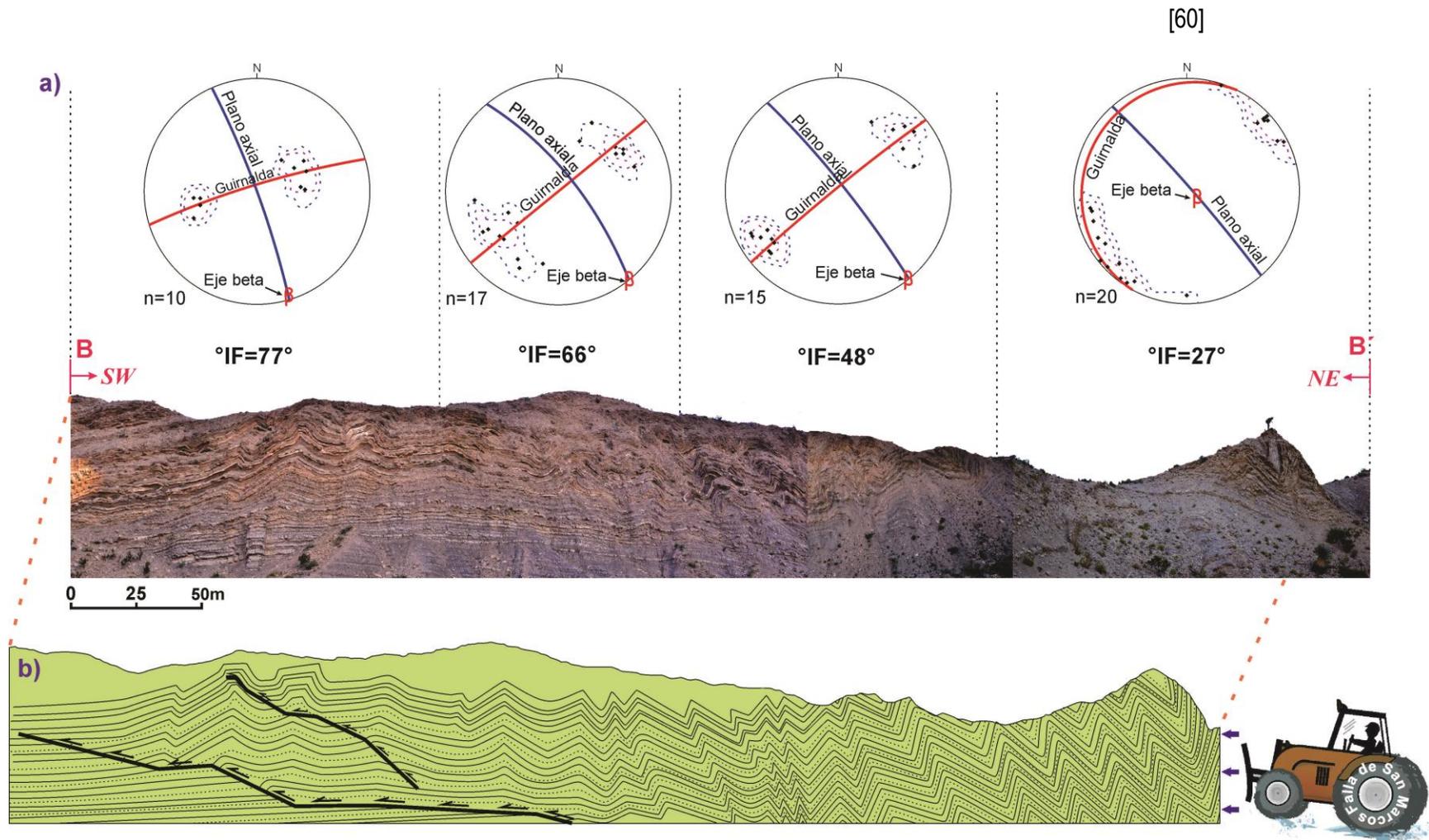


Figura 31. Sección de pliegues *chevron* B-B' localizada en el mapa geológico. En a) fotografía de la sección de pliegues *chevron* dividida en cuatro segmentos. En cada segmento de pliegues se realizó un análisis estereográfico, en donde por medio de los polos se calcularon el plano axial, el plano de guirnalda y la cantidad del ángulo interflanco ($^{\circ}\text{IF}$), el cual aumenta hacia el suroeste. En b) caricatura representativa de la sección de pliegues *chevron*, en el cual se observa la zona de despegue basal y las estructuras de *flats* y rampas que acomodan acortamiento por medio de pliegues por doblez de falla, así como la disminución del ángulo interflanco ($^{\circ}\text{IF}$) y el aumento de la amplitud de pliegue conforme se acercan a la traza de falla. El *bulldozer* representa el acortamiento horizontal causado por la actividad de la Falla de San Marcos.



Es importante resaltar el paralelismo entre el plano axial promedio de los pliegues y el rumbo de la traza de la FSM, ya que esto implica que el plegamiento en las CCLB se formó como consecuencia de la actividad de la falla, pues ambos comparten la misma dirección de acortamiento (Figura 32). Esta interpretación es además apoyada por el hecho que en las CCLB sólo se observa un evento de deformación por acortamiento y dicho acortamiento muestra un gradiente que se incrementa hacia la traza de la FSM.

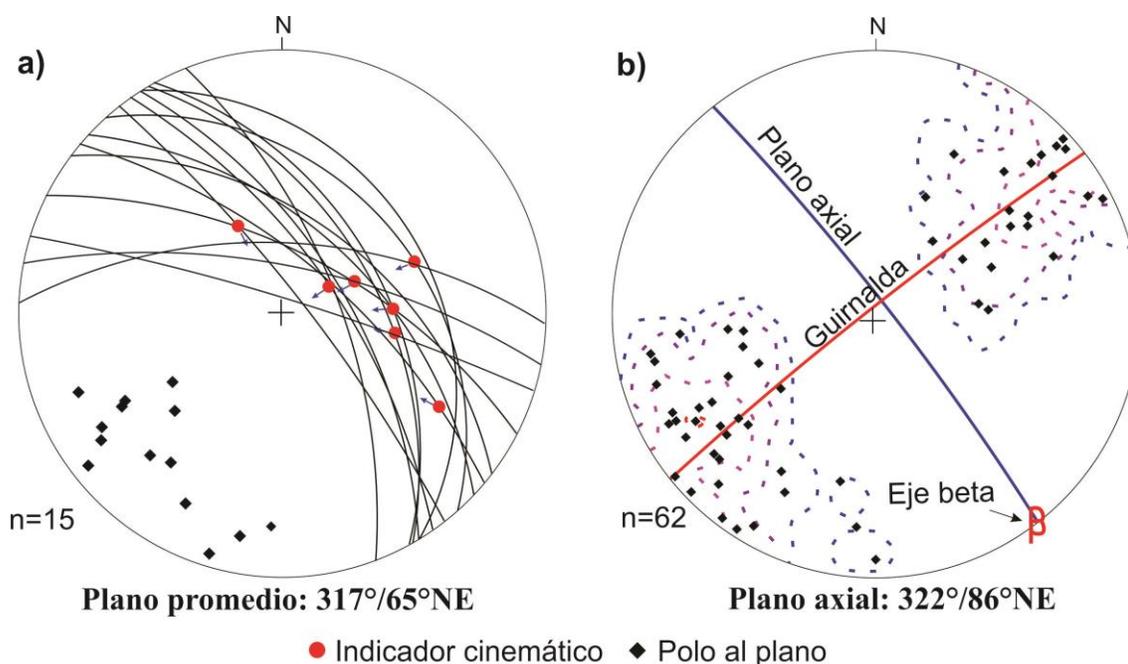


Figura 32. Comparación del análisis estereográfico de la sección de pliegues *chevron* y la FSM. En a) las trazas ciclográficas con su respectivo polo y la dirección de los indicadores cinemáticos del plano de cabalgadura. En b) la población de polos de los flancos de la sección de pliegues *chevron*. Cabe destacar el paralelismo entre el plano promedio del plano de falla y el plano axial promedio de los pliegues *chevron*.

I. Cálculo de acortamiento en el tren de pliegues tipo *chevron*

El paralelismo entre el plano de la FSM y los ejes de pliegues *chevron*, la vergencia en el mismo sentido de ambas estructuras y el incremento del ángulo interflanco hacia el suroeste de la sección de pliegues, demuestra localmente la relación estructural que existe entre ellas. Para poder hacer una estimación de la magnitud de la FSM, se asume que una consecuencia del desplazamiento del bloque de techo de la FSM es el plegamiento de las CCLB y que la estimación del acortamiento total por plegamiento de las capas en el bloque de piso permite a su vez la estimación del desplazamiento total a lo largo de la falla.



Para conocer la cantidad de acortamiento total de la sección de pliegues *chevron* es necesario antes calcular el acortamiento en pliegues individuales a lo largo de toda la sección de pliegues. Basado en la afinidad geométrica, la sección estudiada se dividió en cuatro segmentos, los cuales reflejan diferentes cantidades de acortamiento. A cada segmento se le analizó la mayor cantidad de pliegues utilizando el programa *Chevron Folds* desarrollado por Vásquez-Serrano (2010). Dicho programa calcula el acortamiento en pliegues individuales clase 1B y 1C de Ramsay. En los pliegues clase 1B el arco externo del pliegue se circunscribe en un círculo, y solo se requiere el ángulo interflanco, el espesor de la capa competente y longitud del flanco para calcular el acortamiento; mientras que para los pliegues de la clase 1C en los cuales la charnela se circunscribe en una elipse lo cual indica que además de *buckling*, experimentó aplastamiento. Por esta razón, para calcular acortamiento de los pliegues de la clase 1C, primero se considera la razón axial de la elipse antes mencionada, se extiende la imagen del pliegue horizontalmente hasta que la elipse sea un círculo y se calcula el acortamiento del pliegue 1B recientemente generado, y finalmente se suman ambos acortamientos sobrepuestos $(e_2+1)_B$ (acortamiento por *buckling*), $(e_2+1)_A$ (acortamiento por aplastamiento) para calcular el acortamiento total del pliegue $(e_2+1)_T$ (Figura 33).

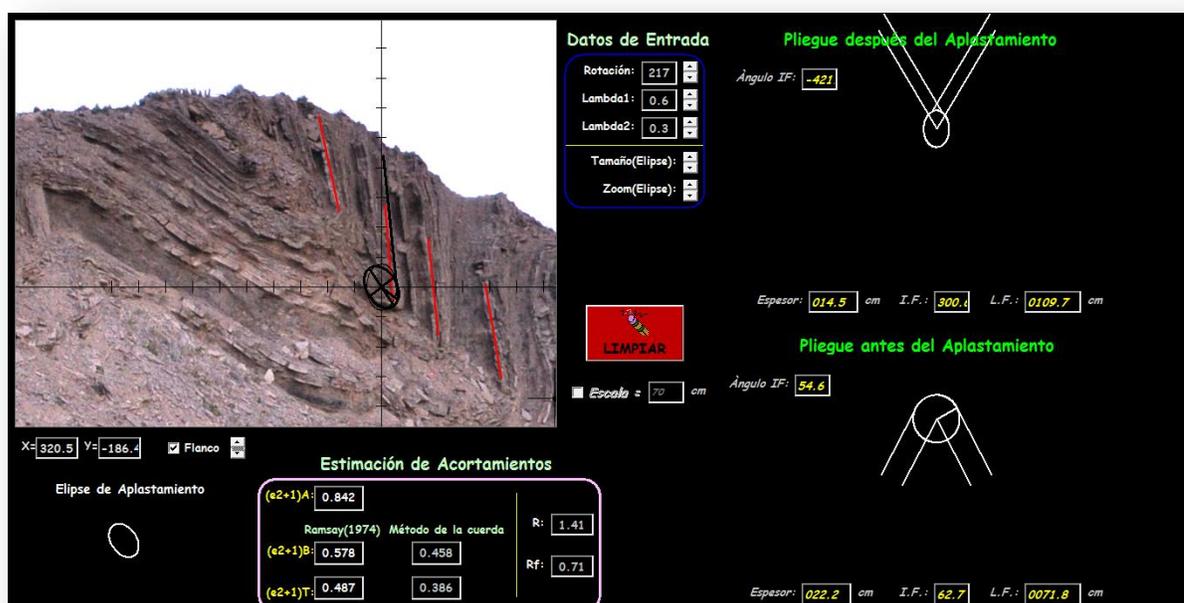


Figura 33. Ejemplo del análisis de un pliegue individual que forma parte de la sección de pliegues *chevron* utilizando el programa *Chevron Folds* desarrollado por Vásquez-Serrano (2010). El programa resume y compara las cantidades de acortamiento por medio de *buckling* y de aplastamiento para después estimar un acortamiento total. Cabe mencionar que la cantidad de acortamiento (e_2+1) se da entre 0 y 1, en donde 1 equivale a cero por ciento de acortamiento, mientras que 0 equivale al cien por ciento.



Una vez calculado el acortamiento total de la mayor cantidad de pliegues individuales por segmento, se calculó el promedio y se obtuvo una cantidad de acortamiento para cada uno de los cuatro segmentos de la sección de pliegues *chevron*. Con el acortamiento horizontal total por segmento en términos e_2+1 (ver Figura 33), obtenidos previamente del programa *Chevron Folds*, y considerando la longitud final (l_f) de cada segmento medida en el campo y la ecuación de Ramsay descrita en la Figura 34, se calculó para cada segmento la longitud inicial (l_o) de las capas antes del plegamiento. Después de sumar las longitudes finales e iniciales de todos los segmentos, se calculó la diferencia entre ellos (Figura 35) y con ello el acortamiento total en metros. Cabe señalar que el segmento marcado con el número 5 no está representado en la imagen, pues está pobremente expuesto. Sin embargo, si se consideró en el cálculo de acortamiento. Para realizar los cálculos de acortamiento total de este segmento se extrapolaron datos de los pliegues más apretados expuestos en el segmento 4 y se consideró su longitud final (Figura 35).

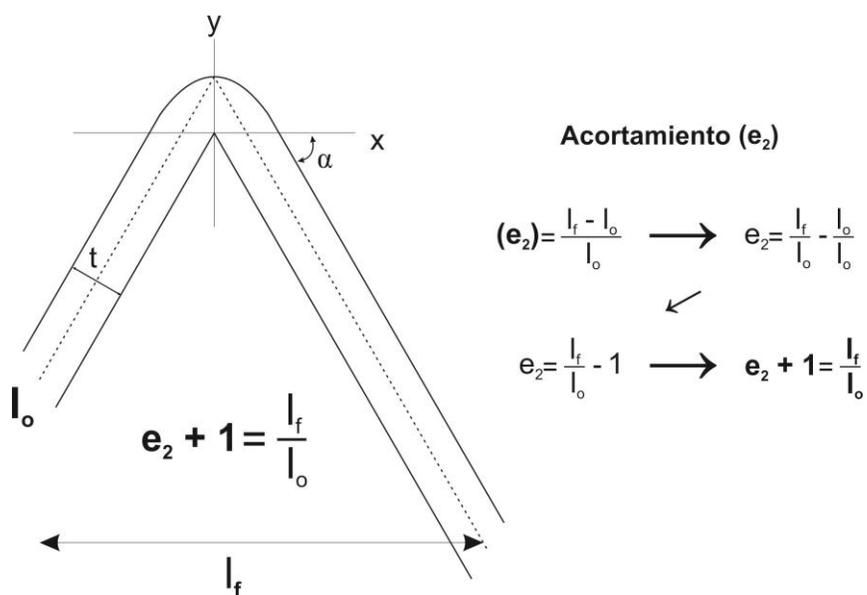
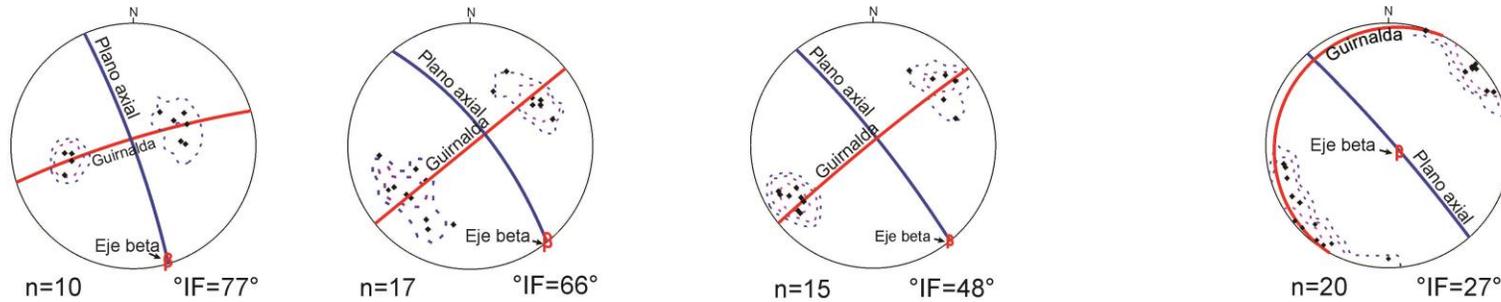
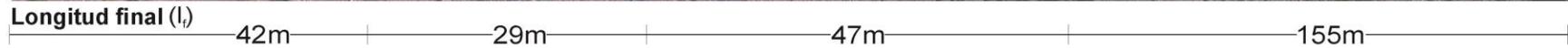


Figura 34. Modelo de Ramsay (1967) que ilustra las consideraciones geométricas para calcular acortamiento subhorizontal (e_2+1) causado por plegamiento.



**Acortamiento**

① $e_2+1 = 0.648$; $e_2 = 35\%$	② $e_2+1 = 0.594$ $e_2 = 40\%$	③ $e_2+1 = 0.495$; $e_2 = 50\%$	④ $e_2+1 = 0.387$; $e_2 = 61\%$
----------------------------------	-----------------------------------	----------------------------------	----------------------------------



$$\text{Acortamiento: } e_2 + 1 = \frac{l_f}{l_o} \longrightarrow l_o = \frac{l_f}{e_2 + 1}$$

$$\begin{aligned} \text{① } l_o &= \frac{42\text{m}}{0.648} = 65\text{m} & \text{② } l_o &= \frac{29\text{m}}{0.594} = 50\text{m} & \text{③ } l_o &= \frac{47\text{m}}{0.495} = 95\text{m} & \text{④ } l_o &= \frac{155\text{m}}{0.387} = 400\text{m} & \text{⑤ Inferido } l_o &= \frac{100\text{m}}{0.35} = 280\text{m} \\ \sum_{l_o=1}^5 l_{oT} &= 65 + 50 + 95 + 400 + 280 = 890\text{m} \end{aligned}$$

$$\text{Acortamiento total de sección } (e_{2T}) = l_{oT} - l_{fT} = 890\text{m} - 392\text{m} = \boxed{500\text{ m}}$$

Figura 35. Análisis del proceso de acortamiento total de la sección de pliegues *chevron*. En la parte superior se muestra una fotografía de la sección de pliegues separada en cuatro segmentos. Cada segmento contiene el análisis estereográfico correspondiente, la cantidad de longitud final (l_f) que es equivalente a la longitud real en afloramiento y la cantidad de acortamiento en términos de e_2+1 y e_2 que fueron calculados previamente en el programa *Chevron Folds*. La parte inferior de la figura muestra el análisis numérico para calcular el acortamiento total del tren de pliegues *chevron* utilizando consideraciones geométricas por Ramsay (1967) e ilustradas en la figura 32. Estas cinco longitudes fueron sumadas en una longitud inicial total (l_{oT}), la cual fue restada con la longitud final total (l_{fT}) para obtener el acortamiento total (e_{2T}) de toda la sección de pliegues *chevron*.



I. Estimación del desplazamiento de la Falla de San Marcos (FSM)

El análisis de desplazamiento de la FSM, está basado en relaciones trigonométricas, ya que el acortamiento horizontal de las CCLB se puede correlacionar con su causa, el desplazamiento sobre el plano de la FSM, a través de un triángulo rectángulo. Por lo tanto, para hacer esta correlación, es necesario conocer la longitud de alguno de los lados del triángulo rectángulo y un ángulo agudo interno. Dado que se estimó el acortamiento horizontal de la sección de pliegues *chevron* en las CCLB, el cual se correlaciona con el cateto adyacente, y el ángulo entre este cateto y la hipotenusa corresponde al ángulo de echado promedio del plano de falla, el cateto opuesto es el desplazamiento vertical de la falla y la hipotenusa corresponde al desplazamiento sobre el plano de falla. Esto quiere decir que estos dos últimos parámetros son las variables que con los datos existentes podemos calcular.

Utilizando la cantidad de acortamiento de la sección de pliegues, de alrededor de 500 metros y el ángulo de echado promedio del plano de falla, de 65° , y la razón trigonométrica $\cos \alpha = \frac{\text{cateto adyacente}}{\text{hipotenusa}}$, se despeja la hipotenusa y se resuelve el desplazamiento a lo largo de la falla, con un resultado 1300 metros. Por último, el desplazamiento vertical de la falla, se calcula utilizando la razón trigonométrica $\sin \alpha = \frac{\text{cateto opuesto}}{\text{hipotenusa}}$. De esta ecuación se despeja el cateto opuesto y se resuelve, con un resultado de 1100 metros, que corresponde al desplazamiento vertical de la FSM (Figura 36).



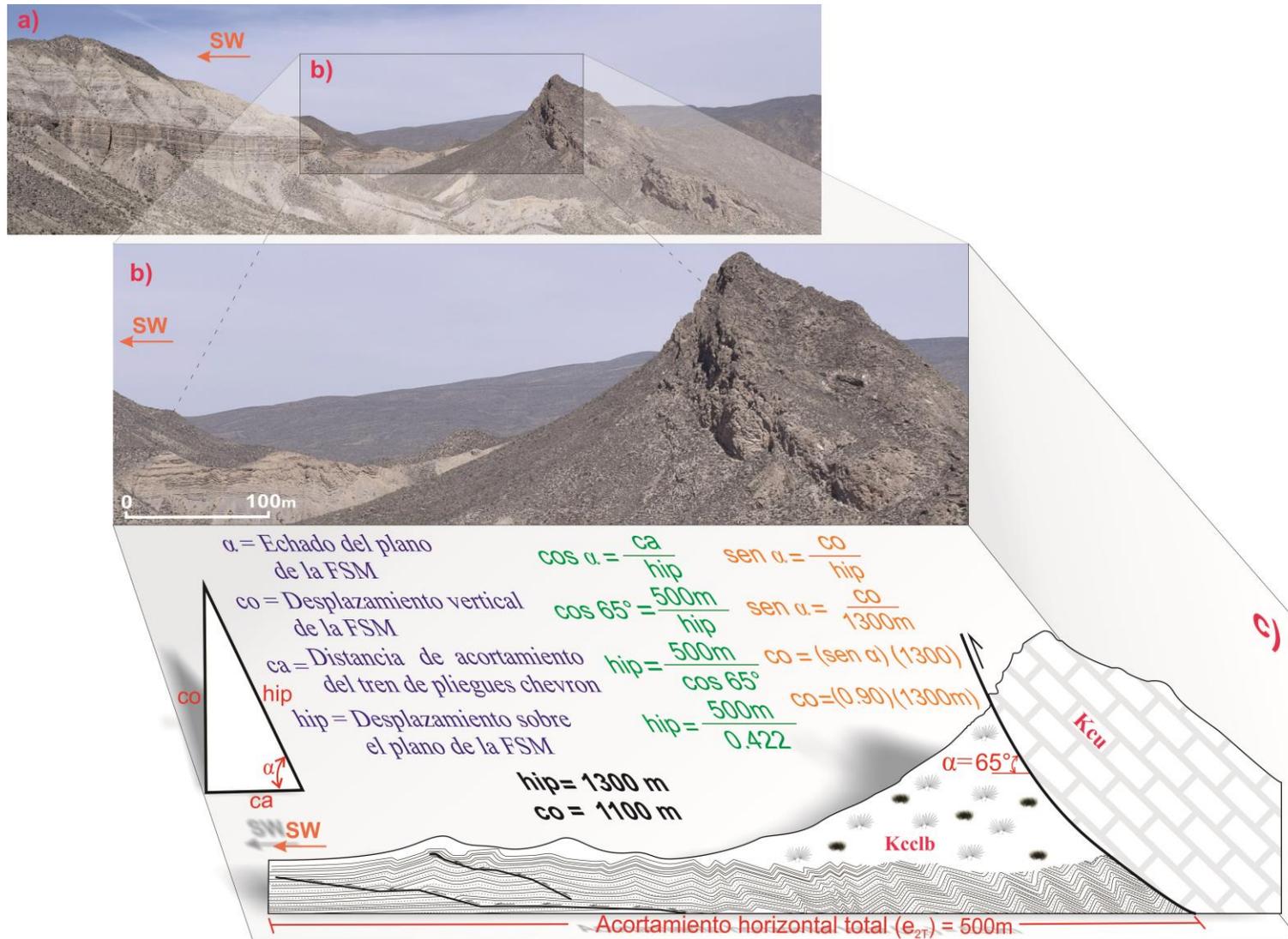


Figura 36. Estimación del desplazamiento de la FSM. En a) una fotografía panorámica del área de estudio. En b) un acercamiento que muestra un segmento de la traza de la FSM en primer plano y la sección de pliegues *chevron* en segundo plano. En c) una caricatura de b) que muestra la relación de contacto entre la Formación Cupido (Kcu) y las Capas Cerro La Bruja (Kclb) a través de la FSM. Además la relación geométrica entre la FSM y la sección de pliegues *chevron*, la cual se analiza de manera trigonométrica por medio de un triángulo rectángulo a través de la razón trigonométrica coseno de alfa ($\cos \alpha$) que involucra al cateto adyacente (ca) y a la hipotenusa (hip), esta última representa la distancia en metros de desplazamiento sobre el plano de la FSM. De igual forma, el cálculo del desplazamiento vertical de la FSM representada por el cateto opuesto (co) utilizando la razón trigonométrica seno de alfa ($\sin \alpha$).



6. DISCUSIÓN

6.1 Desde el punto de vista estratigráfico

I. Correlación con la Formación Indidura.

Uno de los aspectos más importantes a discutir sobre el estudio de las capas Cerro La Bruja es ubicar esta unidad litológica en el contexto de la estratigrafía regional. En el apartado 4.3 del capítulo de estratigrafía se analizaron las características estratigráficas, paleontológicas, relaciones de contacto y distribución de las formaciones Indidura e *Eagle Ford*, con las cuales se correlaciona temporalmente. En la siguiente tabla comparativa se resumen las características de dichas formaciones y de las CCLB con la finalidad de establecer si hay elementos de correlación con alguna de ellas, con ambas o con ninguna.

	Formación Indidura	Capas Cerro La Bruja	Formación <i>Eagle Ford</i>
Localidad	Sur de la Plataforma de Coahuila.	Transición plataforma ce Coahuila-Cuenca de Sabinas.	Norte dela Plataforma de Coahuila.
Litología	La descripción más detallada de ésta unidad fue realizada por Imlay (1936) quien divide a la unidad en cinco miembros, de base a cima: 1) Caliza negra delgada intercalada con lutita negra calcárea, y abundantes capas de yeso; 2) Exclusivamente de lutita; 3) alternancia de caliza negra con lutita; 4) lutita calcárea con escasos horizontes de caliza negra; y, 5) Caliza arcillosa laminada.	Se divide en tres miembros: 1) Miembro inferior: Conformada por lutita y caliza ligeramente arcillosa con escasos horizontes de yeso hacia la base; 2) miembro medio: Intercalación de caliza arcillosa nodular y lutita, con escasos horizontes de arenisca, éste horizonte es fosilífero; y, 3) miembro superior, el cual hacia la base tiene intercalación de caliza arenosa con lutita negra y lutita calcárea, con escasos horizontes de toba. Hacia la cima tiene caliza arenosa abudinada con microbrecha.	Intercalación rítmica de lutita negra laminada, caliza arcillosa y arenisca calcárea (Eguiluz de Antuñano, 2001). Es una unidad rica en materia orgánica y sedimentos siliciclásticos (Harbor, 2011).
Estructuras sedimentarias	Laminación plano paralela.	Estratificación <i>hummocky</i> hacia la base, laminación convoluta en la parte media y laminación plano paralela hacia la cima.	Laminación plano paralela.
Espesor en metros	Hasta 700.	Mínimo 250.	Hasta 480.



Relaciones estratigráficas	En la Plataforma de Coahuila sobreyace en contacto transicional a la Formación Aurora. En la Cuenca de Parras sobreyace en contacto gradual a la Formación Cuesta del Cura y subyace en contacto transicional a la Formación Parras.	Sobreyace de manera transicional y parcialmente en contacto tectónico a la Formación Aurora.	Sobreyace concordantemente a la Formación Buda y subyace en un contacto transicional y concordante a la Formación <i>Austin</i> .
Contenido paleontológico	<i>Peroniceras</i> sp. <i>Turrilites</i> sp. <i>Inoceramus labiatus</i> e <i>Inoceramus herycinicus</i> (Imlay, 1936).	<i>Prionocyclus hyatti</i> , <i>Romaniceras</i> sp., <i>Placenticeras</i> sp., <i>Scaphitid</i> , <i>Watinoceras</i> sp., <i>Coilopoceras springeri</i> , <i>Mytiloides herycinicus</i> , Grupo de <i>mytiloides mytiloides</i> e <i>Inoceramus costellatus</i> .	<i>Inoceramus labiatus</i> , <i>Clavhedbergella simplex</i> , <i>Hedbergella amabilis</i> , <i>Rotalipora cushmani</i> y <i>R. greenhornesis</i> (Eguiluz de Antuñano, 2001).
Edad	Kelly (1936): Cenomaniano-Turoniano; Imlay (1936): Cenomaniano-Coniaciano inferior; Duque-Botero (2006): límite Cenomaniano-Turoniano a Turoniano medio.	Horizonte fosilífero: Turoniano inferior-Turoniano medio. La edad de toda la sección podría ser Cenomaniano tardío-Turoniano medio.	Eguiluz de Antuñano (2001): Cenomaniano tardío-Turoniano temprano
Ambiente de depósito	Se le atribuye un ambiente de depósito de aguas someras, debido al contenido de capas de yeso y lutita negra en el miembro basal.	Depositado en un ambiente de pie de talud a cuenca.	Depositado en un ambiente nerítico batial como consecuencia de un evento transgresivo.

Tabla 1. Tabla comparativa entre las CCLB, la Formación Indidura y la Formación *Eagle Ford*.

De la tabla 1 podemos resumir que las CCLB no presentan una afinidad exclusiva a alguna de las dos unidades descritas. Litológicamente, las tres unidades comparten la característica de ser una alternancia de lutita calcárea con caliza arcillosa. Sin embargo, presentan variaciones específicas que las excluyen entre ellas. Por ejemplo, la Formación Indidura es rica en capas de yeso y lutita negra en su miembro basal y no contiene horizontes de arenisca y toba, lo cual difiere en las CCLB, pues esta unidad aunque presenta escasos horizontes de yeso hacia la parte basal, son de origen diagenético y los horizontes de lutita negra están presentes casi exclusivamente en el miembro superior, intercalados con escasos horizontes de toba y arenisca. Por otro lado, la Formación *Eagle Ford* es muy rica en materia



orgánica, ya que contiene intercalaciones de lutita negra a lo largo de toda la unidad. La Formación *Eagle Ford* presenta horizontes de toba y arenisca, aunque en mayor proporción que las CCLB y por esta razón, y por la proximidad paleogeográfica, las CCLB tienen una mayor afinidad con esta unidad.

Las tres unidades comparten contenido paleontológico que las correlacionan en edad de depósito entre el Cenomaniano tardío al Turoniano medio. De igual manera, las relaciones estratigráficas son semejantes entre sí, pues las tres unidades sobreyacen depósitos de caliza arrecifal, que hacia la Plataforma de Coahuila corresponde a la Formación Aurora, mientras que en la Cuenca de Sabinas corresponde a la Formación Buda.

Por su contenido faunístico, la Formación Indidura se relaciona con la Formación *Eagle Ford* de la Cuenca de Sabinas y Texas (Imlay, 1936), siendo Indidura un cambio de facies lateral hacia el sur de la Plataforma de Coahuila (Eguiluz de Antuñano, 2001). Por lo tanto, las CCLB corresponden a la transición del cambio lateral de ambiente de la cuenca hacia la plataforma.

II. Ambiente de depósito de las capas Cerro La Bruja.

Para conocer el ambiente y las condiciones paleoambientales de depósito de las CCLB es necesario revisar los resultados del estudio de microfacies y la interpretación de las estructuras sedimentarias presentes en el área de estudio.

a) Datos de microfacies.

El análisis de microfacies en rocas carbonatadas nos permite realizar una interpretación paleoambiental del depósito de las capas, a través de los componentes sedimentológicos y paleontológicos analizados en secciones delgadas de roca. En este caso, el estudio de microfacies de las capas Cerro La Bruja, descrito en el capítulo de estratigrafía en el apartado 4.2.2, está centrado sólo en el análisis de la paragénesis de los granos aloquímicos, por tal motivo, en este apartado se lleva a cabo la discusión acerca de las condiciones de depósito, la microfacies estándar que la caracterizan y la posición paleoambiental en el cinturón de facies estándar de Wilson (1975) para cada una de las asociaciones de microfacies.

Microfacies A: La abundancia de foraminíferos bentónicos (principalmente miliólidos), la ausencia de algas y la asociación de los granos aloquímicos, así como el tipo de textura tipo *wackestone-packstone*, sugieren que esta microfacies se depositó en un ambiente



de aguas cálidas y bien oxigenadas dentro de la zona fótica en la plataforma restringida, correspondiente a la zona de facies estándar número 8 de Wilson (Figura 37, *FZ-8*) y a la microfacies estándar MFE 18 – For. (Flügel, 2004). Es importante recalcar que sólo esta asociación de microfacies no corresponde a las CCLB, sino a la Formación Aurora.

Microfacies B: La presencia de calciesferas asociada con frecuentes foraminíferos planctónicos y equinodermos de ambiente pelágico (sacocomidos), así como la textura de la roca tipo *wackestone-packstone*, ubica a esta asociación de microfacies en un ambiente de cuenca profunda, correspondiente a la zona de facies estándar número 1 de Wilson (Figura 37, *FZ-1*) y a la microfacies estándar MFE-3 (Flügel, 2004).

Microfacies C: Por la textura de la roca tipo *wackestone* y la abundancia de foraminíferos planctónicos asociados con calciesferas esta asociación de microfacies corresponde a un ambiente pelágico por debajo de la zona fótica en la cuenca profunda, asociado a la zona de facies estándar número 1 de Wilson (Figura 37, *FZ-1*) y a la microfacies estándar MFE 3-For. (Flügel, 2004).

Microfacies B-C: Esta asociación de microfacies es una intercalación de la microfacies B con la microfacies C depositado en un ambiente de cuenca profunda. Dicha asociación indica que durante este intervalo de tiempo las condiciones de depósito fluctuaron con respecto a los niveles de oxigenación y a la cantidad de materia orgánica disponible en el tirante de agua, ya que los horizontes de lutita negra correspondiente en este caso a la microfacies C contienen una alta concentración de materia orgánica que fue depositada en condiciones anóxicas. Corresponde a la zona de facies estándar número 1 de Wilson (Figura 37, *FZ-1*) y a la microfacies estándar MFE 3. (Flügel, 2004).

Microfacies D: Debido a la abundancia de equinodermos asociados con foraminíferos planctónicos y calciesferas, así como el tipo de textura tipo *packstone*, es probable que esta asociación de microfacies se desarrolló en aguas bien oxigenadas en un ambiente de plataforma profunda, la cual corresponde a la zona de facies estándar número 2 de Wilson (Figura 37, *FZ-2*) y a la microfacies estándar MFE 2 (Flügel, 2004).

Microfacies E: La gran abundancia de calciesferas asociado con foraminíferos planctónicos y el empaquetamiento de la textura *packstone* indica que esta microfacies se depositó en un ambiente de plataforma profunda, ubicada en la zona de facies estándar número 2 de Wilson (Figura 37, *FZ-2*), correspondiente a la microfacies estándar MFE 3-Cal



(Flügel, 2004). Esta microfacies se caracteriza por presentar un género de calciesferas conocido en la literatura como pithonélidos, el cual representa el *bloom* de este microfósil producto de una gran cantidad de nutrientes en el tirante de agua (Omaña *et al.*, 2014).

La interpretación de cada una de las asociaciones de microfacies demuestra que existe un cambio en el ambiente de depósito. En primera instancia, es posible dividir dos ambientes totalmente distintos; un ambiente de alta energía en el cual se depositó la Formación Aurora que corresponde a la microfacies A y un ambiente de baja energía en el cual se depositaron las capas Cerro La Bruja que abarca desde la microfacies B hasta la microfacies E. La variación entre los dos ambientes de depósito está registrado en la Figura 37 como un cambio abrupto con ausencia de cualquier otro registro de asociaciones de microfacies que muestre la transición entre un ambiente de plataforma a un ambiente de cuenca. Sin embargo, no significa que este registro no haya existido, sino más bien, fueron movidos de su posición original durante la actividad inversa de la Falla de San Marcos en el Paleógeno. Dentro del ambiente de baja energía en el cual se depositaron las capas Cerro La Bruja existen variaciones de sedimentación que individualmente representan pequeños cambios dentro del sistema. El depósito registrado en la primera mitad de la sección estratigráfica correspondiente a la intercalación de las microfacies B y C (Figura 37) es evidencia de un ambiente de cuenca. Sin embargo, la segunda mitad de la sección estratigráfica es una alternancia entre las cinco microfacies (B-E) que conforman a las CCLB, lo cual nos indica cambios tanto en la profundidad como en las condiciones paleoambientales de depósito. Ejemplo de ello es la intercalación entre la microfacies E y B-C ubicado en los últimos cincuenta metros de la columna estratigráfica (Figura 37).



Cinturón de facies para rocas carbonatadas (Wilson, 1975)

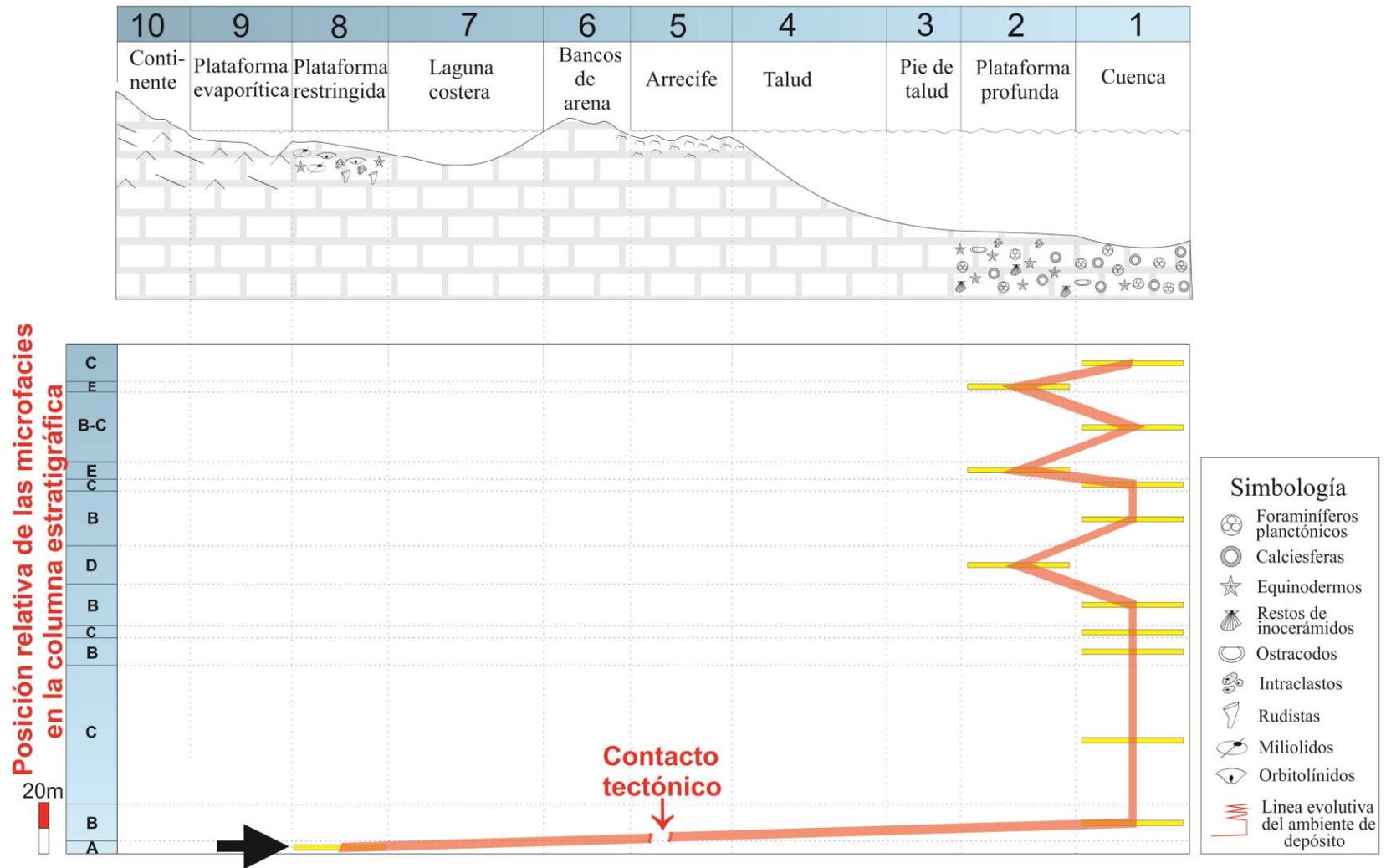


Figura 37. Modelo del ambiente de depósito de las capas Cerro La Bruja, basado en el cinturón de facies de Wilson (1970,1975). La columna sintética de la izquierda muestra la distribución de las microfacies. Notese que hacia la base, la columna es discontinua.



La gran proliferación de calciesferas del tipo pithonélidos (microfacies E), representa un fenómeno global, que ha sido reportado en varias partes del mundo. En México, en particular hacia el oeste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, este evento es reconocido como el *bloom* de pithonélidos y está asociado a los cambios ambientales e incremento del aporte de nutrientes durante el ahogamiento de la plataforma San Luis-Valles en el límite Cenomaniano-Turoniano (Omaña *et al.*, 2014). La presencia temporal de los pithonélidos no marca exclusivamente un límite de edad, pero sí un cambio paleoambiental de las condiciones eutróficas en el tirante de agua. Por lo tanto, la microfacies E que se encuentran por encima del horizonte fosilífero de amonites e inocerámidos reportado en este trabajo de edad Turoniano medio, representa un enriquecimiento abrupto en el aporte de nutrientes asociado a un evento transgresivo global durante el Turoniano. Por otro lado, la presencia de lutita negra (microfacies B-C) representa el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica dentro de un ambiente marino en condiciones anóxicas. Estos episodios empobrecidos en oxígeno se conocen como eventos anóxicos oceánicos (OAE por sus siglas en inglés, Schlanger y Jenkyns, 1976), de los cuales tres de ellos ocurrieron en el Cretácico Tardío (Schlanger y Jenkyns, 1976). El OAE 2, que es el que mejor se correlaciona en edad con las CCLB, ocurrió en el límite Cenomaniano-Turoniano y se encuentra registrado en el noreste de México en las formaciones Agua Nueva, Indidura, *Eagle Ford*, Soyatal y Maltrata (Núñez-Useche *et al.*, 2014). Las condiciones empobrecidas en oxígeno durante el Cenomaniano/Turoniano persistieron en el noreste de México hasta el Coniaciano temprano (Núñez-Useche *et al.*, 2014), por lo que es posible que las capas de lutita negra presentes en la microfacies B-C estén relacionadas al OAE 2.

Una de las teorías que fundamentan tanto el *bloom* de pithonélidos y la sedimentación de lutita negra es la actividad volcánica proveniente de Grandes Provincias Ígneas (LIP's por sus siglas en inglés) y la gran actividad hidrotermal desarrollado durante el Cretácico, el cual, provocó la proliferación de materia orgánica, en este caso calciesferas, en donde el hierro actuó como un nutriente biolimitante (Duque-Botero, 2006; Omaña *et al.*, 2014). Por otro lado, la cantidad de materia orgánica aumentó considerablemente, lo cual intensificó el consumo de oxígeno reduciendo drásticamente la cantidad de oxígeno libre disponible en los mares epicontinentales del Turoniano, provocando condiciones anóxicas y el subsecuente depósito de sedimentos ricos en materia orgánica (Duque-Botero, 2006).



b) Acerca de las estructuras sedimentarias en las CCLB

Una de las controversias en la interpretación del ambiente de depósito de las CCLB fue la presencia de estratificación *hummocky* en el miembro basal de la unidad. Esta estructura sedimentaria refleja en primera instancia que las CCLB fueron depositadas por encima del nivel base de oleaje de tormenta en un ambiente de alta energía. Sin embargo, el análisis de microfacies es contundente y demuestra que la sedimentación se llevó a cabo en un ambiente pelágico.

Originalmente se pensaba que la estratificación *hummocky* eran estructuras que se formaban en depósitos arenosos en ambientes de alta energía, a una profundidad promedio de 10 metros, entre el nivel base de oleaje y el nivel base de oleaje de tormenta (Dott y Bourgeois, 1982). En este modelo clásico, este tipo de estratificación es formada por corrientes oscilatorias relacionadas a grandes olas de tormenta, las cuales remobilizan la superficie de los sedimentos de plataforma (Dott y Bourgeois, 1982). Sin embargo, hoy en día existen registros de la presencia estratificación *hummocky* en ambientes de baja energía, a profundidades mayores a los cien metros, asociados a secuencias turbidíticas y sedimentos pelágicos. Por ejemplo, Guerrero-Suastegui (2004) reporta en la Formación Teloloapan, horizontes de caliza tipo *packstone-wackestone* rico en microfósiles planctónicos (foraminíferos planctónicos, calciesferulidos y radiolarios) con estratificación *hummocky* asociado con estratificación cruzada y plano paralela. Mulder *et al.* (2009) reporta al oeste de los Pirineos, en la Cuenca de Basque, estratificación *hummocky* en depósitos tipo *flysh* asociado a turbiditas en profundidades de 1000 a 1500 metros, formado como consecuencia de las corrientes de turbidez. Morsilli y Pomar (2012) hacen una comparación del oleaje superficial de tormenta contra las corrientes internas, como mecanismos hidrodinámicos para generar estratificación *hummocky*. Concluyen que en aguas estratificadas (con diferente densidad), el oleaje interno o las corrientes internas que se producen por la acción de grandes oleajes de tormenta, pueden llegar a perturbar los sedimentos en el fondo marino que se encuentran a una profundidad de hasta 160 metros y formar estratificación *hummocky* de forma más selectiva. Este último modelo es el que mejor se acopla a las características de depósito del área para explicar la presencia de estratificación *hummocky*. Por lo tanto, la idea acerca de que las CCLB fueron depositadas por encima del nivel base de oleaje de tormenta queda descartada y se asume que las corrientes de fondo, las cuales se formaron como consecuencia de la actividad de grandes olas de tormenta, fueron posiblemente el mecanismo



hidrodinámico que generó la estratificación *hummocky* aislada y esporádica presente en los sedimentos pelágicos de las CCLB.

Basado en el análisis de microfacies y estructuras sedimentarias de las CCLB, se concluye que fueron depositadas en un ambiente de pie de talud y cuenca, en donde precipitaron microorganismos pelágicos, principalmente calciesferas y foraminíferos planctónicos. El ambiente de depósito era un sistema sensible a los cambios paleoambientales. Prueba de ello, fue la proliferación de pithonélidos intercalados con la sedimentación de lutita negra registrados en lapsos de tiempo cortos. Por otro lado, la profundización general que experimentó el ambiente de depósito fue registrado por la presencia de las estructuras sedimentarias, pasando de estratificación *hummocky* en la base, a laminación plano paralela hacia la cima, a través de una zona intermedia con estructuras de laminación convoluta, en donde se encuentra el horizonte fosilífero de amonites e inocerámidos.

Una de las hipótesis en las que se basó el presente trabajo de tesis fue que las capas Cerro La Bruja correspondían a depósitos turbidíticos, los cuales se depositaron en la cuenca de antepaís del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, en específico en la cuenca tras-abultamiento. Y aunque la posición geológica de éstas capas coinciden con la posición regional de la cuenca tras-abultamiento si consideramos el modelo de sistema de cuenca de antepaís propuesto por DeCelles y Giles (1996) en la Cuenca de Parras, el estudio bio-litoestratigráfico y de microfacies de las capas Cerro La Bruja demuestra que durante el Cenomaniano tardío hasta el Turoniano tardío el límite nororiental de la Plataforma de Coahuila no experimentaba la formación de altos orogénicos, sino más bien el depósito de sedimentos pelágicos. Según Lawton *et al.* (2009), el inicio de la flexión de esta cuenca de antepaís comenzó en el Santoniano, mientras que el plegamiento de las rocas fue a partir del Maastrichtiano. Sin embargo, Eguiluz de Antuñano *et al.* (2000) argumenta que el inicio de la migración del frente orogénico desde el Oeste en el centro de México pudo iniciar en el Cenomaniano tardío. Por lo tanto, no se descarta la idea que la zona de abultamiento y de cuenca tras-abultamiento del sistema de cuenca de antepaís mexicano, los cuales no han sido reportados en la literatura, se hayan desarrollado en la zona nor-noreste de la Plataforma de Coahuila y sureste de la Cuenca de Sabinas posteriormente al depósito de las CCLB.



6.2 Desde el punto de vista estructural.

En un trabajo previo que engloba el área de estudio realizado por Bolaños-Rodríguez (2006), se pensó que las CCLB eran depósitos sintectónicos asociados a la última reactivación de la Falla de San Marcos y por lo tanto, determinar su edad de depósito representaba también conocer la edad de la última reactivación de la falla. Por otro lado, concluyó que las estructuras de acortamiento presentes en las capas Cerro La Bruja formaban parte de un sinclinal, al cual nombró, sinclinal Las Palomas. Las observaciones detalladas en el presente estudio indican que estas dos interpretaciones son erróneas, ya que las CCLB no son depósitos sintectónicos, son depósitos pelágicos de cuenca, depositados en una margen pasivo local antes de la reactivación inversa de la FSM. El acortamiento de las CCLB fue consecuencia del desplazamiento de dicha falla, lo cual generó una cuña de pliegues tipo *chevron*, que se encuentra delimitada en la base y en la cima por zonas de despegue, provocando la horizontalidad de los estratos que se encuentran por encima y debajo de la cuña de deformación. El despegue superior fue interpretado por Bolaños-Rodríguez (2006), como una discordancia angular interna en las CCLB.

Basado en el análisis de acortamiento de las estructuras plegadas de las CCLB, uno de los objetivos del presente trabajo fue estimar el desplazamiento de la FSM. El procedimiento que se siguió, se describe de forma detallada en el capítulo anterior. La cantidad de desplazamiento estimada de desplazamiento total sobre el plano de la FSM fue de 1300 metros, mientras que el desplazamiento vertical fue de 1100 metros. Cabe señalar que estos desplazamientos corresponden sólo a la traza de falla que limita a las CCLB hacia el norte.

Con la intención de validar las magnitudes de desplazamiento del plano de la FSM estudiado, se comparó el resultado obtenido con las estimaciones de McKee *et al.* (1990), quien considera los espesores de las unidades estratigráficas del área y el desplazamiento de los contactos a través del sistema de fallas de San Marcos en el área de estudio. Dicho sistema yuxtapone rocas Jurásicas correspondientes a las capas Las Palomas, Sierra El Granizo y Tanque Cuatro Palmas, con rocas del Cretácico Temprano de la Formación Cupido, y esta a su vez, cabalga sobre rocas del Cretácico Tardío de la Formación Aurora y capas Cerro La Bruja (Figura 27 y 28). Estos desplazamientos fueron estudiados ampliamente por McKee *et al.* (1990) quienes consideraron los espesores de estas unidades en el valle de San Marcos. Para las capas Jurásicas, que corresponden a los sedimentos más viejos del área por encima del basamento, estos autores estimaron un espesor de al menos 2500 metros, seguido de 1000 metros más correspondientes a



la Formación San Marcos, la cual posiblemente fue erosionada y/o acuñada en el área de estudio, y los últimos 700 metros correspondientes a las formaciones Cupido, La Peña y Aurora. En total, la columna sedimentaria Jurásico-Cretácico Superior en el Valle de San Marcos es estimada en 4200 metros de espesor. Por lo tanto, tomando en cuenta las magnitudes de estos espesores, se puede inferir que en el área de estudio el sistema de fallas San Marcos durante su reactivación inversa, pudo acomodar desplazamientos de miles de metros, dado que produce discontinuidades estratigráficas, como por ejemplo, la ausencia de Formación San Marcos en su totalidad, y parcialmente de las capas jurásicas y de los carbonatos del cretácico que reducen sus espesores menos de cien metros.

Si se trazara una línea horizontal a 1000 metros s. n. m. m., a través del sistema de fallas en la zona de estudio, veríamos que en el bloque más occidental ésta línea tocaría a las CCLB, mientras que en el bloque más oriental tocaría a las rocas jurásicas, de acuerdo con McKee *et al.* (1990) muy cerca de su base. Esto quiere decir, que este sistema en su conjunto pudo desplazar miles de metros, por lo cual, no es desatinado considerar que la falla meridional, frontal de este sistema haya desplazado aproximadamente 1300 m.

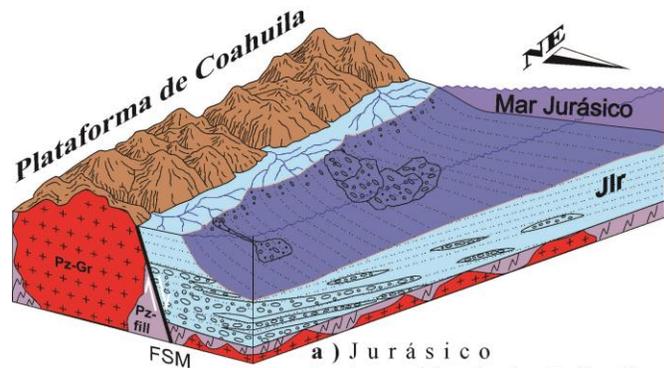
6.3 Modelo evolutivo del área de estudio

La estructura de mayor envergadura del área de estudio corresponde a la Falla de San Marcos. Dicho sistema de fallas se instauró durante el Jurásico con cinemática normal, asociada a la apertura del Golfo de México en donde sirvió como límite tectónico entre los elementos paleogeográficos: Plataforma de Coahuila y Cuenca de Sabinas. Durante la instauración de la FSM se depositaron arriba del basamento cristalino lechos rojos que formaron una cuña clástica de casi 2000 metros de espesor (capas; Las Palomas, Cerro El Granizo y Tanque Cuatro Palmas, Figura 38a). En el Cretácico temprano (Berriasiano-Barremiano), la FSM sufrió su primera reactivación con una cinemática normal provocando el depósito de lechos rojos continentales correspondientes a la Formación San Marcos (Figura 38b). A partir de entonces la Cuenca de Sabinas inició una etapa de subsidencia que la llevó a acumular un grueso paquete sedimentario predominantemente calcáreo, debido a la invasión de los mares epicontinentales del Golfo de México, y fue hasta el Albiano que los mares lograron inundar completamente la Plataforma de Coahuila con depósitos de caliza arrecifal correspondientes a la Formación Aurora (Figura 38c). Durante el Cenomaniano tardío hasta el Turoniano tardío, se deposita sobre la Plataforma de

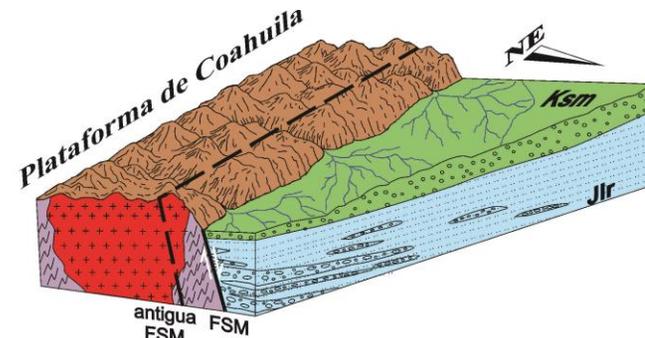


Coahuila las capas Cerro La Bruja, la cual se correlaciona al sur, en el límite Plataforma de Coahuila-Cuenca de Parras con la Formación Indidura y al norte en la Cuenca de Sabinas con la Formación *Eagle Ford*. El ambiente de depósito de las CCLB se llevó a cabo en un ambiente pelágico, predominantemente de cuenca asociado al evento transgresivo del Turoniano (Figura 38c). A partir del Santoniano la cubierta sedimentaria cretácica de México experimentó un fuerte acortamiento que no cesó sino hasta el Eoceno y fue durante ese intervalo de tiempo que la FSM sufrió su segunda reactivación en sentido inverso, provocando la deformación de las CCLB y la inversión tectónica de la Cuenca de Sabinas (Figura 38d).

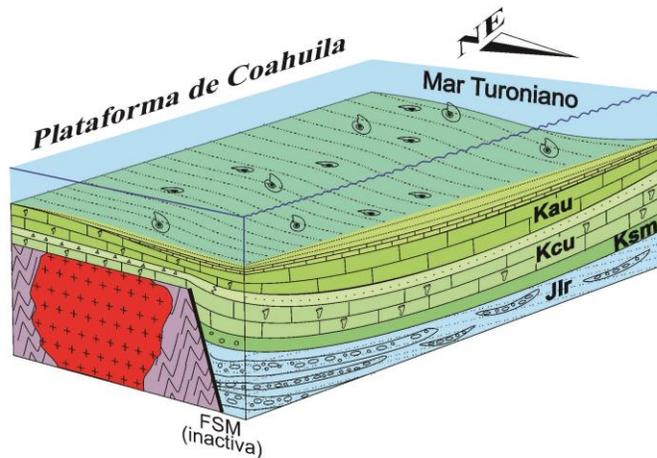




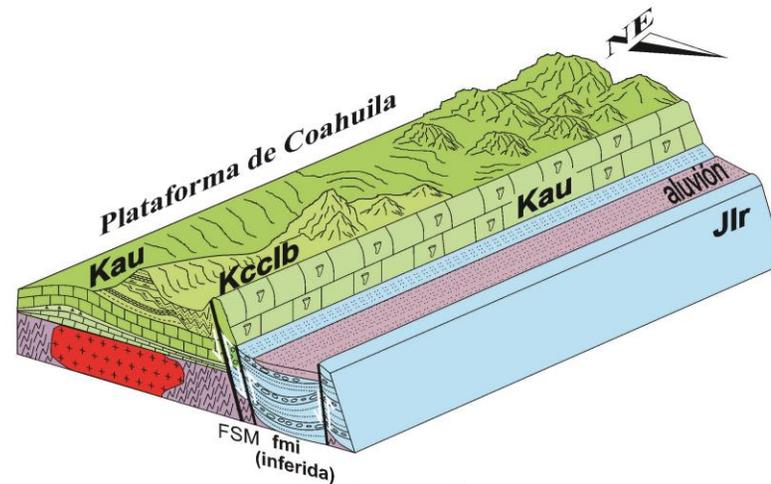
a) Jurásico tardío
Instauración de la Falla San Marcos (FSM) y el depósito de las Capas Jurásicas pre-Titoniano (Jlr) sobre rocas de basamento: Granitoides permo-triásicos (Pz-Gr) y metasedimentos del arco de las Delicias (Pz-fill).



b) Cretácico inferior.
Primera reactivación de la Falla de San Marcos (FSM) con cinemática inversa y el subsecuente depósito de rocas continentales de la Formación San Marcos (Ksm).



c) Aptiano - Turoniano
Etapa de quietud tectónica, subsidencia de la cuenca de Sabinas y depósito de rocas carbonatadas: Formación Cupido (Kcu); Formación La Peña-Acatita (Kev); Formación Aurora (Kau) y la sedimentación de las capas Cerro La Bruja, durante el evento transgresivo del Turoniano. La Falla de San Marcos (FSM) se encontraba inactiva.



d) Paleógeno
Segunda reactivación de la Falla de San Marcos con cinemática inversa, como consecuencia del evento de acortamiento Cretácico tardío-Paleógeno. Activación de fallas menores inversas como parte del sistema de la Falla San Marcos (fmi), las cuales yuxtaponen rocas jurásicas sobre rocas cretácicas.

Figura 38. Representación esquemática del modelo evolutivo del área de estudio, dividida en cuatro escenarios que representan los cambios tectónicos desde el Jurásico Tardío hasta el Paleógeno.



7. CONCLUSIONES

Las capas Cerro La Bruja es una unidad calcárea rica en microfósiles pelágicos, (principalmente foraminíferos planctónicos y calciesferas) depositadas en un ambiente de pie de talud a cuenca. Registraron el evento global conocido como *bloom* de pithonélidos y muy posiblemente también parte del evento anóxico número dos (OAE2). Se correlacionan en tiempo y posición estratigráfica con las formaciones Indidura e *Eagle Ford*, ya que las tres unidades se depositaron durante el Cenomaniano al Turoniano y sobreyacen rocas calcáreas arrecifales. Sin embargo, no comparten exclusividad litológica con alguna de las dos formaciones, por lo que se infiere que representan un ambiente de transición entre la Formación *Eagle Ford* en la Cuenca de Sabinas y la Formación Indidura registrado más hacia el sur, en el límite Plataforma de Coahuila-Cuenca de Parras.

El evento de reactivación con cinemática inversa de la Falla de San Marcos es posterior al depósito de las capas Cerro La Bruja, por lo tanto la edad máxima de dicha falla corresponde a 90 Ma de años, ya que la actividad de la FSM provocó acortamiento en las CCLB, formando una sola generación de pliegues tipo *chevron*, dispuestos en cuña delimitada en la base y en la cima por zonas de despegue, localizados en horizontes de lutita negra. La distancia de acortamiento horizontal de la cuña de pliegues es de 500 metros, la cual se utilizó para estimar la distancia de desplazamiento mínima sobre el plano de la FSM correspondiente a 1300 metros. Esta cantidad de desplazamiento corresponde sólo a la porción de la traza de falla que pone en contacto a las capas Cerro La Bruja con la Formación Cupido en el área de estudio y es congruente con las estimaciones de McKee *et al.* (1990).

Aunque tienen influencia de terrígenos pelíticos, y en menor medida de arenisca y bentonitas, las capas Cerro La Bruja son anteriores, o muy tempranas al desarrollo de la cuenca de antepaís del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Esto se comprueba por el análisis bio-litoestratigráfico y de microfacies que demuestra que durante el Cenomaniano tardío la margen nororiental de la Plataforma de Coahuila no tuvo una gran influencia de terrígenos y/o depósito de turbiditas, sino más bien el depósito de sedimentos pelágicos en un ambiente de cuenca. Sin embargo, no se descarta la idea que la zona de abultamiento y de cuenca tras-abultamiento del sistema de cuenca de antepaís mexicano, se



hayan desarrollado posteriormente al norte de la Plataforma de Coahuila y sur de la Cuenca de Sabinas.



REFERENCIAS

- Anderson, T. H., 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, 94, 941-966.
- Armstrong, R. L., 1968, Sevier Orogenic Belt in Nevada and Utah: Geological Society of America Bulletin, 79, 429-458.
- Bolaños-Rodríguez, D., 2006, Análisis estructural en el puerto de las sierras la Fragua, El Granizo, San Marcos-Pinos y áreas aledañas en la parte central de Coahuila: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 74 p.
- Butler, R. W. H., 1982, The terminology of structures in thrust belts: Journal of Structural Geology, 4, 239-245.
- Campa, M. F., 1983, The Tectonostratigraphic Terranes and the Thrust Belt in Mexican Territory: Stanford University Publications. Geological Sciences, 1983, 44-46.
- Campa, M. F., Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: Geology, 21, 419-422.
- Centeno-García E., Guerrero-Suastegui M., y Talavera-Mendoza O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone: Geological Society of America Special Paper.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonicsof the state of Coahuila, Mexico *in* C. I. Schmidt y S. B. Katz (eds.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society, Field Trip Guidebook Publication, 28-36.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvisu-Gutiérrez, I. R., 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 A.C., 1, 27-52.



- Cooper, M.A., Williams, G. D., De Graciansky, P. C., Murphy, R. W., Needham, T., De Paor, D., Stoneley, R., Todd, S. P., Turner, J. P., Ziegler, P.A., 1989, Inversion tectonics – a discussion: Geological Society Special Publications, 44, 335-347.
- DeCelles, P. G., Giles, K. A., 1996, Foreland Basin Systems: Basin Research, 8, 105-123.
- Dickinson, W. R., Lawton, T. F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113, 1142-1160.
- Dochev, D., 2015, Turonian (Upper Cretaceous) inoceramid bivalves of the genus *Mytiloides* from the Sredna Gora Mountains, north-western Bulgaria: Acta Geologica Polonica, 65, 101–119.
- Dott, R. H. Jr., Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Geological Society of America Bulletin, 93, 663-680.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *in* Ham W.E (ed.), Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121.
- Duque-Botero, F., 2006, Paleoenvironmental Implications of the Indidura Formation (Cenomanian/Turonian), Northeastern Mexico: a High Resolution Stratigraphic Study, Florida International University, tesis doctoral, 172 p.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico *in* C. Bartolini, R. T. Buffler y A. Cantú-Chapa (eds.). The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 75, 241-270.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana A.C., 53, 1-26.
- Erslev, E. A., 1991, Trishear fault-propagation folding: Geology, 19, 617-620.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., 2011, Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold–Thrust Belt: The Geological Society of London, Special Publications, 349, 149-167.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vázquez-Serrano, A., 2012, The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: Geosphere, 8, 931-949.



- Fitz-Díaz, E, Hudleston, P., Tolson, G., van der Pluijm, B., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold–Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: *International Geology Review*, 56, 734-755.
- Fitz-Díaz, E, Hall, C. M., van der Pluijm, B., 2016, XRD-based $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age correction for fine-grained illite, with application to folded carbonates in the Monterrey Salient (northern Mexico): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 181, 201–216.
- Fossen, H, 2010, *Structural Geology*: Nueva York, Cambridge University Press, 463 p.
- Goldhammer, R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: *Geological Society of America. Special Paper*, 340, 1-58.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., Camprubi, A., 2007, Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana A.C.*, 59, 43-62.
- Gray, G. G., Lawton, T. F., 2011, New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana A.C.*, 63, 333-343.
- Guerrero-Suastegui, M., 2004, Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, Southwestern Mexico: St. John's, Canada, Memorial University of Newfoundland, tesis doctoral, 151 p.
- Handsch, J. W., Keller, G. R., Smith, K. J., 1987, The Ouachita System in Northern Mexico: *Tectonics*, 6, 323-330.
- Humphrey, W. E., 1949, *Geology of the Sierra de los Muertos Area, Mexico (with Description of Aptian Cephalopods from the La Peña Formation)*: *Geological Society of America Bulletin*, 60, 89-176.
- Humphrey, W. E., 1956, Tectonic Framework of Northeast Mexico: *American Association of Petroleum Geologists*, 6, 25-35.
- Imlay, R. W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. *Geology of the Western Part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.



- Kellum, L. B., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. *Geology of the Mountains West of the Laguna District: Geological Society of America Bulletin*, 47, 1039-1090.
- Kelly, W. A., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. *Geology of the Mountains Bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias: Geological Society of America Bulletin*, 47, 1009-1038.
- Kennedy, W. J., Bilotte, M., Melchior, P., 2015, Turonian ammonite aunas from the southern Corbières, Aude, France: *Acta Geologica Polonica*, 65, 437–494.
- Kennedy, W. J., Cobban, W. A., 1988, Mid-Turonian ammonite faunas from northern Mexico: *Geological Magazine*, 6, 593-612.
- Lawton, T. F., Vega, F. J., Giles, K. A., Rosales-Domínguez, C., 2001, Stratigraphy and origin of the La Popa Basin, Nuevo León and Coahuila, Mexico, *in* C. Bartolini, R. T. Buffler y A. Cantú-Chapa (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 75*, 219-240.
- Lawton, T. F., Bradford, I. A., Vega, F. J., Gehrels, G. E., Amato, J. M., 2009, Provenance of Upper Cretaceous-Paleogene sandstones in the foreland basin systems of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: *Geological Society of America Bulletin*, 121, 820-836.
- Lee Harbor, R., 2011, *Facies Characterization and Stratigraphic Architecture of Organic-Rich Mudrocks, Upper Cretaceous Eagle Ford Formation, South Texas: Austin, U.S.A., The University Texas at Austin, tesis de maestría*, 195 p.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1010-1029.
- López-Ramos, E., 1981, Paleografía y tectónica del mesozoico en México: *Revista del Instituto de Geología*, 5, 158-177.
- McBride, E. F., Weidie, A. E., Wolleben, J. A., Laudon, R. C., 1974, Stratigraphy and Structure of the Parras and La Popa Basins, Northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1603-1622.



- McKee, J. W., Jones, N. W., Long, L., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 102, 593-614.
- Morsilli, M., Pomar, L., 2012, Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross-stratification: *Terra Nova*, 24, 273-282.
- Mulder, T., Philippe R., Faugeres, J. C., 2009, Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France): *Sedimentology*, 56, 997–1015.
- Nemçok, M., Schamel, S., Gayer, R., 2005, Thrustbelts. Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems: Cambridge, Cambridge University Press, 58-120.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., Canet I Miguel, C., 2014, Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana A.C.*, 66, 491-505.
- Ogg, J.G., Ogg, G., 2004, Late Cretaceous (65-100 Ma time-slice) *in* F.M. Gradstein, J.G. Ogg & A.G. Smith, *A Geologic Time Scale*: Cambridge University Press, 589 p.
- Omaña, L., Torres, J. R., López-Doncel, R., Alencáster, G., Lopez-Caballero, I., 2014, A pithonellid bloom in the Cenomanian-Turonian boundary interval from Cerritos in the western Valles–San Luis Potosi platform, Mexico: Paleoenvironmental significance: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31, 28-44.
- Ramsay, J. G., 1967, *Folding and Fracturing of Rocks*: New York, McGraw-Hill Book Co., 568 p.
- Ramsay, J. G., 1974, Development of Chevron Folds: *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1741-1754.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419-451.
- Schlanger, S. O., Jenkyns, H. C., 1976, Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and Consequences: *Geologie en Mijnbouw*, 55, 179-184.
- Sellards, E.H., Adkins W.S., Plummer, F.B., 1966, *The Geology of Texas vol. I Stratigraphy*: Texas, The University of Texas Bulletin, 1007 p.
- Suppe, J., 1983, Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding: *American Journal of Science*, 283, 684-721.



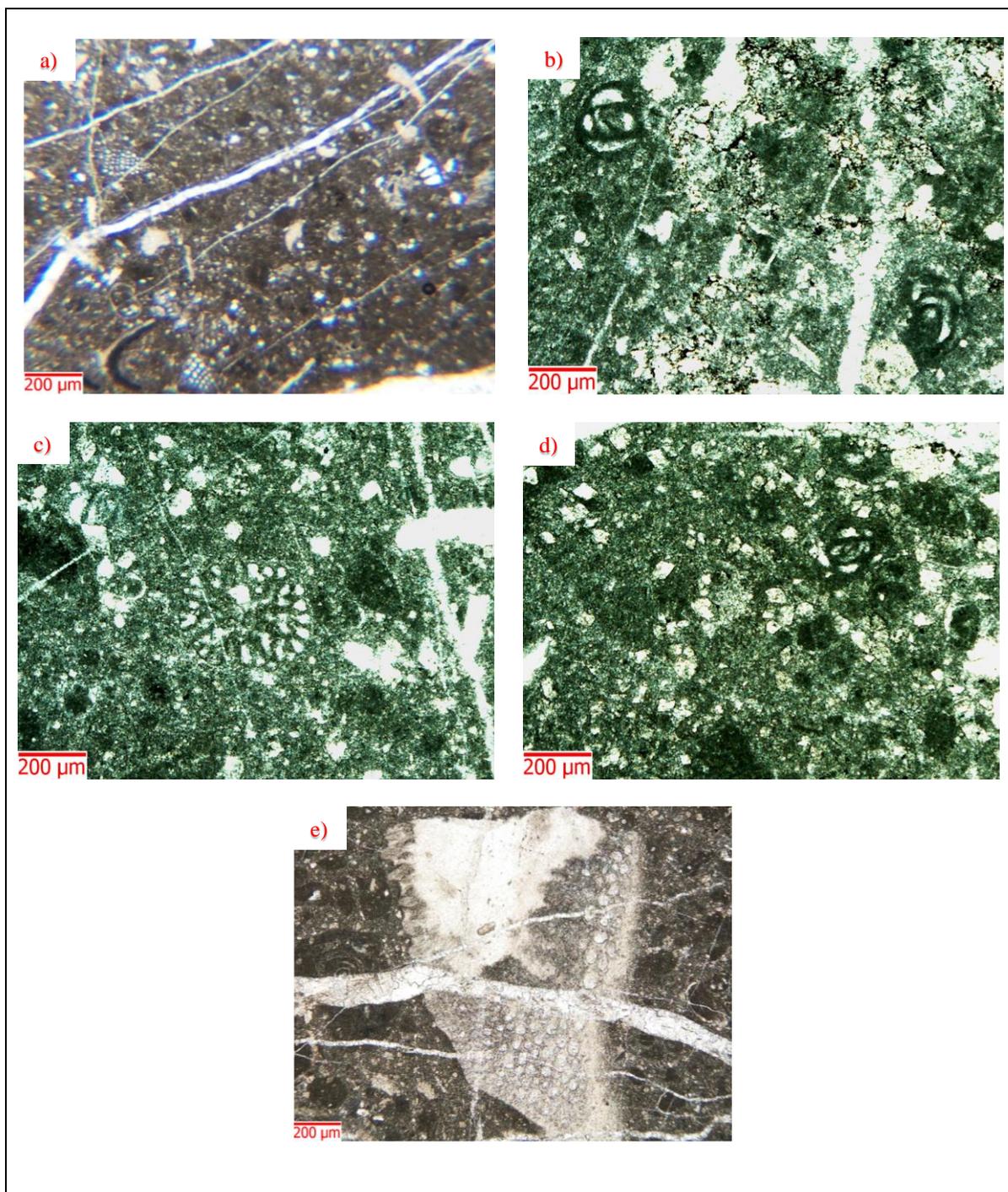
- Tardy, M., Longoria, J. F., Martínez-Reyes, J., Mitre, L., M., 1975, Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: la aloctonia del conjunto de Cadena Alta-Altiplano Central, entre Torreón, Coah. y San Luis Potosí, S. L. P. México: Revista del Instituto de Geología, 75, 1-11.
- Turner, J., P., Williams, G. A., 2004, Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening: *Earth-Science Reviews*, 65, 277–304.
- Tweto, O., 1975, Laramide (Late Cretaceous-Early Tertiary) Orogeny in the Southern Rocky Mountains in F.B. Curtis (ed.), *Cenozoic History of the Southern Rocky Mountains*: Geological Society of America, Memoir 144, 1-44.
- Van der Pluijm, B. A., Marshak, S., 2004, *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*: Nueva York, W. W. Norton & Company, 656 p.
- Vásquez-Serrano, A., 2010, Estimación de acortamiento a través del análisis de pliegues tipo chevron en la sección Vizarrón-Tamazunchale: Estados de Querétaro, Hidalgo y San Luis Potosí: Puebla, México, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, tesis de licenciatura, 84 p.
- Williams, G. D., Powell, C. M., Cooper, M. A., 1988, Geometry and kinematics of inversion tectonics: *Geological Society Special Publication*, 44, 3-15.
- Wilmsen, M., Niebuhr, B., Janetschke, N., 2014, Sea-level changes across the Lower–Middle Turonian boundary: evidence from borehole BKS 7/91 (Danubian Cretaceous Group, Bavaria, Germany): *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 4, 641-654.
- Wilson, J. L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History*: New York, Springer-Verlag, 471 p.

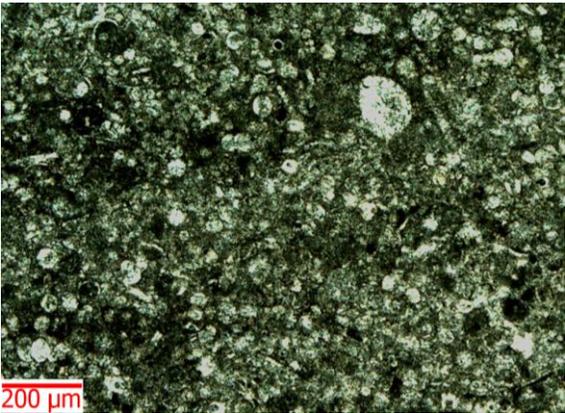
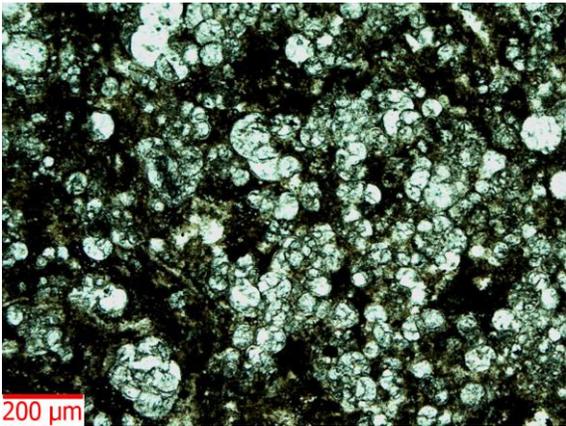
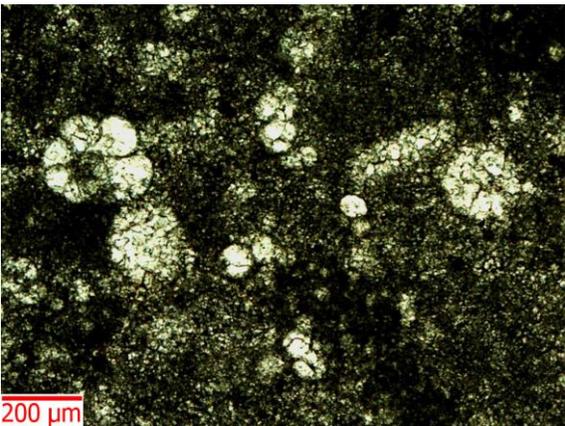
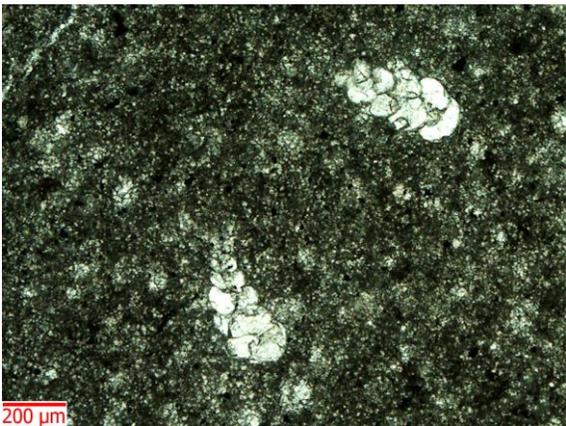


ANEXO 1: ANÁLISIS DE MICROFÁCIES DE LAS CAPAS CERRO LA BRUJA

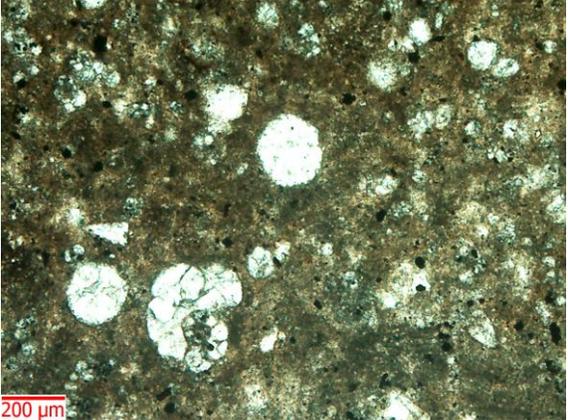
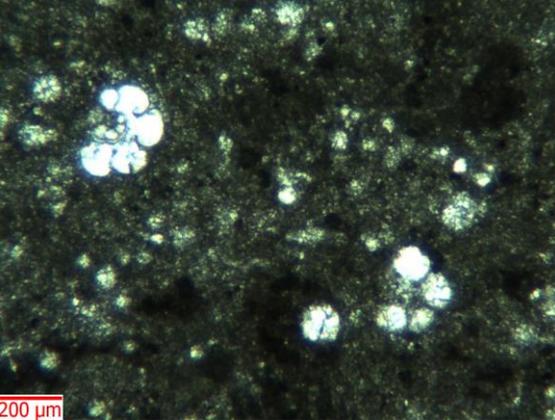
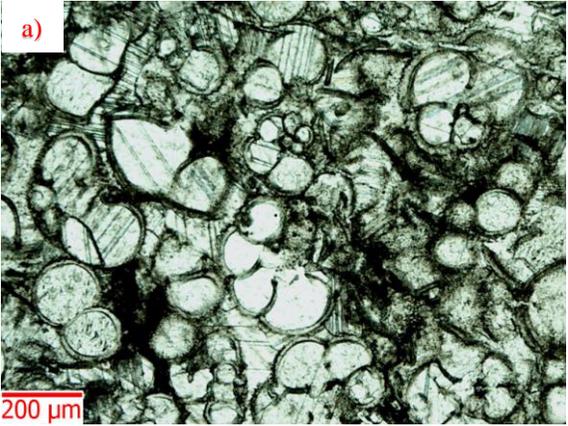
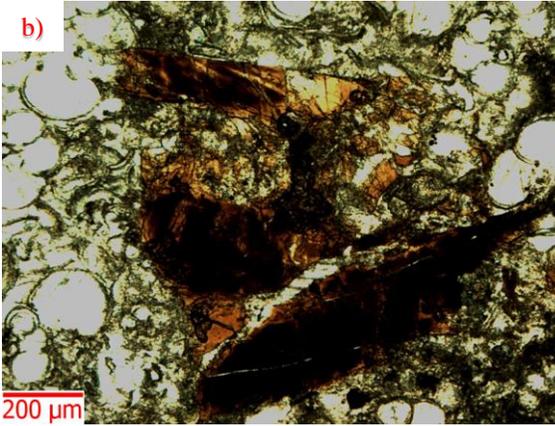
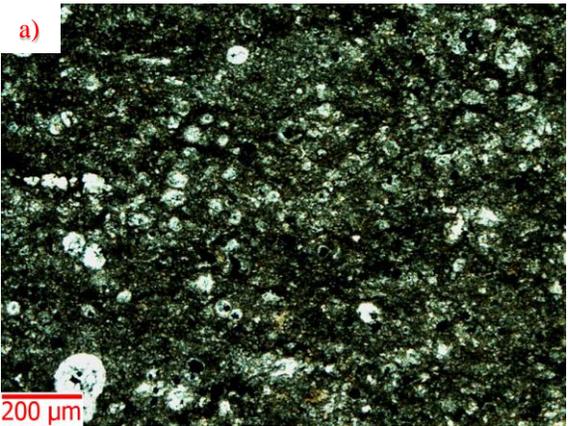
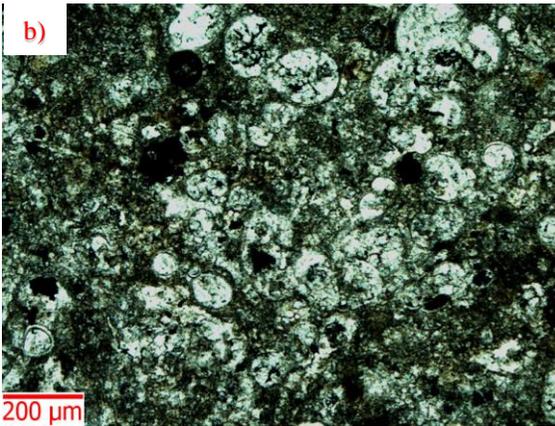
En este anexo se muestran las fotomicrografías de las muestras que se laminaron para realizar el análisis de microfácies que sirvió de apoyo en el capítulo de estratigrafía.

En cada pie de fotomicrografía se puede leer la clave y la clasificación según Dunham (1962) para rocas carbonatadas.

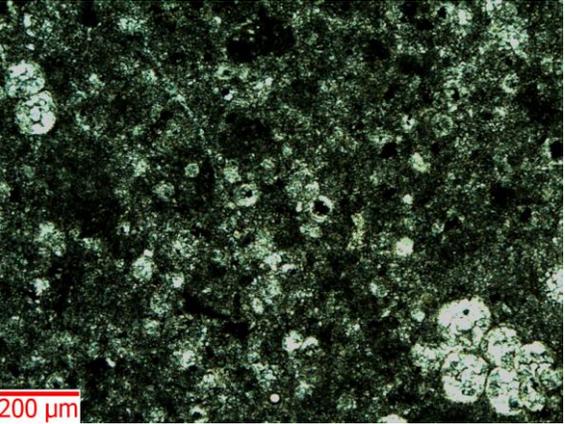
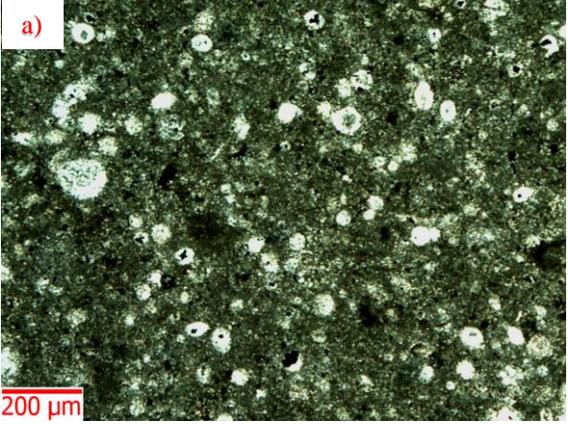
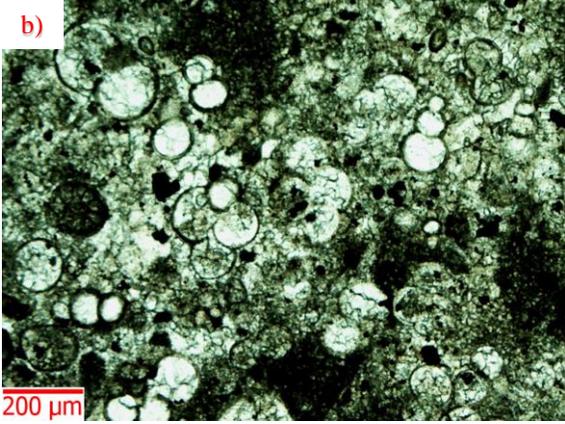
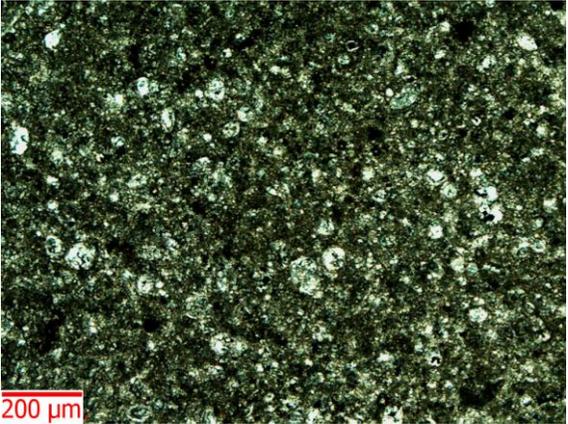
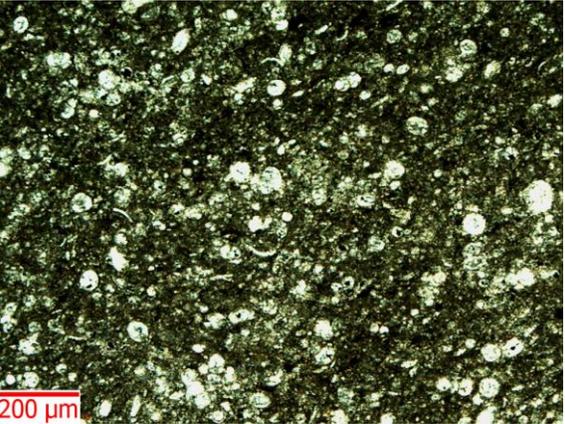


<p>Clave: LB-1</p> <p>Descripción: <i>Wackestone-Packstone</i> con frecuentes foraminíferos bentónicos (principalmente miliólidos y orbitolinidos) y equinodermos, comunes pelecípodos, ostrácodos e intraclastos y escasos gasterópodos y fragmentos de concha. En a) se representa la textura general tipo <i>wackestone-packstone</i>. En b) y d) se muestran miliólidos y cristales de dolomita. En c) un orbitolinido. En e) un fragmento de pelecípodo.</p>	
 <p>200 µm</p>	 <p>200 µm</p>
<p>Clave: LB-3</p> <p>Descripción: <i>Packstone</i> con abundantes calciesferas, frecuentes foraminíferos planctónicos y comunes ostrácodos.</p>	<p>Clave: LB-4</p> <p>Descripción: <i>Packstone-Wackestone</i> de foraminíferos planctónicos con escasas calciesferas.</p>
 <p>200 µm</p>	 <p>200 µm</p>
<p>Clave: LB-5</p> <p>Descripción: <i>Wackestone</i> de foraminíferos planctónicos con escasas calciesferas.</p>	<p>Clave: LB-6</p> <p>Descripción: <i>Wackestone</i> de foraminíferos planctónicos.</p>

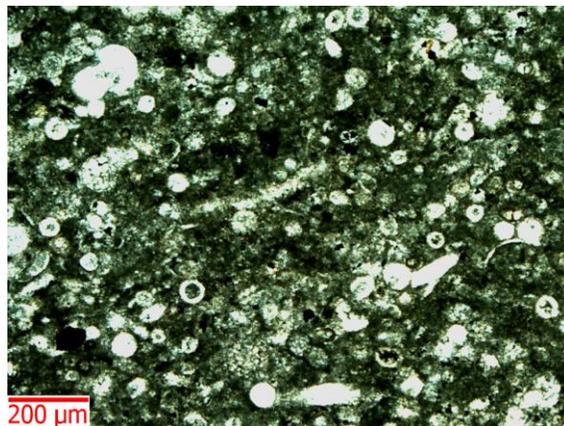


 <p>200 μm</p>	 <p>200 μm</p>
<p>Clave: LB-8 Descripción: <i>Wackestone</i> de foraminíferos plantónicos.</p>	<p>Clave: LB-9 Descripción: <i>Wackestone</i> con abundantes foraminíferos plantónicos y escasos inocerámidos.</p>
<p>a)</p>  <p>200 μm</p>	<p>b)</p>  <p>200 μm</p>
<p>Clave: LB-10 Descripción: <i>Packstone</i> con abundantes foraminíferos plantónicos y comunes restos de peces. En a) se representa la textura general de <i>packstone</i> de equinodermos con una orientación preferencial. En b) un acercamiento que muestra los crinoides bien preservados.</p>	
<p>a)</p>  <p>200 μm</p>	<p>b)</p>  <p>200 μm</p>
<p>Clave: LB-11 Descripción: <i>Wackestone-Packstone</i> con abundantes calciesferas, frecuentes foraminíferos plantónicos y escasos pelecípodos y equinodermos. En a) textura <i>wackestone</i>. En b) textura <i>packstone</i>.</p>	



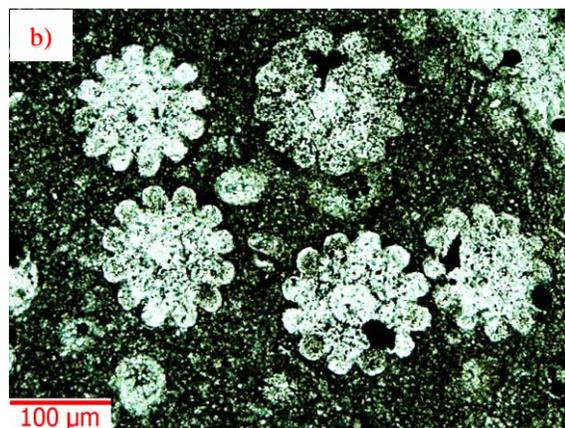
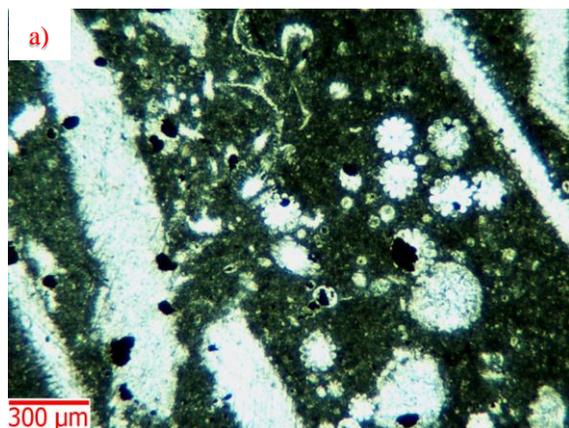
 <p>200 μm</p> <p>Clave: LB-12 Descripción: <i>Packstone</i> con abundantes calciesferas, comunes foraminíferos planctónicos y traza de radiolario.</p>	 <p>200 μm</p> <p>Clave: LB-13 Descripción: <i>Wackestone</i> con abundantes foraminíferos planctónicos, frecuentes intraclastos y comunes calciesferas.</p>
<p>a)</p>  <p>200 μm</p> <p>Clave: LB-14 Descripción: <i>Wackestone-Packstone</i> con abundantes calciesferas y frecuentes foraminíferos planctónicos. En a) se muestra la textura <i>wackestone</i>.</p>	<p>b)</p>  <p>200 μm</p> <p>Clave: LB-14 Descripción: <i>Wackestone-Packstone</i> con abundantes calciesferas y frecuentes foraminíferos planctónicos. En b) se muestra la textura <i>packstone</i>.</p>
 <p>200 μm</p> <p>Clave: LB-15 Descripción: <i>Wackestone</i> con abundantes calciesferas y frecuentes foraminíferos planctónicos.</p>	 <p>200 μm</p> <p>Clave: LB-16 Descripción: <i>Wackestone</i> con abundantes calciesferas y foraminíferos planctónicos, comunes ostrácodos y escasos equinodermos.</p>





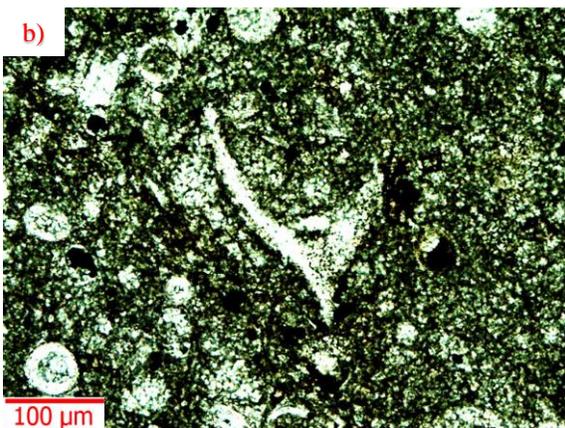
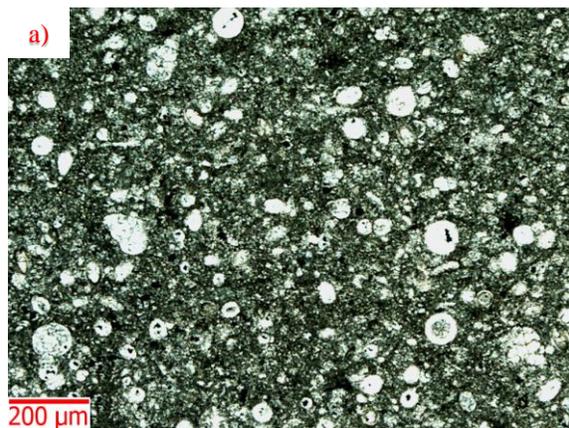
Clave: LB-17

Descripción: *Packstone* con abundantes calciesferas, frecuentes foraminíferos planctónicos, comunes equinodermos y escasos ostrácodos.



Clave: LB-18

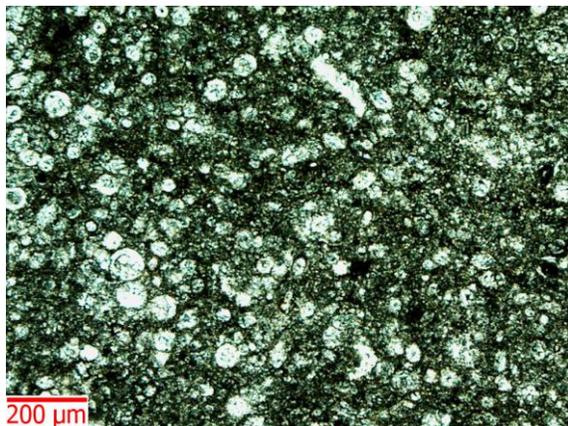
Descripción: *Packstone-Wackestone* con abundantes equinodermos, frecuentes foraminíferos planctónicos y comunes calciesferas. En a) la textura general. En b) se muestra un acercamiento de radiolas.



Clave: LB-19

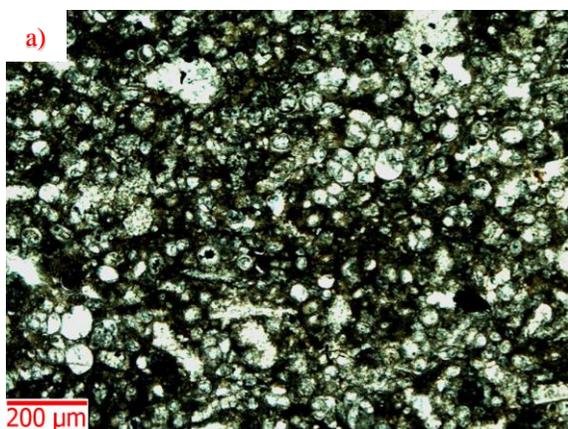
Descripción: *Packstone* con abundantes calciesferas, frecuentes foraminíferos planctónicos, comunes equinodermos y escasos ostrácodos. En a) la textura general *packstone* de la muestra. En b) se muestra un acercamiento de equinodermos (sacocoma).





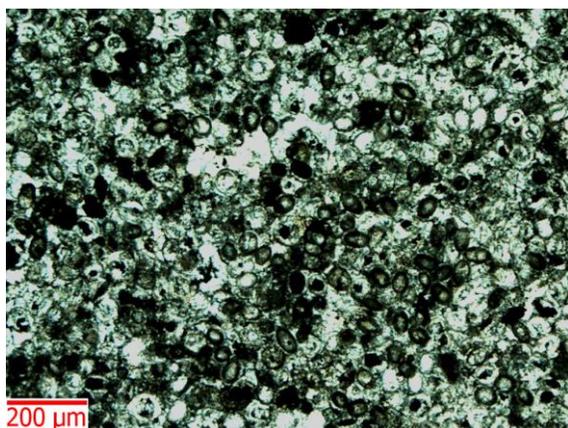
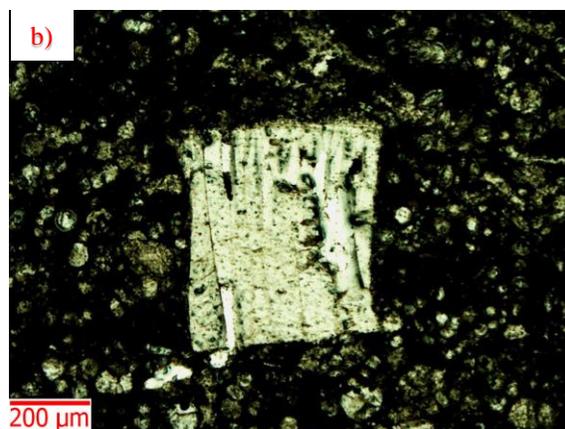
Clave: LB-20

Descripción: *Packstone-Wackestone* con abundantes calciesferas y foraminíferos planctónicos y escasos equinodermos.



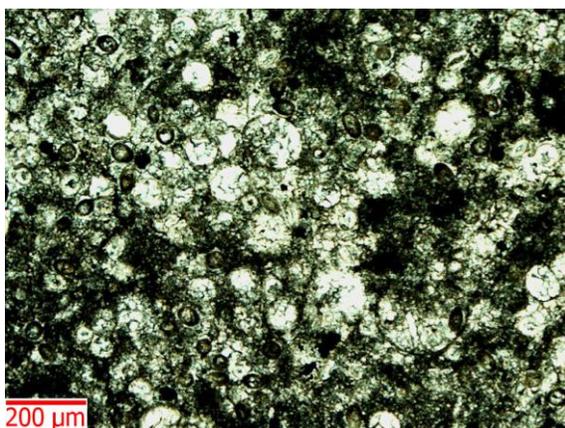
Clave: LB-21

Descripción: *Packstone* con abundantes foraminíferos planctónicos y calciesferas, frecuentes equinodermos, escasos inocerámidos y gasterópodos y traza de foraminífero bentónico. En a) se muestra la textura general *packstone*. En b) fragmento de concha de inocerámido.



Clave: LB-22

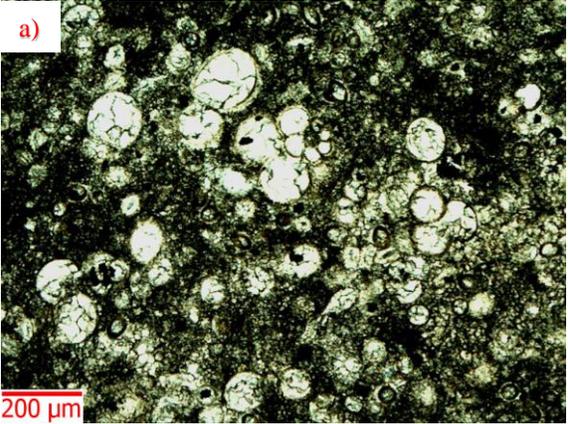
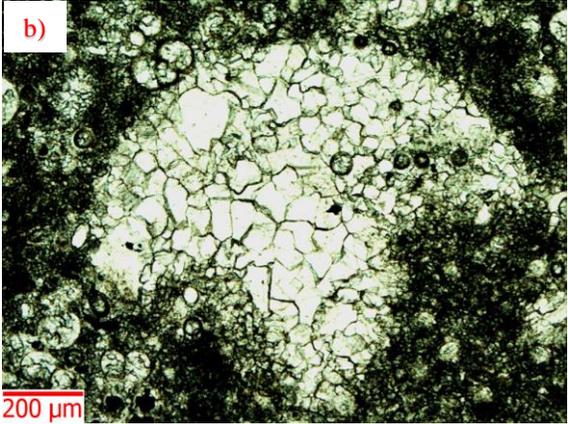
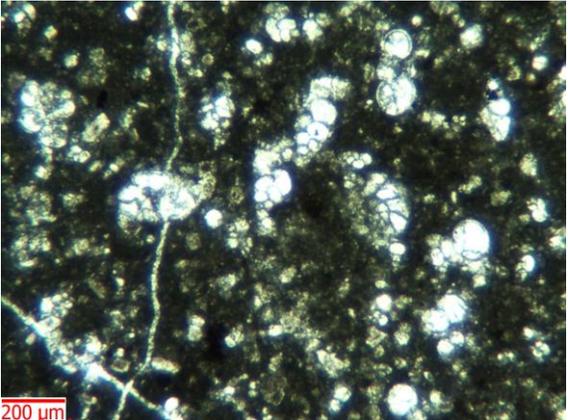
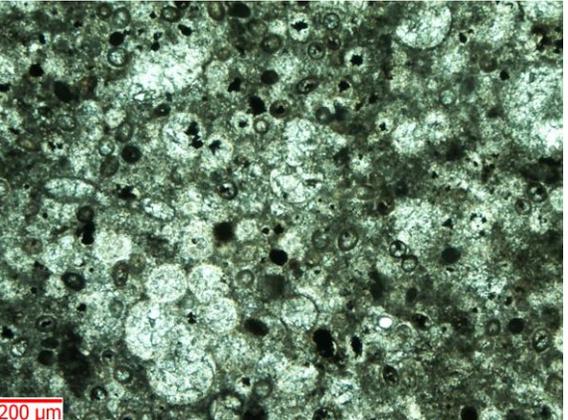
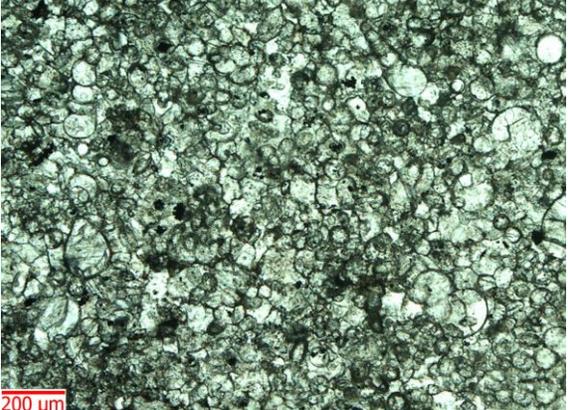
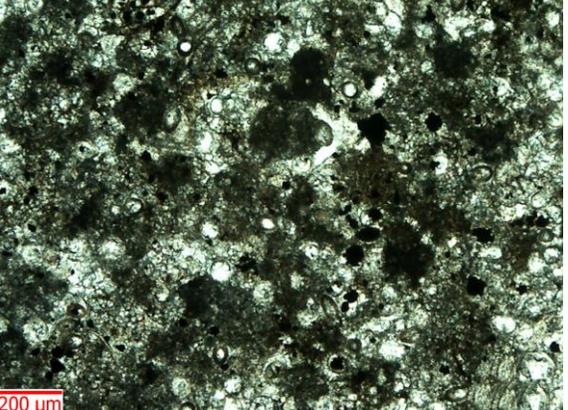
Descripción: *Packstone* de calciesferas con frecuentes foraminíferos planctónicos e intraclastos y traza de amonite y equinodermo.



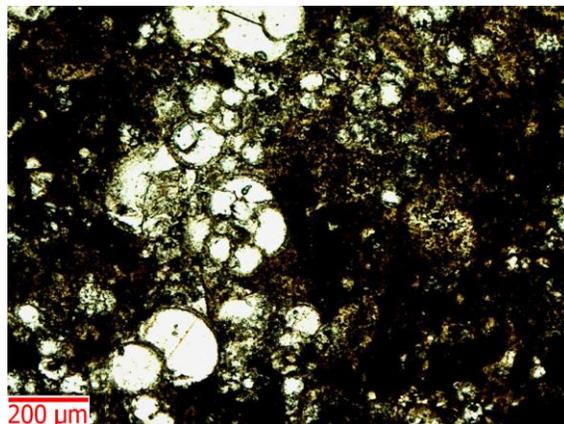
Clave: LB-23

Descripción: *Packstone* con abundantes calciesferas y foraminíferos planctónicos, comunes intraclastos y escasas amonitelas.



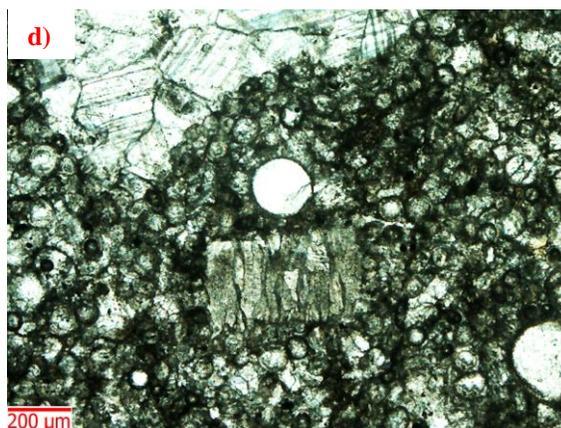
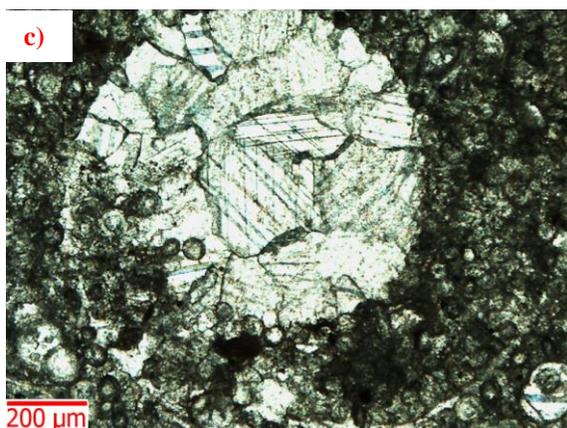
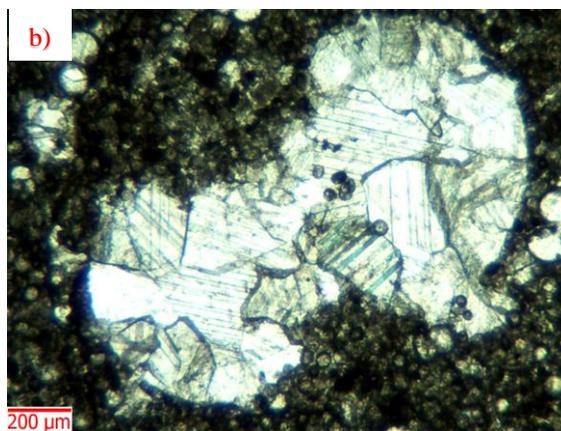
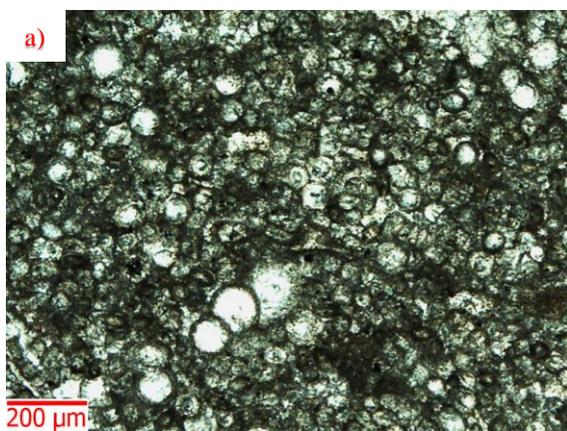
 <p>a)</p> <p>200 µm</p>	 <p>b)</p> <p>200 µm</p>
<p>Clave: LB-24</p> <p>Descripción: <i>Packstone</i> con abundantes foraminíferos planctónicos y calciesferas y escasos amonites. En a) textura general de la muestra. En b) fragmento de amonite.</p>	
 <p>200 µm</p>	 <p>200 µm</p>
<p>Clave: LB-25</p>	<p>Clave: LB-26</p>
<p>Descripción: <i>Wackestone</i> con abundantes foraminíferos planctónicos, comunes equinodermos y escasos inocerámidos y resto de peces.</p>	<p>Descripción: <i>Packstone</i> con abundantes calciesferas y foraminíferos planctónicos y escasos equinodermos.</p>
 <p>200 µm</p>	 <p>200 µm</p>
<p>Clave: LB-27</p>	<p>Clave: LB-29</p>
<p>Descripción: <i>Packstone</i> con abundantes calciesferas y foraminíferos planctónicos.</p>	<p>Descripción: <i>Packstone</i> con abundantes intraclastos, frecuentes calciesferas y comunes formaminiferos planctónicos.</p>





Clave: LB-30

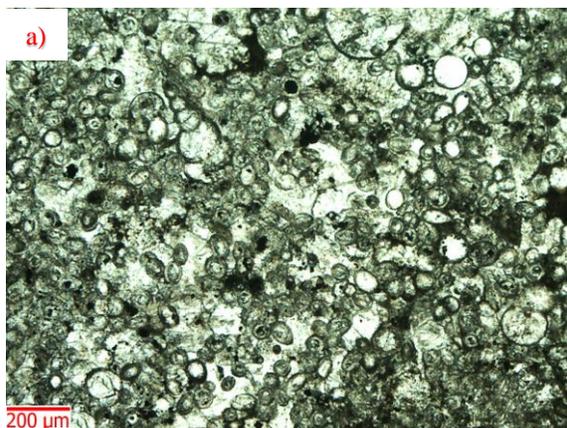
Descripción: *Wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos, frecuentes calciesferas, comunes equinodermos y escasos pelecíodos y ostrácodos.



Clave: LB-31

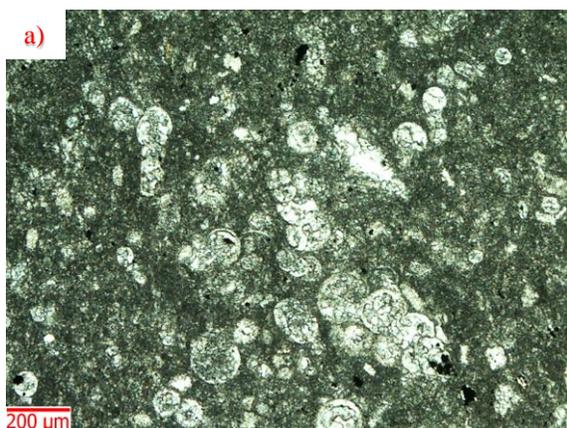
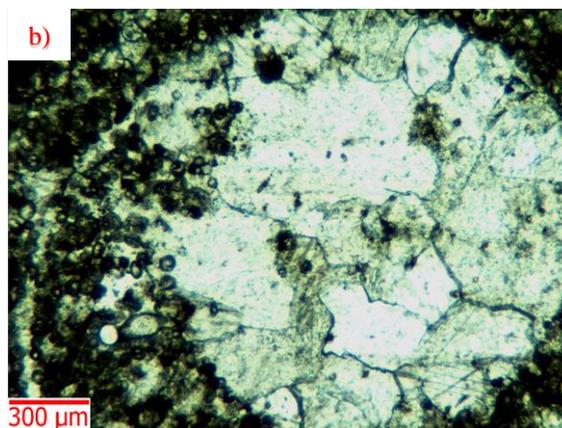
Descripción: *Packstone* de calciesferas con frecuentes foraminíferos planctónicos, comunes amonites, pelecíodos y equinodermos y escasos inocerámidos. En a) textura general de la muestra; en b) fragmento de amonite; en c) fragmento de amonitela y en d) fragmento de concha de inocerámido.





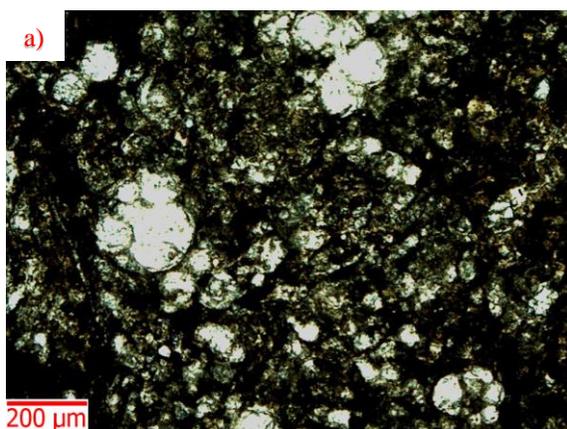
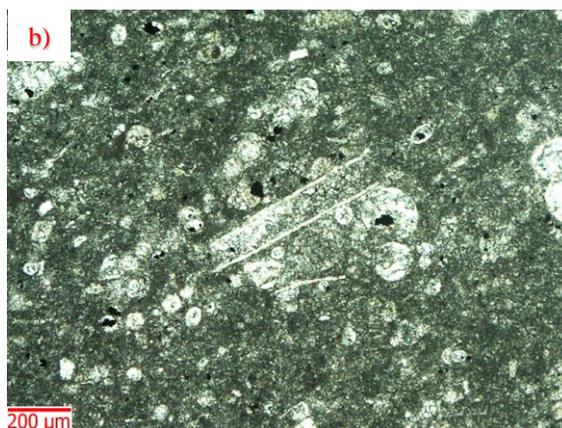
Clave: LB-32

Descripción: *Packstone* de calciesferas con frecuentes foraminíferos planctónicos y escasas amonitelas. En a) la textura general tipo *packstone* de la muestra y en b) fragmento de amonitela.



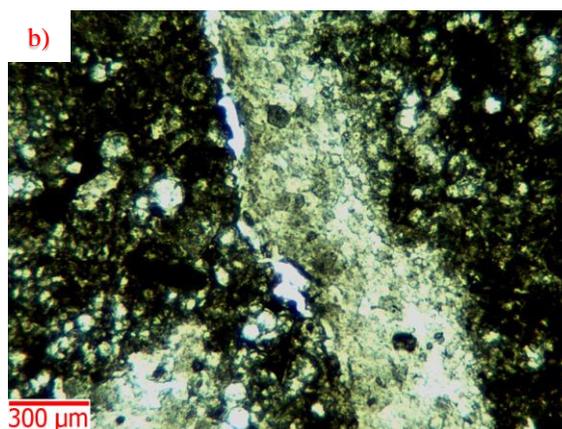
Clave: LB-33

Descripción: *Wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos, comunes calciesferas, escasos equinodermos y ostrácodos y traza de pelecípodo. En a) textura general *wackestone* de la muestra y en b) fragmento de equinodermo.



Clave: LB-34

Descripción: *Wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos, frecuentes inocerámidos, comunes equinodermos y escasos ostrácodos. En a) textura general *wackestone* de la muestra. En b) fragmento de pelecípodo.



ANEXO 2: LÁMINAS DE ESPECÍMENES DE AMONITES E INOCERÁMIDOS RECOLECTADOS EN LAS CAPAS CERRO LA BRUJA.

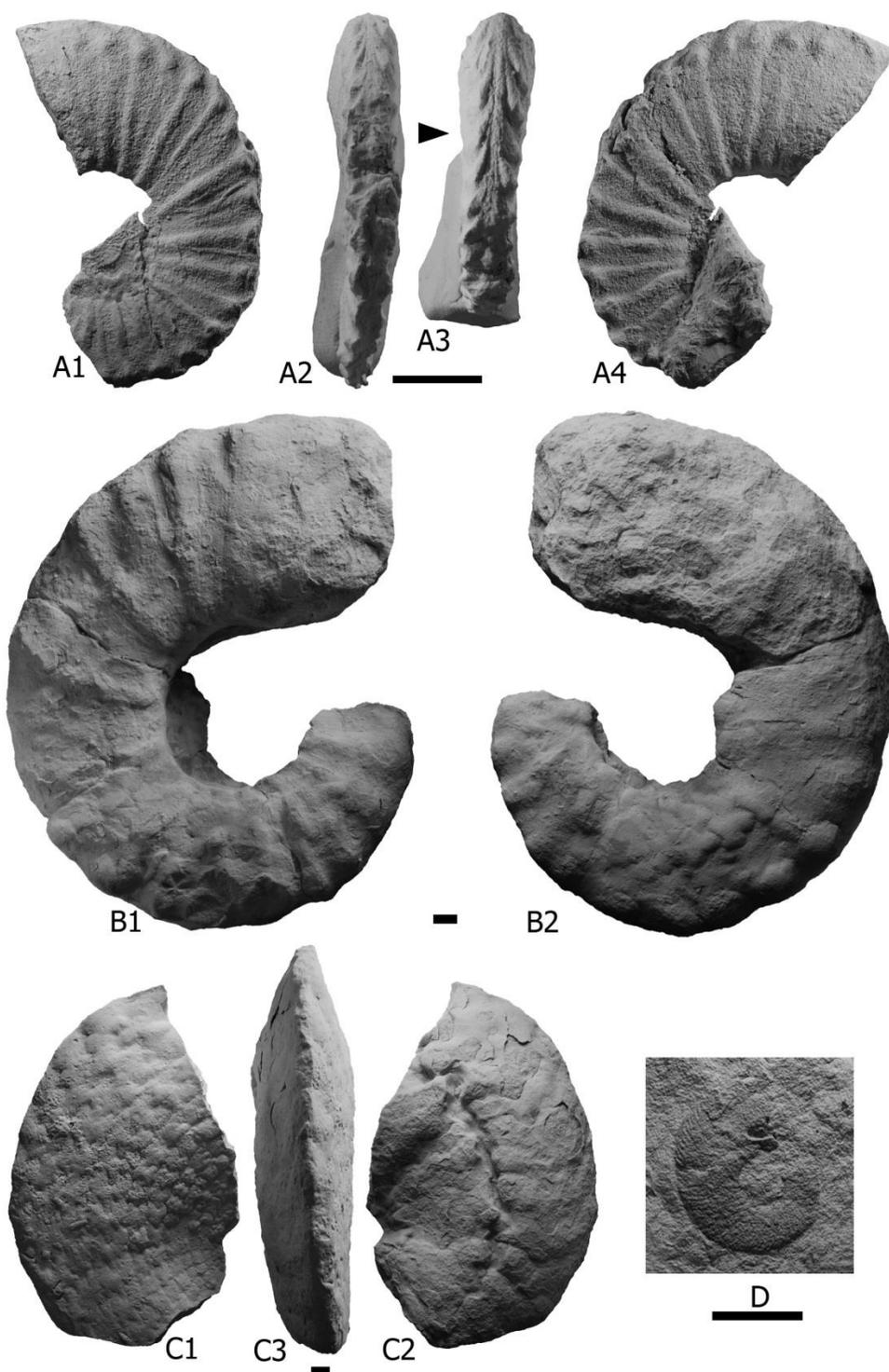


Lámina 1. Cuatro especímenes de amonites. A: *Prionocyclus hyatti*, A1 y A4 muestran los flancos; A2 y A3 muestran varias vistas de la región ventral. B: *Romaniceras* sp.; B1 y B2 muestran los flancos. C: *Placenticeras* sp.; C1 y C2 muestran los flancos y C3 muestra la región ventral. D *Escafitido*. La escala gráfica corresponde a 1 cm.

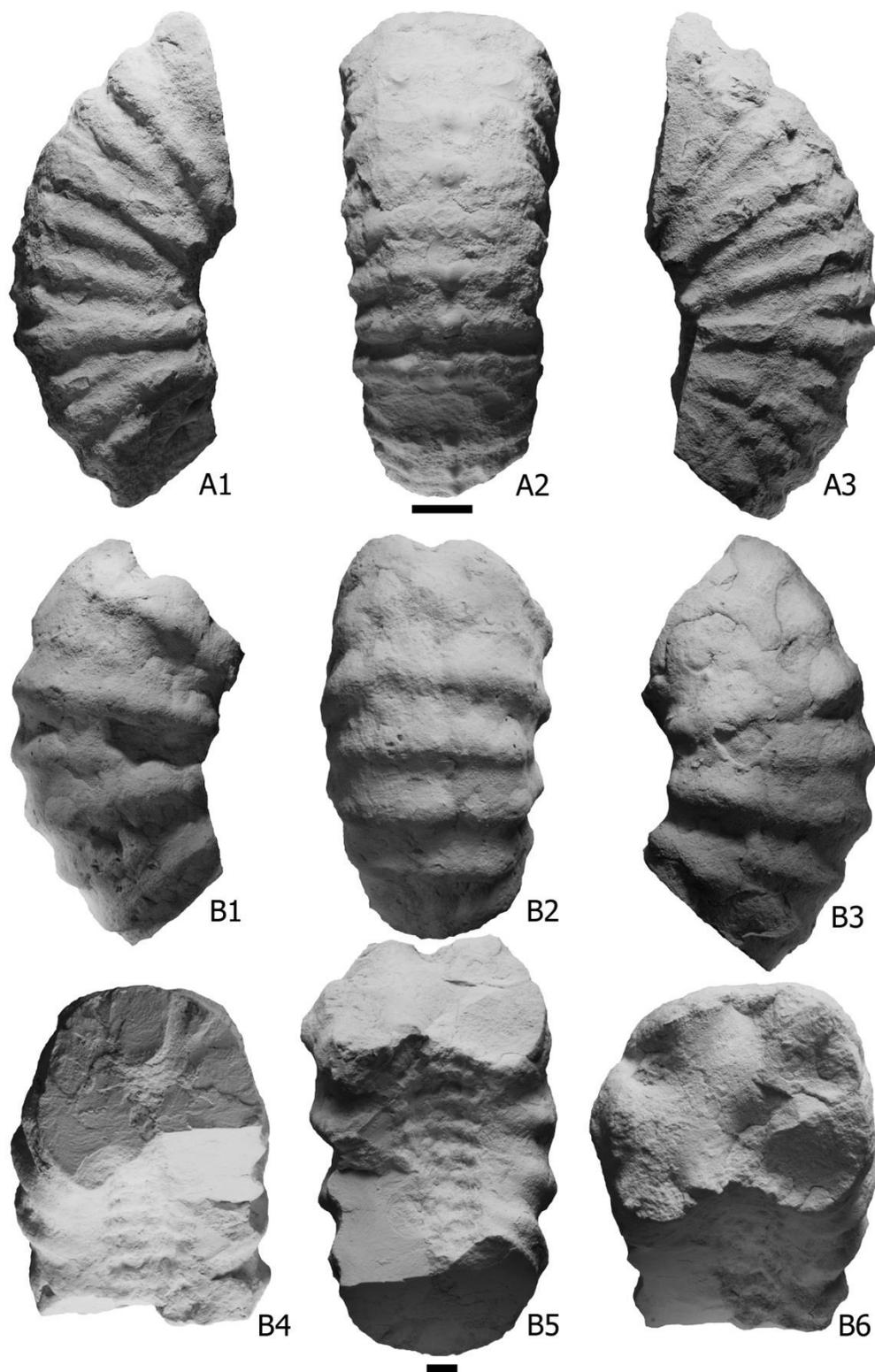


Lámina 2. Dos especímenes de amonites. A: *Romaniceras* sp., A1 y A3 muestran los flancos; A2 muestra la región ventral. B: *Romaniceras* sp.; B1 y B3 muestran los flancos; B2 la región ventral; B4 y B6 muestran la sección de la vuelta; B5 muestra la región adoral. La escala gráfica corresponde a 1 cm.

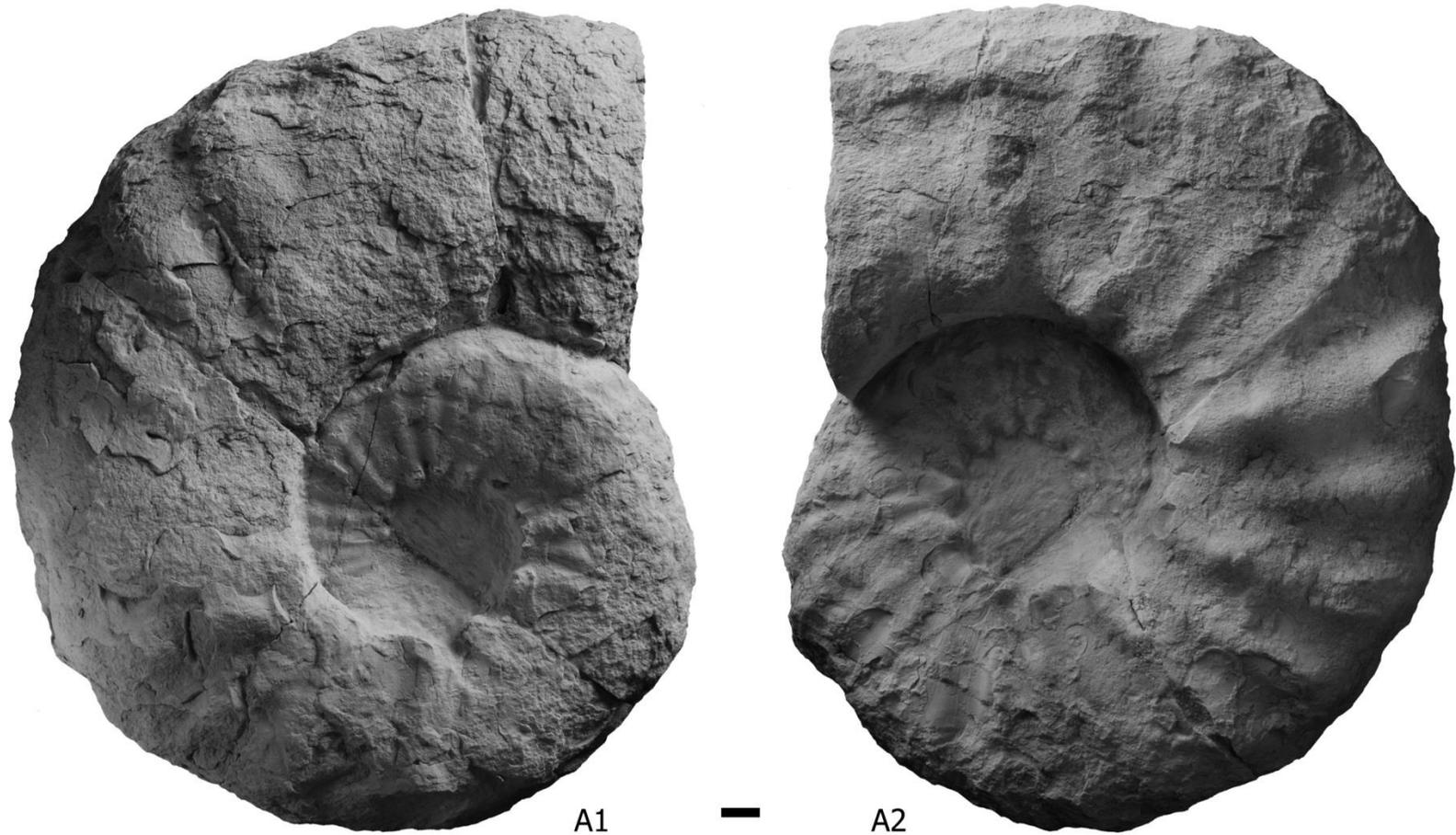


Lámina 3: Un espécimen de amonite identificado como *Romaniceras mexicanum*. A1 y A2 muestran los flancos. La escala gráfica representa 1 cm.



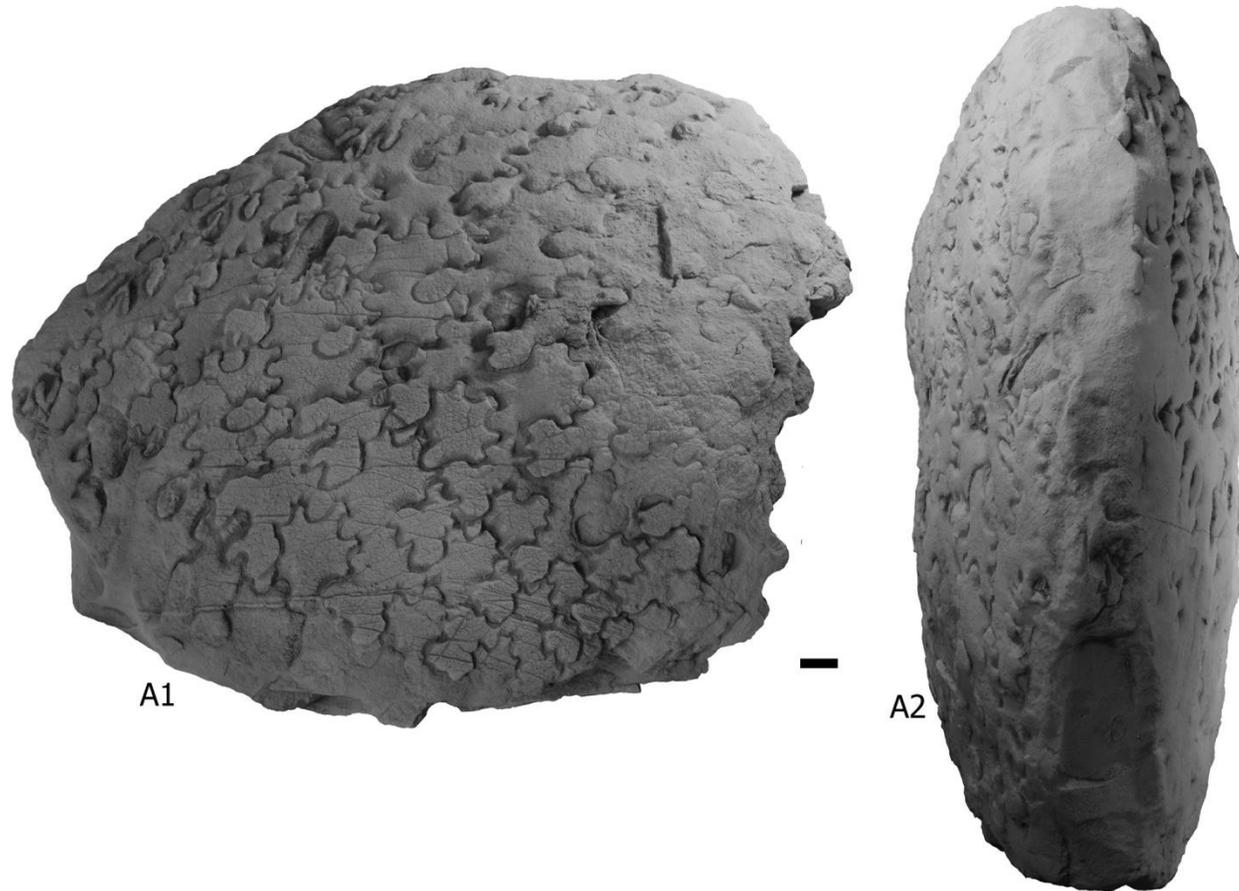


Lámina 4: Un espécimen de amonite identificado como *Coilopoceras springeri*. A1 muestra el flanco y A2 muestra la región ventral. La escala gráfica corresponde a 1 cm.



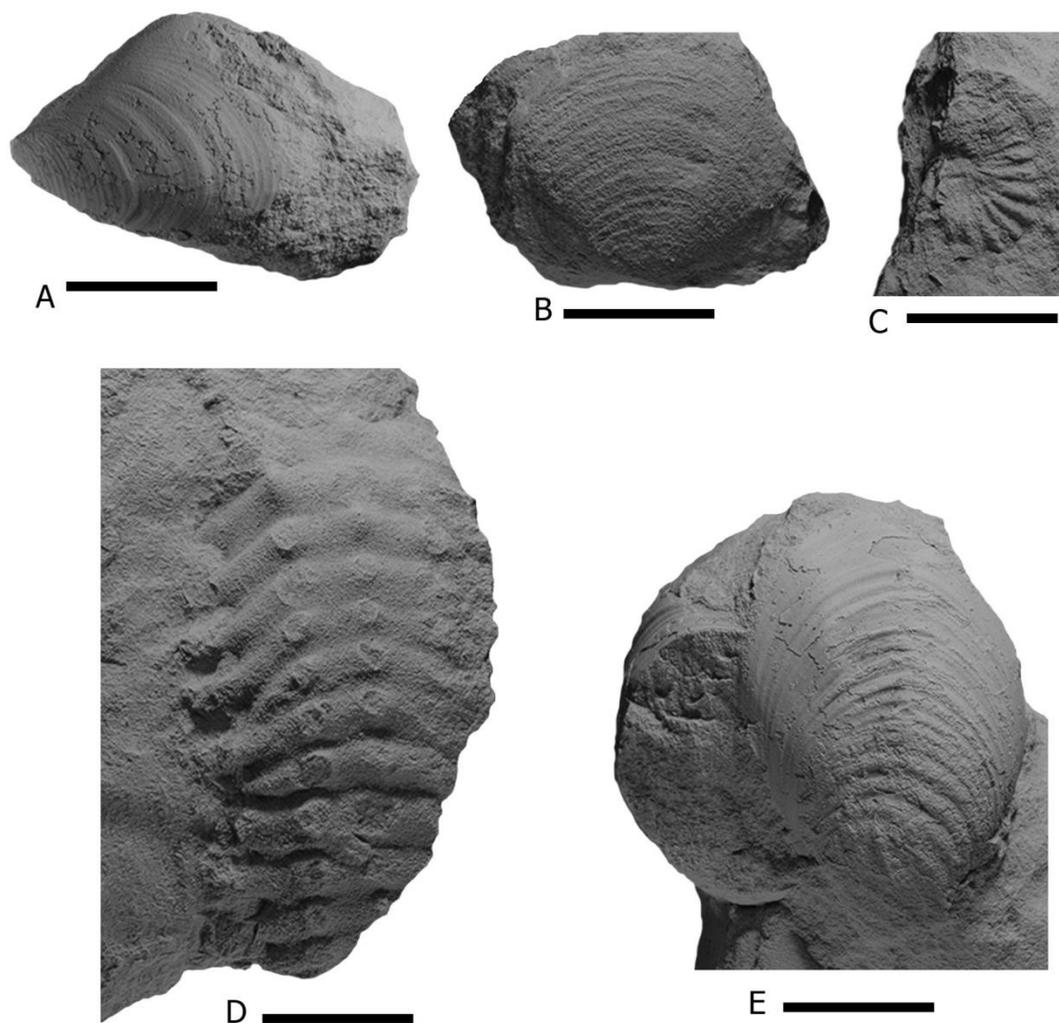


Lámina 5: Tres especímenes de inocerámidos (A, B y E) y dos de amonites (C y D). A: *Inoceramus costellatus*; B: *Mytiloides hercynicus*; C: amonite indeterminable; D: *Romaniceras* sp; y E: Grupo de *Mytiloides mytiloides*. La escala gráfica de todas las fotografías representan 1 cm.