



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS

SIMULACIÓN DE SISTEMAS GRAVITACIONALES LIGADOS EXTENSIÓN-
ACORTAMIENTO EN LA ZONA DEL GOLFO DE MÉXICO NORTE, MEDIANTE
MODELOS ANALÓGICOS

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

PRESENTA:
DIEGO ARMANDO GRACIA MARROQUÍN

TUTOR PRINCIPAL
DR. LUIS MARIANO CERCA MARTÍNEZ (UNAM, Centro de Geociencias)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
DR. ÁNGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO (UNAM, Centro de Geociencias)
DR. GILLES LEVRESSE (UNAM, Centro de Geociencias)
DR. DAMIANO SAROCCHI (UASLP, Instituto de Geología)
DR. BERNARDINO BARRIENTOS GARCIA (Centro de Investigaciones en Óptica)

JURIQUILLA, QRO, ENERO 2012



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Resumen

Los sistemas ligados extensión-acortamiento, o sistemas de deformación por gravedad de la zona norte del Golfo de México ocurren debido a que la cobertura se encuentra despegada del basamento, a partir de las capas salinas que están presentes. En estos sistemas interactúan de manera contemporánea extensión y acortamiento. La zona de extensión se ubica en la parte continental y la plataforma continental, en el borde noreste de México, donde hay fallas normales lítricas y rotación de bloques, mientras que el acortamiento se ubica en la zona profunda y ultra-profunda en el borde noroeste del Golfo de México, presentándose pliegues de despegue, en ocasiones cabalgados.

Con el objeto de entender estos sistemas se diseñaron y construyeron una serie de modelos analógicos que se dividieron en dos fases experimentales: la primera estuvo centrada en entender el sistema regional completo, mientras que la segunda se enfocó en la parte frontal de estos sistemas. En los sistemas regionales se incluyó una pendiente en el basamento, se colocó una capa de silicón SGM 36 simulando la capa de sal, además de una capa de pre-carga del Jurásico-Cretácico, posteriormente se acortó el modelo simulando las condiciones de la Orogenia Laramide y se agregó una carga sedimentaria sin-tectónica del Paleoceno, la deformación subsecuente se generó por gravedad agregando las capas del Eoceno-Reciente, en este tiempo ocurrió el pico máximo de deformación en la parte profunda del Golfo de México.

En los sistemas de acortamiento se simuló la formación de sistemas de pliegues y cabalgaduras asociados a la terminación de la sal en la parte ultra profunda del Golfo de México, en los cuales se añadió una carga sedimentaria que representa hasta el Mioceno antes de iniciar el acortamiento, a excepción de un modelo donde se incluyó una sedimentación sin-tectónica. En esta fase experimental se varió la tasa de deformación.

Los resultados en los sistemas regionales muestran que aspectos como la carga sedimentaria y la inclinación del basamento inciden en la formación de las estructuras, además la zona de terminación de la sal localiza la formación de los sistemas de pliegues y cabalgaduras. La ocurrencia de estructuras sin-sedimentarias se presenta tanto en la parte trasera en la zona de extensión como al frente donde dominan los pliegues.

En la fase experimental de acortamiento se observaron geometrías diversas para los pliegues como: zonas triangulares, pliegues de caja, pliegues de propagación de falla, los cuales responden a características específicas como pequeñas variaciones en el espesor de la capa dúctil o de los sedimentos o cambios en la tasa de deformación.

La información disponible mencionan tres mecanismos para explicar la deformación presente en los márgenes pasivos, estos corresponden al deslizamiento gravitacional, a la dispersión gravitacional o una combinación de ambos, los cuales ocurren de manera conjunta en diferentes zonas del margen o se presentan a lo largo de la evolución de la zona. Para el caso del Golfo de México estos mecanismos han actuado a lo largo de la evolución, primero ocurrió un deslizamiento gravitacional, después una combinación de deslizamiento-dispersión y durante el pico máximo de deformación se presentó una dispersión gravitacional.

Abstract

The deep seated gravity-driven deformation systems link large areas of extension and contraction. They form when the sedimentary cover is decoupled along the salt sequences overlying the pre-Jurassic basement in the Gulf of Mexico, extension and contraction occur contemporaneously. The extension zone is located in the northeast Mexico inland and on the continental shelf where normal listric faults and rotated blocks are presented; while the shortening zone is located at the deep and ultra-deep waters in the northwestern Gulf of Mexico and is characterized by fold and thrust belts.

A series of physical experiments were designed and constructed for studying the systems, the models were divided in two experimental series, the first one was focused on the whole system and the second one in the frontal zone or ramp. In the regional systems an inclined basement was constructed, and a SGM 36 silicone layer simulating the salt sequences was added and sand layers simulating a pre-kinematic Jurassic-Cretaceous before Laramide shortening. Later, Paleocene through Miocene layers composed by quartz sand were syn-depositional added. The deformation from the Eocene was driven by gravity simulating the main phase of deformation in the deep waters of the Gulf of Mexico.

In the shortening systems the growing of fold and trust belts associated to a salt pinch-out in the deep waters of the Gulf of Mexico was simulated. In most models the sedimentary cover added represented until Miocene before models were shortened, only in one experiment a syn-tectonic sedimentation was included. In this experimental series the deformation rate was varied.

The results in regional systems highlight the influence of the sedimentary loading and the inclination of the basement on the formation of structures. It was clear that salt termination help localizing the occurrence of fold and thrust belts. Syn-sedimentary structures occur at the extension zone as well as at the contraction zone.

The shortening experimental series show a diversity in structural styles resulting in pop ups, box folds, fault propagation folds, depending on slight variations in parameters such as the thickness of the decollement layer, sedimentary cover, or the deformation rate.

The information available allows to propose three mechanisms to explain the deformation occurring at passive margins: a) gravitational gliding, b) spreading or, c) a combination of both. These can occur simultaneously or change through the margin evolution. For the case of the Gulf of Mexico, the mechanisms have changed along the evolution; first, a gravitational gliding occurred; then, a phase of gliding-spreading acted and; finally during the deformation peak gravitational spreading occurred.

CONTENIDO

Lista de Figuras	iv
Lista de Tablas	ix

CAPÍTULO I

Introducción

1.1 Generalidades	1
1.2 Área de estudio	2
1.3 Objetivos	3
1.4 Justificación del trabajo	4

Capítulo II

Estado del Arte de la Tectónica Salina en Márgenes Pasivos con enfoque en la parte mexicana del Golfo

2.1 Introducción	5
2.2 Trabajos compilatorios sobre sistemas de deformación por gravedad	7
2.3 Antecedentes relevantes sobre modelos desarrollados en sistemas de deformación por gravedad	9
2.3.1 Experimentos físicos	9
2.3.2 Modelos numéricos	10
2.4 Antecedes para el área de interés	11
2.5 Deslizamiento vs Dispersión y Combinación Deslizamiento-Dispersión	11

Capítulo III

Evolución Geológica y Marco Geológico Regional

3.1 Introducción	18
3.2 División del área de estudio	18
3.2.1 Cuenca de Burgos	19
3.2.2 Provincia del Delta del Bravo	20
3.2.3 Franja de sal alóctona	20
3.2.3 Cinturón Plegado Perdido	20
3.3 Sección tipo en el borde noreste de México y zona noroeste del GdM	21
3.4 Evolución tectónica del Golfo de México y estratigrafía de la Cuenca de Burgos y el Cinturón Plegado Perdido	22
3.4.1 Pre-Jurásico-Jurásico Inferior	22
3.4.2 Jurásico Medio	22
3.4.3 Jurásico Superior	23
3.4.4 Cretácico Temprano	23
3.4.5 Cretácico Superior-Eoceno (Orogenia Larámide)	24
3.4.6 Oligoceno-Reciente	24
3.5 Secciones geológicas disponibles	30
3.6 Simplificación geológica y mecánica de las secuencias estratigráficas	36
3.7 Mapa geológico y del área de estudio	39

Capítulo IV Metodología

4.1 Introducción	41
4.2 Escalamiento	41
4.2.1 Comportamiento quebradizo	42
4.2.2 Comportamiento dúctil	44
4.3 Modelado analógico	46
4.3.1 Estrategia de modelado	46
4.3.2 Construcción de modelos	46
4.3.3 Arreglo experimental, Sistemas Regionales	47
4.3.4 Arreglo experimental, Sistemas de Acortamiento	49
4.3.5 Análisis de la deformación	51
4.4 Escalamiento	51
4.4.1 Condiciones de escala, Sistemas Regionales	51
4.4.2 Condiciones de escala, Sistemas de Acortamiento	53
4.5 Monitoreo de la deformación y obtención de los resultados	53
4.5.1 Franjas y obtención del relieve digital	54
4.5.2 PIV, Velocimetría de imágenes de partículas	54

Capítulo V Resultados Sistemas Regionales

5.1 Introducción	56
5.2 Experimento 1	58
5.2.1 Evolución de la deformación durante el acortamiento	58
5.2.2 Etapa gravitacional	59
5.2.3 Descripción de las secciones obtenidas	61
5.3 Experimento 2	63
5.3.1 Evolución de la deformación durante el acortamiento	63
5.3.2 Etapa gravitacional	64
5.3.2 Descripción de las secciones obtenidas	65
5.4 Resumen de las características de los modelos	68

Capítulo VI Resultados Sistemas de Acortamiento

6.1 Introducción a las zonas de rampas frontales de secciones geológicas y modelos analógicos	69
6.2 Resultados del modelado analógico	71
6.2.1 Experimento 1	72
6.2.2 Experimento 2	76
6.2.3 Experimento 3	80
6.2.4 Experimento 4	84
6.2.5 Experimento 5	88
6.2.6 Experimento 6	91
6.2.7 Experimento 7	94
6.3 Resumen de los resultados	97
6.3.1 Experimentos 1-4	97
6.3.2 Experimentos 5-7	98

Capítulo VII	
Discusión	
7.1 Discusión sobre la geología de los sistemas gravitacionales	99
7.1.1 Pendiente	99
7.1.2 Deltas	100
7.1.3 Depósito y terminación de la sal	101
7.2 Discusión de los resultados experimentales	102
7.2.1 Sistemas Regionales	102
7.2.2 Sistemas de Acortamiento	105
7.3 Modelo conceptual y descripción de la deformación asociada a rampas con distintas geometrías	106
7.3 Discusión sobre los mecanismos de deformación	108
Capítulo VIII	
Conclusiones	
	111
Referencias	
	113
Apéndice A	
Deformación de la sal	
	124
A.1 Flujo <i>Poiseuille</i>	125
A.2 Flujo <i>Couette</i>	125
Desarrollo matemático mapas 3D y Velocimetría de imágenes de partículas (PIV)	
A.1 Proyección de franjas	127
A.2 PIV, Velocimetría de imágenes de partículas	129

Lista de figuras

Figura 1.1.	Mapa regional de elevación y batimetría de México, en su parte central y oeste, además de la parte sur de Estados Unidos. Los puntos rojos muestran algunas ciudades de referencia en México y Estados Unidos. Los sistemas de deformación por gravedad ocurren en el margen continental, el recuadro azul muestra la zona de interés para este trabajo.	3
Figura 2.1.	Margen pasivo donde el despegue presenta una inclinación hacia la cuenca, lo que genera una componente de <i>gravitational gliding</i> . Este ángulo es favorecido por subsidencia térmica diferencial o por un levantamiento del cratón y puede ser reducido por la subsidencia generado por carga sedimentaria en la parte proximal. Sin escala. (Tomado de Rowan et al., 2004).	7
Figura 2.2.	Margen pasivo con deformación dominada por dispersión gravitacional (a) Deposición progradante en la plataforma externa y la pendiente superior incrementan la pendiente superficial y por lo tanto provoca un avance en la dispersión, (b) la ausencia de sedimentos en la pendiente superior y la presencia en la parte distal en la pendiente inferior y en la planicie abisal reduce la pendiente de la superficie y el potencial de generar deformación por gravedad, disminuyendo o deteniendo la dispersión (c). Sin escala (redibujado de Rowan et al., 2004). En a) se muestran la representación de cada una de las capas que es consistente para (b) y (c).	8
Figura 2.3.	Mecanismos de deformación por gravedad (a) deslizamiento por gravedad, donde un bloque rígido se desliza sobre un despegue, (b) dispersión gravitacional, cuando una masa de roca se distorsiona bajo su propio peso debido al colapso vertical y dispersión lateral; y (c) deformación de modo combinada. Las zonas sombreadas representan las etapas finales y las flechas indican los vectores de movimiento de la cobertura sedimentaria (Tomado de Rowan et al., 2004).	14
Figura 2.4.	Modelo conceptual donde se ejemplifican los rasgos de los sistemas gravitacionales, caracterizándose por un régimen extensional en la zona de pendiente (trasera), una parte central de la cuenca con poca deformación y una zona hacia el frente con fallas inversas. Las líneas rojas marcan las fallas, mientras que en negro se muestra la estratificación (Modificado de Gradmann et al 2005).	15
Figura 3.1.	La zona con influencia de tectónica salina en el noreste de México se denomina "Provincia Salina del Golfo Norte" (PSGN, línea amarilla). La PSGN incluye una cuenca sedimentaria denominada Cuenca de Burgos (polígono en naranja), una zona deltaica que corresponde al "Delta del Bravo" con presencia de pliegues y las provincias geológicas denominadas "Franja de Sal Alóctona" y el Cinturón Plegado Perdido dentro de las aguas profundas en la parte noroeste del Golfo de México (Pemex, 2008).	19
Figura 3.2.	Sección geológica representativa de los sistemas de deformación por gravedad que ocurren en la zona. En esta sección que se utilizó como base para este trabajo, se observan las características de extensión hacia la parte trasera (W), y de acortamiento hacia el frente (E). El rango de colores va de acuerdo con la edad estratigráfica. El basamento está representado en colores rojos, el horizonte morado corresponde a la sal, tanto en su nivel original como a la que ha sido movilizada, a través de diapiros y/o canopies, la capa azul representa las rocas del Jurásico (J), en verde Cretácico (K). Las rocas del Paleógeno en colores café y en naranja y amarillo el Neógeno. Sección interpretada por Pemex y presentada en Escalera (2010).	21
Figura 3.3.	Localización geográfica de los ambientes fluviales para el Cenozoico en el noroeste del Golfo de México proyectada sobre un modelo de elevación digital. La clave para los sistemas de deltas que aportaban sedimentos a la cuenca del GdM es: RB-Río Bravo; RG-Río Grande; G-Guadalupe; C-Colorado; HB-Houston-Brazos; R-Red; M-Mississippi; T-Tennessee. Tomado de Galloway et al. (2011). Es de notar en este mapa que el mayor de sedimentos hacia la cuenca del Golfo de México se presentó en la parte estadounidense y disminuye hacia la parte mexicana. Las áreas que se aprecian rugosas al frente de las zonas de plataforma continental (color blanco) corresponden mayormente a la presencia de sal alóctona en el lecho marino formando canopies.	26

Figura 3.4.	Paleogeografía para el suroriente de Estados Unidos y el Norte de México para el Mioceno Temprano con el aporte hacia la cuenca de los Ríos Bravo, Grande, Red y Mississippi. La línea amarilla punteada representa el máximo avance de los sedimentos deltaicos, las líneas verdes refieren el drenaje de los ríos durante el Mioceno, mientras que las azules representan el drenaje actual. El área color rosa pálido que rodea a los deltas de los ríos representa la planicie de depósito. Las zonas sombreadas con líneas negras representan áreas de relieve moderado, mientras que en color café zonas de alto relieve. El área achurada roja representa complejos volcánicos. Las áreas rosas representan los centros volcánicos activos en ese tiempo. La línea verde delimita ríos que tuvieron aporte de sedimentos hacia el Golfo de México. Tomado de Galloway et al. 2011. Es de resaltar como el mayor aporte de sedimentos para este tiempo fue a lo largo del delta del Río Grande que junto con el delta del Río Bravo depositaron una mayor carga en la cuenca.	27
Figura 3.5.	Columna estratigráfica de las formaciones del Mesozoico y Cenozoico en la Cuenca de Burgos, con influencia de rocas evaporíticas y carbonatadas para el Jurásico, mayor presencia de rocas carbonatadas y silicásticas en el Cretácico y gran presencia de rocas terrígenas y de ambientes fluviales durante el Paleoceno y hasta el Reciente. Los episodios de depositación se refieren al tiempo durante el cual se presentó la mayor carga sedimentaria en la cuenca del Golfo de México, asociado a cada uno de los ambientes fluviales.	28
Figura 3.6.	Sección esquemática de la Cuenca de Burgos, (las líneas rojas indican fallas mientras que los horizontes blancos representan indicadores de la estratigrafía). En la parte izquierda de la secuencia donde se reconoce la secuencia Jurásico-Cretácico el despegue se da entre las capas del Cretácico-Paleoceno, mientras que en la derecha de la sección el despegue se define a partir de la capa de sal jurásica. Modificada de Ortiz –Ubilla & Tolson, (2004) Escalera, (2010).	29
Figura 3.7.	Columna estratigráfica generalizada de la parte norte del CPP. En esta columna se observa una mayor presencia de sedimentos pelágicos y de turbiditas en la cuenca del Golfo de México, los cuales en la parte profunda rellenan las crestas de los pliegues (Modificada de Fiduk et al., 1999).	29
Figura 3.8.	Sección geológica interpretada a partir de una sección sísmica dentro del Cinturón Plegado Perdido en la parte profunda del Golfo de México, se observa una secuencia plegada que involucra a las capas del Cretácico. La estratigrafía se ha interpolado a partir del pozo Lead (tomada de www.pemex.com/files/content/deepwater_0905071.pdf , consultado el 12/03/12)	30
Figura 3.9.	En la sección se ejemplifica en azul la sal y la parte superior representa toda la secuencia Jurásico Superior-Reciente. La imagen se tomó como se encuentra en formato pdf de Pemex. Ver figura 3.10 para localización. Nótese que a diferencia de la figura anterior (3.8) la secuencia que podría corresponder al Cretácico no está plegada. Estos aspectos son los que han llevado a inconsistencias en las interpretaciones de las secciones.	33

Figura 3.10.	<p> Compilación de secciones geológicas representativas de la zona (a-f), paleta de colores de las secciones con base en la división lito-estratigráfica (g) y mapa regional del área de estudio (h). La sección geológica a) corresponde a la presentada por Peel et al. (1995), la b) Radovich et al. (2007b), la c) Rowan et al. (2004), la d) Escalera (2010), mientras que e) y f) Macías (2007). FSA=Franja de Sal Alóctona, CPP=Cinturón Plegado Perdido, CPPI=Cinturón Plegado Puerto Isabel, CB=Cuenca de Burgos, DB=Delta del Bravo, los signos de interrogación (?) representan zonas en las cuales se tiene incertidumbre, por ejemplo, en la sección de Escalera (2010), corresponde a la posible existencia de pliegues por debajo de la FSA, mientras que en la sección e) (Macías, 2007) representa la posibilidad de que la terminación de la sal se encuentre más hacia el Este. Las líneas blancas en las secciones representan planos de falla. En el mapa regional de la zona h) el término regional se refiere cuando la sección inicia desde la zona continental, mientras que las secciones locales se ubican en la zona marina. En la sección de Escalera (2010), E1 se refiere a un evento de extensión que afectó principalmente a las capas del Paleoceno-Eoceno, E2 extensión durante el Oligoceno-Mioceno y un último evento de extensión E3 durante el Plioceno, A1 se refiere a un acortamiento afectando a las rocas del Paleoceno-Eoceno, A2 acortamiento durante el Oligoceno-Mioceno y un evento de acortamiento A3 que ha actuado posiblemente hasta el Reciente. Es de notar en las secciones: 1) una menor presencia de sal hacia la parte mexicana y 2) un cambio en la pendiente del basamento, ya que en la parte mexicana se observa con una inclinación regularmente constante hacia la cuenca. También es de resaltar la escala de la deformación dentro del CPP que en algunos casos alcanza hasta los 8 km, incluyendo la secuencia Jurásico-Mioceno. </p>	35
Figura 3.11.	<p> Mapa geológico de la zona, se ubican los rasgos más sobresaliente y que son obtenidos a partir de la información de las secciones geológicas disponibles e información inédita de Pemex. </p>	40
Figura 3.12.	<p> Sección esquemática que muestra los principales rasgos de la zona de estudio. Sin escala </p>	40
Figura 4.1.	<p> Los círculos de Mohr se pueden construir sometiendo un material a diferentes presiones confinantes dentro de una cámara triaxial (imágenes a, b y c; tomadas de Portillo-Pineda, 2008). En la parte inferior de la figura se presenta una representación esquemática de la construcción de tres círculos de Mohr, en el eje de las abscisas se encuentra el esfuerzo normal (σ), mientras que en el eje de las ordenadas se halla el esfuerzo cortante (τ). Trazando a una envolvente a estos tres círculos se calcula la cohesión del material, el cual se obtiene de la intersección de esta línea con el eje de las y, además se puede medir el ángulo de fricción interna del material trazando una línea horizontal que toque a la envolvente, este ángulo debe ser más o menos igual al medido durante la ruptura del material en las pruebas triaxiales. </p>	43
Figura 4.2.	<p> Mesa experimental instalada en el Laboratorio de Mecánica de Geosistemas, las flechas indican las direcciones en las cuales se pueden realizar los experimentos, ya sea de extensión, acortamiento, transtensión o transpresión. </p>	46
Figura 4.3.	<p> Arreglo de los experimentos para los sistemas regionales. El primer modelo, a) presentado en la fase experimental de los sistemas regionales, se caracteriza por tener una longitud total de 100 cm, además se le incluyeron dos zonas de rampa una frontal otra trasera que confinaban a la capa de silicón, posteriormente se colocó una capa de precarga y una cobertura sedimentaria. En el segundo modelo, b) la longitud fue de 90 cm, se colocó un basamento, una capa de silicón confinada dentro de dos rampas, una capa de precarga y finalmente una cobertura sedimentaria. </p>	48
Figura 4.4.	<p> Arreglos experimentales para los sistemas de acortamiento, las flechas indican la dirección de acortamiento, además se muestran los materiales empleados para cada capa y el espesor. </p>	50

Figura 5.1.	En esta serie de imágenes se observa la evolución del experimento 1 de los sistemas regionales, éstas fueron tomadas desde arriba del modelo. Las fallas normales son indicadas con la denotación F y un número (1-7) haciendo referencia a su formación (1 a la primera que se formó y 7 a la última que se observó en el modelo). Los pliegues son referidos como P1, P2, P3, P4 siguiendo una sistemática igual a la formación de las fallas. En la parte inferior derecha de cada imagen se indica el tiempo transcurrido de la evolución del modelo desde que inició el acortamiento. Estos modelos fueron construidos con fronteras libres y se ubicaron dentro de dos paredes, una hacia la izquierda (móvil) y otra hacia la derecha (fija). En esta serie de imágenes también se puede observar como el silicón logró salir principalmente por los bordes del modelo, justo en la zona de frontera libre.	60
Figura 5.2.	Secciones transversales obtenidas después de haber saturado con agua y cortado el primer modelo de los sistemas regionales. Es de notar una zona de extensión hacia la parte izquierda, una zona de traslación en la zona central, y el avance de los pliegues en la parte derecha. También en las imágenes se muestra con líneas negras algunos marcadores estratigráficos dentro de la secuencia. La capa azul que en la parte inferior de cada modelo corresponde a la capa de microesferas, después una capa que representa al basamento y por encima en un color negro la capa de silicón, por encima de esta última se observa toda la secuencia de arena agregada que representa desde el Jurásico Superior y hasta el Mioceno. Con líneas rojas se muestra los desplazamientos de los bloques, mientras que con flechas blancas se indica la cinemática.	62
Figura 5.3.	En esta secuencia de imágenes presenta la evolución del experimento 2 de los sistemas regionales tomadas desde arriba primeramente en etapa de acortamiento (a, b y c) y después conforme se fueron añadiendo las capas de cobertura (d, e y f). Se muestra el tiempo de la evolución del experimento. Las fallas están denotadas como F1, F2 y F3 y los pliegues como P1, P2, P3, P4, P5 y P6.	65
Figura 5.4	Interpretación estructural de los cortes del segundo experimento de los sistemas regionales. En la parte inferior del lado izquierdo y en color blanco corresponde a las microesferas añadidas en la base del modelo, en un color gris y por encima de la capa anterior la secuencia que representa el basamento, después la capa de silicón y finalmente y hacia arriba la secuencia de capas agregada durante todo el proceso de deformación del experimento. Se representa con líneas rojas los planos de fallas en la parte izquierda de cada modelo, además se observan los pliegues en la parte derecha del modelo, con estructuras como <i>pinched syncline</i> y pliegues de propagación de falla principalmente. En la zona trasera estructuras de <i>raft tectonics</i> o tectónica de balsa.	66
Figura 5.5.	En este conjunto de imágenes se presenta en la parte izquierda el relieve 3D de la evolución del experimento 2 de los sistemas regionales (escala en milímetros), en la parte central una serie de imágenes que corresponden al mismo tiempo que los mapas 3D. En la última secuencia de imágenes de la derecha se muestra el tiempo en el que fue tomada la fotografía durante evolución del experimento y la escala en centímetros; además se presenta una delimitación de los rasgos más importantes observados. La zona de extensión se ubica hacia la izquierda y a la derecha la zona de acortamiento en ambas secuencias de imágenes.	67
Figura 6.1.	Diversos escenarios debidos a la presencia de una rampa frontal sobre la deformación de la cobertura sedimentaria; a) ausencia de una rampa frontal; b) rampa frontal y bloques levantados; c) dos zonas de rampa; d) terminación abrupta de la sal; e) ensanchamiento de la sal; f) presencia de canopies; g) generación de retrocabalgaduras; h) cinturones plegados y cabalgados.	71
Figura 6.2.	Evolución en superficie del experimento 1 de los sistemas de acortamiento, durante la deformación del modelo se observó como el crecimiento de los pliegues favorecen la formación de dos zonas de cizalla principales en los flancos frontales las cuales van ampliándose en la evolución (la línea roja marca la zona de rampa). El acortamiento en esta fase experimental siempre fue de izquierda a derecha.	74
Figura 6.3.	Evolución de la velocimetría del experimento 1 de los sistemas de acortamiento. En este experimento se observa una mayor localización de la deformación en el pliegue observado en las imágenes (a y b) y una mayor traslación de la deformación durante la etapa final (c y d). La escala se encuentra en milímetros y en píxeles	75

Figura 6.4.	Corte del primer modelo de los sistemas de acortamiento donde ocurrieron dos estructuras principales, la deformación ocurrió de una manera apretada en el pliegue de la izquierda y un pliegue caja en la parte derecha. En color gris está representada la capa de silicón en el modelo, en morado la zona de rampa frontal como basamento, en amarillo la cobertura de arena Jurásico-Mioceno con algunos indicadores estratigráficos dentro de la secuencia.	76
Figura 6.5.	Evolución del experimento 2, en el cual la zona de rampa se ubicó más atrás que el experimento anterior (1), lo cual fue consistente para los siguientes experimentos presentados. En la parte izquierda de este experimento se ubicó el primer pliegue reconocido, mientras que en la parte central justo en la zona de rampa frontal se formó el segundo pliegue.	77
Figura 6.6.	Evolución 3D del experimento 2, se muestra el porcentaje de acortamiento para cada mapa de relieve. En esta serie de imágenes se observa principalmente el flanco frontal de los pliegues formados. Estos modelos 3D son consistentes con las fotografías de planta en la generación de los pliegues. Se puede observar las zonas de cizalla frontales de dos pliegues. La escala se encuentra en milímetros y la línea negra sobre los modelos representa la zona de terminación de silicón por debajo de la cobertura de arena.	78
Figura 6.7.	Evolución en el arreglo de los experimento 2 de los sistemas de acortamiento. En las imágenes se observa una etapa caracteriza por una definición de zonas de cizalla y traslación de la deformación (a y b), un estadio donde mayormente la deformación se acomoda a lo largo de la zona de cizalla (c) y una última etapa en la cual la deformación es transmitida hacia el frente sin una localización	79
Figura 6.8.	Corte del segundo experimento de los sistemas de acortamiento donde se formaron dos estructuras principales. Es de notar el pequeño sinclinal que se formó en el pliegue frontal antes de que éste empezara a crecer. Las líneas de colores indican marcadores estratigráficos dentro de la secuencia de arena agregada.	80
Figura 6.9.	Evolución en superficie para el experimento 3 (las dos líneas rojas refieren la zona de rampa frontal). En el pliegue trasero se reconocieron tres zonas de cizalla además del frente del pliegue, zonas de cizalla también son evidentes en el pliegue central.	81
Figura 6.10.	Evolución 3D del tercer experimento de los sistemas de acortamiento, la escala define desplazamientos en milímetros, se muestran cuatro diferentes etapas de la evolución del modelo y se observan los dos frentes cabalgados de los pliegues formados.	82
Figura 6.11.	En este experimento 3 de los sistemas de acortamiento se ejemplifica de una manera clara la ocurrencia de ciclos en la deformación que corresponde a ciclos de traslación (transmisión) de la deformación y formación de zonas de cizalla, a) localización y transmisión de la deformación, b) localización en la zona de cizalla, c) localización y transmisión de la deformación y d) mayormente transmisión de la deformación.	83
Figura 6.12.	La presencia de dos niveles de rampa en el experimento 3 localizó de una manera diferente la deformación, puesto que únicamente la deformación respondió a la presencia del primer nivel de la rampa, sin lograr formar un pliegue asociado al segundo nivel de la rampa frontal. Se muestra en color gris el silicón, morado el basamento y en amarillo la cobertura.	84
Figura 6.13.	En el experimento 4 donde se incluyó la sedimentación, las estructuras se presentaron más temprano que en los modelos donde no se sedimentó.	85
Figura 6.14.	Evolución 3D del experimento 4 de los sistemas de acortamiento, las pequeñas diferencias en el relieve de los modelos son debidas al proceso de sedimentación, lo que influyó en la estructuras, ya que presentan cambios en su crecimiento de manera transversal al modelo.	86
Figura 6.15.	Evolución del patrón en el arreglo de los vectores del cuarto experimento. La localización de los vectores está mayormente asociada a la generación de zonas de cizalla que se presentaron durante el experimento, además se observan otros vectores que reflejan una transmisión de la deformación hacia el frente.	87
Figura 6.16.	Corte final del experimento 4 donde son evidentes cambios en la formación de las estructuras producto de la sedimentación, por ejemplo el techo cabalgado pasivo creció como un <i>growth syncline</i> durante el final de la sedimentación.	88
Figura 6.17.	Evolución en superficie del experimento 5. Es evidente la formación de una primera zona de cizalla de la cabalgadura del pliegue trasero, después se formó una nueva zona de cizalla y finalmente una segunda zona ubicada al frente de la zona de terminación del silicón.	89

Figura 6.18.	El arreglo de los vectores para el experimento 5 está principalmente caracterizado por una transmisión de la deformación durante casi toda la fase del experimento.	90
Figura. 6.19.	El experimento 5 de los sistemas de acortamiento se caracterizó por presentar dos estructuras con una fuerte vergencia en la dirección de transporte tectónico y además de que el pliegue ubicado en la zona de rampa frontal se ubicó más al frente de este rasgo, aprovechado este contraste para crecer.	91
Figura 6.20.	Para el experimento 6 las estructuras formadas corresponden a un pliegue caracterizado por dos zonas de cabalgadura que se ubicaron en la parte trasera y un pliegue formado en respuesta a la zona de terminación de la capa de silicón.	92
Figura 6.21.	Para este experimento 6 se observó una mayor localización de las zonas de cizalla (a y b) además de una transmisión de la deformación durante las etapas más avanzadas del experimento (c y d).	93
Figura. 6.22.	Corte del experimento 6 con la formación de estructuras con vergencia en el sentido del transporte.	94
Figura 6.23.	Evolución en superficie del último experimento de los sistemas de acortamiento con la ocurrencia de tres pliegues principales dos en la pared móvil y uno que interactuó con la zona de rampa frontal.	95
Figura 6.24.	En el último experimento de los sistemas de acortamiento se observó una localización de los vectores a lo largo de las zonas de cizalla durante casi toda su evolución.	96
Figura 6.25.	Corte del modelo 7 con resultados similares al anterior (experimento 6), que refieren estructuras de vergencia en dirección del transporte tectónico.	97
Figura 7.1.	Comparación geométrica entre las estructuras halladas en la zona profunda del Golfo de México en el Cinturón Plegado Perdido (imagen superior, tomada de Rowan et al., 2004) y el resultado de los modelos analógicos de los sistemas regionales (imagen inferior).	105
Figura 7.2	Modelo conceptual de la deformación cuando los experimentos fueron acortados a tasas de acortamiento mayores. En color azul se representa a la capa de sal, en gris la rampa frontal y en amarillo la cobertura sedimentaria. Las líneas negras dentro de la cobertura representan marcadores estratigráficos, mientras que las líneas rojas zonas de cizalla para los pliegues. En a) se muestra la presencia de una sola zona de rampa generando un pliegue, b) la evolución de este pliegue asociado a la rampa frontal. En c) se ubican dos zonas de rampa frontal generando dos pliegues y posteriormente d) estos dos pliegues presentan una vergencia en la dirección de transporte además de que se presenta una rotación de los flancos frontales de los pliegues.	107
Figura 7.3	Modelo conceptual para la generación de pliegues asociados a la presencia de una zona de rampa frontal a tasas de acortamiento menores. En azul la sal, gris la rampa frontal y amarillo la cobertura sedimentaria. Las líneas negras definen marcadores de la estratigrafía dentro de la cobertura y las líneas rojas planos de cizalla para los pliegues.	107
Figura 7.4.	Modelo mecánico donde la deformación comienza en la parte trasera con la formación de zonas de extensión independientemente del mecanismo que opere, esta energía se transmite hacia el frente, donde la energía se acumula en zonas puntuales como en el cambio de pendiente o en la zona de terminación de la sal. El color morado representan el basamento, la sal está definida por el color gris, mientras que la cobertura sedimentaria en amarillo. El campo de desplazamiento u se puede descomponer en dos desplazamientos u_x y u_y .	110
Figura A.1.	Resistencia de la sal deformada por <i>dislocation creep</i> , con una tasa de deformación de 10^{14} s^{-1} y gradientes térmicos de 15 y 30 K / km, con una temperatura en la superficie de 275 K. La profundidad para el límite quebradizo-dúctil se halla para compresión extensión en 10 y 130 m respectivamente; b) Ampliación de la parte superior de la gráfica principal, mostrando la transición del límite quebradizo-dúctil en sal seca para compresión y (ex) tensión, las curvas mostradas corresponden a diferentes tasas de deformación, variando entre 10^{-14} y 10^{-16} s^{-1} y gradientes térmicos de 15 y 30 k/km, con una temperatura en la superficie de 275 K. La resistencia de los materiales está dada por la diferencia entre el esfuerzo principal máximo y el mínimo. La resistencia de la sal se encuentra cercana a cero, por lo cual no se necesita grandes esfuerzos para que ésta fluya (modificado de Weijermars et al., 1993).	124
Figura A.2.	Variación de la densidad de algunas rocas con respecto a la profundidad. A diferencia de otras rocas la sal presenta una densidad casi constante con una pequeña disminución con respecto a la profundidad	125

Figura A.3. Esquema que muestra diferencias en el flujo de secuencias salinas entre dos capas rígidas. El flujo de tipo Poiseuille se caracteriza por una cizalla pura, la velocidad es mínima en los contactos y máxima en el centro del flujo. El flujo de tipo Couette define una cizalla simple, en este caso el desplazamiento de la capa de cobertura induce el flujo y la velocidad en el contacto sal-cobertura es máximo. Tomado de Brun & Mauduit, (2009). 126

Lista de Tablas

Tabla 2.1.	Identificación de deslizamiento, dispersión o combinación	17
Tabla 3.1.	Comparación de las diferentes secciones disponibles	40
Tabla 3.2.	Unidades lito-estratigráficas para el presente trabajo	41
Tabla 4.1.	Características sobresalientes de los experimentos de los sistemas regionales	50
Tabla 4.2.	Rasgos relevantes de los experimentos de la fase de acortamiento	51
Tabla 5.1.	Relación de intervalos de sedimentación para el experimento 1	62
Tabla 5.2.	Relación de sedimentación para el experimento 2	63
Tabla 6.1.	Rasgos relevantes de los experimentos de acortamiento	79

CAPÍTULO I

Introducción

1.1 Generalidades

Los sistemas de deformación por gravedad de las secuencias de cobertura (Brun & Fort, 2011), se encuentran despegados del basamento a partir de capas salinas en el Golfo de México (GdM). El estudio de estos sistemas representan uno de los tópicos de mayor interés dentro de la geología debido a su complejidad estructural, producida por la interacción contemporánea de dos estilos estructurales: extensión y acortamiento. (Peel et al., 1995; Trudgill et al., 1999; Rowan et al., 2000, 2004; Vendevile, 2005; Brun & Fort, 2011).

En el área mexicana del GdM, la zona de extensión se ubica principalmente hacia el continente (algunas fallas se observan también en la plataforma continental). En las secciones disponibles (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Macías, 2007; Morales, 2009; Escalera, 2010; Eguiluz, 2011; informes Pemex, 2011) se observa la presencia de fallas normales con una geometría listrica y rotación de bloques en la Cuenca de Burgos (CB). Además, se observan dos niveles de despegue (Escalera, 2010; Eguiluz, 2011; Informes Pemex, 2011), uno sobre la sal jurásica y otro ubicado en las lutitas del Paleoceno. La deformación por acortamiento más importante en la parte profunda del GdM se reconoce para el Oligoceno-Mioceno (Peel et al., 1995; Rowan et al., 2000, 2004), posterior al levantamiento laramídico de la zona (Trudgill et al., 1999, Eguiluz et al., 2000)

La zona de acortamiento se localiza hacia las aguas profundas. En las secciones disponibles de esta área (Peel et al., 1995; Trudgill et al., 1999; Rowan et al., 2000, 2004; Macías, 2007; Radovich et al., 2007b; Morales, 2009; Escalera, 2010) se observan pliegues de despegue y fallas inversas que generan cabalgaduras sobre una potente capa de sal del Jurásico. Se ha observado que estos cinturones de pliegues y cabalgaduras presentan diferencias en su estilo estructural dependiendo de su localización geográfica (Grando & McClay, 2004). Por ejemplo, en la zona del valle de Atwater en el Cinturón Plegado de Mississippi (CPM) Estados Unidos, se han visto diferencias a lo largo de este cinturón, desde pliegues de despegue simétricos con desarrollo de *kink bands* hasta pliegues de despegue rotos (Grando & McClay, 2004). En contraste, en el Cinturón Plegado Perdido (CPP) se observan pliegues de despegue concéntricos que varían de simétricos a asimétricos con fallas en ambos flancos (Trudgill et al., 1999; Camerlo & Benson, 2006). Estas diferencias en el estilo estructural hacen que sea importante corroborar la consistencia mecánica de cada sección. Esta tesis se enfoca mayormente al estudio de los sistemas de acortamiento en la zona de aguas profundas mexicana, puesto que ha recibido menor interés en su estudio y no ha sido investigada exhaustivamente en los trabajos publicados (Letouzey et al., 1995; Costa & Vendeville, 2002). Se sabe que cuando existe una zona de terminación abrupta de la sal, la deformación se localiza (Letouzey et al., 1995; Costa & Vendeville, 2002; Vendeville, 2005), además, el espesor de la sal influye en la geometría de las estructuras (Rowan et al., 2004).

De manera general para el área de interés, en la parte del continente se observan estructuras de extensión en la zona de la CB disparadas por una mayor carga sedimentaria, mientras que hacia la parte de aguas profundas se presenta un cinturón de pliegues y cabalgaduras el llamado CPP (Eguiluz, 2011), que registran el acortamiento producido al pie de los despegues gravitacionales.

Los sistemas de deformación por gravedad de secuencias de cobertura son procesos complejos y de escala regional (Brun & Fort, 2011), cuya evolución geológica dista de entenderse. Para la formación de estos sistemas con rasgos estructurales contrastantes, se dio una combinación de factores geológicos que incluyen:

- El depósito continuo de una secuencia salina durante el desarrollo del margen pasivo, asociado a la apertura del GdM (Fiduk et al., 1999; Rowan et al., 2000, 2004; Vendeville, 2005; Rowan et al., 2012).

- Una secuencia sedimentaria de cobertura que se depositó sobre la sal de manera más o menos continua desde el Jurásico Superior (Peel et al., 1995; Trudgill et al., 1999; Grando & McClay, 2004).
- Una carga diferencial que puede ser causada por la sedimentación asimétrica que proviene desde el continente, deltas de la cuenca del GdM (Galloway et al., 2000, 2011).

En particular, algunas de las cuestiones importantes que aún no se resuelven son: ¿Cómo ocurre el acoplamiento mecánico entre la capa de sal y la cobertura? ¿Cuál es el estilo estructural resultante que se genera a partir de este acoplamiento? ¿Cómo influye la existencia de una rampa o rampas frontales hacia la terminación de la sal? ¿Cuál es el papel que juega los procesos tectónicos regionales en la deformación? ¿Cómo repercute la tasa de acortamiento en la generación de las estructuras? ¿Cuál es la importancia de la sedimentación desde el punto de vista regional en la deformación?

El margen pasivo del GdM en su parte mexicana es un excelente laboratorio natural para estudiar los sistemas gravitacionales, debido a que:

Existe una considerable cantidad de secciones disponibles (Peel et al 1995; Trudgill et al 1999; Rowan et al., 2000, 2004; Macías, 2007; Radovich et al 2007b; Morales, 2009; Escalera, 2010). Estas secciones presentan discrepancias geométricas e inconsistencias mecánicas en su interpretación, que son producto de la presencia de sal alóctona. Esto se debe a que las interpretaciones son de diferentes autores y en algunos casos, se tiene una pobre señal sísmica. No hay trabajos que ligen la mecánica de la parte extensional con la de acortamiento en la zona mexicana. Existen pocas investigaciones enfocadas a la parte frontal de los sistemas, donde se generan los cinturones de pliegues y cabalgaduras.

En este trabajo se pretende contribuir al entendimiento de las condiciones dinámicas para la ocurrencia de los cinturones plegados y cabalgados en zonas con terminación abrupta de la sal, además de aportar información sobre la zona de extensión de los sistemas de deformación por gravedad.

1.2 Área de estudio

Los sistemas de deformación por gravedad ocurren a lo largo del margen pasivo del GdM, desde el estado de Louisiana en Estados Unidos, hasta el norte de Veracruz en México. En particular, el sistema de deformación por gravedad que involucra a la CB y el CPP abarca una zona entre los estados de Tamaulipas y Nuevo León, cubriendo parte de Estados Unidos. La zona en el GdM donde ocurren estos sistemas de deformación por gravedad tiene longitudes que oscilan entre los 300 y 500 km, medidos desde la zona de extensión en el continente (CB), hasta la zona de acortamiento asociada a la terminación de la sal en aguas profundas. Por lo tanto, es necesario un enfoque regional para reconocer los rasgos externos que participan en la deformación de estos sistemas.

Para este trabajo se definió un área de estudio en la parte noroeste del GdM (figura 1.1), y se realizó una compilación y análisis de los datos geológico-estructurales en la parte continental y de aguas profundas. Para este último fin se analizaron las interpretaciones publicadas a partir de secciones sísmicas.

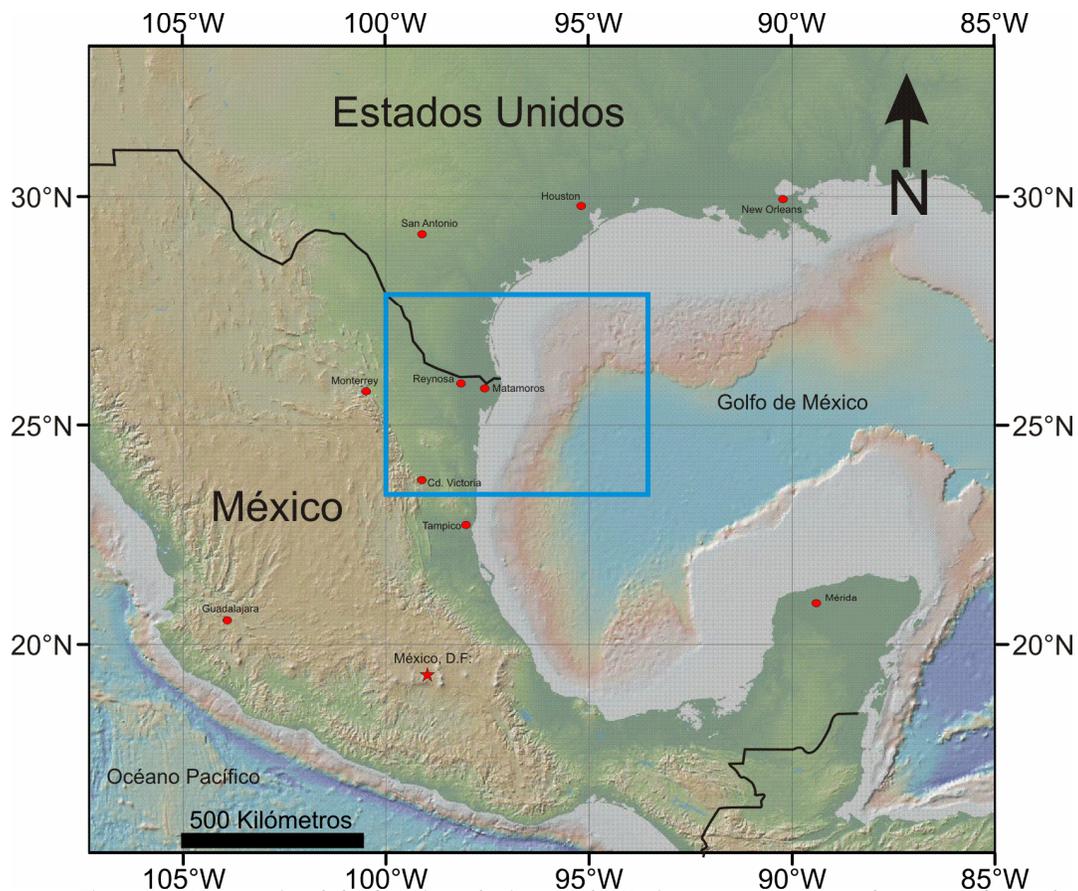


Figura 1.1. Mapa regional de elevación y batimetría de México, en su parte central y oeste, además de la parte sur de Estados Unidos. Los puntos rojos muestran algunas ciudades de referencia en México y Estados Unidos. Los sistemas de deformación por gravedad ocurren en el margen continental, el recuadro azul muestra la zona de interés para este trabajo.

1.3 Objetivos

General

El propósito fundamental de este trabajo es reproducir experimentalmente las estructuras relacionadas con los sistemas de deformación por gravedad influenciados por la tectónica salina en el área del Golfo de México Norte. Es de interés, entender los mecanismos de deformación por acortamiento en la parte frontal de los sistemas gravitacionales.

Particulares:

Discutir los aspectos de la evolución geológica de la zona que pudieron disparar la deformación por gravedad.

Realizar una serie de experimentos físicos de los sistemas gravitacionales extensión-acortamiento que reproduzcan adecuadamente la geometría de la deformación.

Realizar una serie de experimentos físicos enfocados en la zona de acortamiento para investigar:

- La influencia de la presencia de rampas frontales en la localización y geometría del acortamiento
- La relación entre la tasa de acortamiento y los estilos estructurales resultantes
- La importancia de la inclinación del basamento

Cuantificar con detalle la deformación en los modelos

1.4 Justificación del trabajo

La información presentada y/o disponible para la parte mexicana del GdM se encuentra en informes inéditos, algunas de las secciones sísmicas de estos reportes pueden ser consultadas en internet. Ciertos trabajos publicados para Estados Unidos se han tratado de extrapolar hacia México, con lo que se ha generado una gran confusión y muchas veces se ha errado en esta labor; ya que las condiciones geológicas, sedimentológicas y tectónicas son diferentes, con lo cual se han soslayado sus características y condiciones geológicas.

Recientemente se han presentado trabajos que buscan reunir la información publicada sobre los cinturones de pliegues y cabalgaduras en aguas profundas (Morley et al., 2011). Con lo cual se afirma el ferviente interés por tratar de entender y clasificar esta particularidad de los sistemas de deformación por gravedad. Además últimamente se ha intensificado el debate entre los especialistas (ver Brun & Fort, 2011; Rowan et al., 2012 y Brun & Fort, 2012) donde se refrenda lo importancia de la investigación de los sistemas de deformación por gravedad-

Es por eso que el presente trabajo busca aportar una revisión de la información que ayude a tener un mejor entendimiento de los sistemas de deformación por gravedad.

CAPÍTULO II

Estado del Arte de la Tectónica Salina en Márgenes Pasivos con enfoque en la parte mexicana del Golfo

2.1 Introducción

En este capítulo se presentan de manera sucinta los avances en el conocimiento de los sistemas de deformación por gravedad. Se presenta cómo ha evolucionado la investigación desde el siglo pasado y hasta la actualidad. En el segundo subcapítulo se detallan algunos trabajos que buscan compilar o clasificar la información disponible.

En el tercer subcapítulo se hace especial hincapié sobre los trabajos desarrollados que incluyen experimentos físicos y modelos numéricos relacionados con la temática del presente trabajo. En el cuarto apartado se presentan los antecedentes particulares de la zona de estudio y, finalmente en el último subcapítulo se presentan los mecanismos de deformación para la cobertura.

Los trabajos pioneros de modelado analógico publicados en la primera mitad del siglo anterior y hasta la década de 1960 se enfocaron en la geometría de los sistemas gravitacionales, pero no cumplían con las condiciones de similitud cinemática o dinámica (Ge et al., 1997). Las investigaciones realizadas entre 1970 y 1990, estuvieron principalmente centradas en la parte extensional de los sistemas gravitacionales. A partir de la década de 1990, las investigaciones marcaron un parteaguas en la comprensión y simulación de la tectónica salina, al incorporar todas las características de extensión y acortamiento en los experimentos.

Los trabajos pioneros que analizaron de manera experimental los sistemas gravitacionales fueron llevados a cabo por Retger (1935) y McKee & Goldberg (1969), quienes realizaron experimentos sobre los efectos de una carga sedimentaria diferencial en los deslizamientos gravitacionales. En el primer caso se desarrolló una falla normal lítrica con estratos de crecimiento. En ambos trabajos se desarrollaron pliegues y cabalgaduras hacia la parte frontal. Estos experimentos sentaron las bases para simular los sistemas gravitacionales pero no incluían los efectos de la tectónica salina.

Los rasgos estructurales de los pliegues en aguas profundas fueron reconocidos, en algunos casos, a partir de los perfiles batimétricos como el presentado por Bryant et al. (1968), quienes identificaron una serie de crestas topográficas alineadas en el fondo marino del GdM. A partir de este trabajo se generó un gran interés en los sistemas gravitacionales y sobre todo en su parte frontal plegada, y a partir de la década de 1970 se realizaron trabajos sobre estos sistemas con los cuales se inició la comprensión de su estilo estructural (Kehle, 1970; DeJong & Scolten, 1973; Burollet, 1975; Dailly, 1976; Evamy et al., 1978; Buffler et al., 1979).

A partir del desarrollo tecnológico alcanzado en la adquisición de las secciones sísmicas en la mitad de la década de 1970, se documentó la existencia de un proceso desarrollado en márgenes pasivos que se denominó "*raft tectonics*", en la costa de Angola (Burollet, 1975). Éste se definió como una forma excepcional de deformación por extensión de piel delgada de la cobertura, donde dominan los desplazamientos hacia la zona de cuenca sobre una capa de sal (Burollet, 1975; Duval et al., 1992). De acuerdo con Brun & Fort (2011), este descubrimiento fundamental marcó un importante cambio en el conocimiento de los procesos de deformación relacionados con la tectónica salina.

En la década de 1980 debido a la mejoría en la calidad de las secciones sísmicas, se realizaron gran cantidad de estudios enfocados en determinar la estratigrafía. De los trabajos estratigráficos se obtuvieron secciones con cambios importantes en la litología que se traducen en contrastes mecánicos y que pueden favorecer el despegue gravitacional (Bertagne, 1980; Huerta, 1980; Usmani, 1980; Van de Fliert et al., 1980; Addy & Buffler, 1984; Faust, 1984; Phair, 1984; Shaub et al., 1984; Walters, 1985; Lord, 1986). Además de los trabajos sobre la estructura de las zonas dominadas por procesos gravitacionales en los márgenes pasivos (Buffler et al., 1980; Buffler, 1983; Huerta, 1980; Martin, 1980; Van de Fliert et al., 1980; Ibrahim et al., 1981; Rosenthal, 1987; Weimer & Buffler, 1989; Weimer & Buffler, 1989a) se observó una gran diversidad de estilos resultantes dependiendo del porcentaje de extensión-acortamiento.

Algunos trabajos se enfocaron específicamente en las fallas extensionales de crecimiento en la zona de la plataforma continental, su interacción con las capas de sal y su consecuencia sobre los estilos de deformación resultantes hacia el frente (Crans, et al, 1980; Winker, 1982; Bruce, 1983; Christensen, 1983; Jackson & McKenzie, 1983; Larberg, 1983; Robison, 1983; Shaub, 1983b; Gibbs, 1984a; Gibbs, 1984b; Hossack, 1984; Worrall, & Snelson, 1989).

Otros autores comenzaron a documentar estructuras y zonas con deformación distintiva de lo que posteriormente se conocería como procesos de tectónica salina en los márgenes pasivos (Crans et al, 1980; Ramberg, 1981; Seni, & Jackson, 1983a; Seni & Jackson, 1983b; Jackson & Galloway, 1984; Brun & Merle, 1985; Jackson & Cramez, 1989; Jackson & Talbot, 1989; Nelson, 1989). Estos procesos se refieren a la deformación generada por la presencia de una capa de sal favoreciendo la deformación de la zona de cobertura.

Pocos fueron los trabajos que se centraron en realizar modelos analógicos. Por ejemplo, Vendeville & Cobbold (1987), observaron los efectos del *gravitational gliding* y fallas normales de crecimiento, mientras que Vendeville et al. (1987), se concentraron en llevar a cabo experimentos físicos de extensión para márgenes pasivos. Por su parte Jackson & Cornelius (1987), realizaron experimentos en una centrifuga, donde las estructuras salinas se formaron por carga sedimentaria diferencial y *gravitational spreading*.

Sin embargo, no fue hasta la década de 1990 que los sistemas de tectónica salina se estudiaron con mayor detalle, desarrollándose modelos de escala regional en donde se consideraron los efectos de la carga sedimentaria, las diferencias de densidad y reología de las unidades litológicas, y los efectos gravitatorios, con el objeto de estudiar la cinemática de estos procesos. En la última década se han hecho avances sustanciales para detallar las geometrías de la deformación, los estilos estructurales, pero sobre todo para entender la manera en la que se deforma la sal y la cobertura.

Dentro de los trabajos que se realizaron en áreas dominadas por la tectónica gravitacional destacan para la zona del CPP los de Peel et al. (1995), Fiduk et al. (1999), Trudgill, et al. (1999), Camerlo & Benson (2006). Gradmann et al. (2005), definen y caracterizan las zona de extensión, traslación y acortamiento dentro de los sistemas de deformación por gravedad.

Entre los trabajos que han realizado compilaciones sobre los sistemas de deformación por gravedad se pueden referir Ramberg (1981), Morley (1996), Rowan et al. (2000), (2004), Tari (2003), Kruger (2009), Hamilton & De Vera (2009), Morley (2011); Brun & Fort 2011). Éstos han tratado de sintetizar la información disponible sobre los sistemas, además de proponer clasificaciones en función de su geometría, capa de despegue, condiciones de tectónica regional.

El desarrollo de los modelos numéricos inició mayormente en la década de 1990 (Poliakov, 1993; Cohen & Hardy, 1996; Lehrer, 2000; Gemmer, 2004; Ings, 2004; Gemmer, 2005; Gradmann, 2009; Simpson, 2009). Al poder incluir variaciones en parámetros elásticos, viscosidad, densidad y temperatura han estado enfocados en los efectos de flotabilidad entre las capas de la sal y los sedimentos de mayor densidad (Talbot, 1992; Podladchikov et al., 1993; Van Keken, 1993; Kaus & Podladchikov, 2001), así como, en la carga diferencial de los sedimentos de comportamiento friccional sobre la cima de la capa de sal viscosa (Vendeville & Jackson, 1992; Poliakov et al., 1993; Jackson et al., 1994; Ge et al., 1997; Gemmer et al., 2004).

2.2 Trabajos compilatorios sobre sistemas de deformación por gravedad

Ramberg (1981), definió las características que se presentan en la tectónica gravitacional: (1) colapso gravitacional o *gravitational spreading*, (2) *gravitational gliding* y (3) diapirismo.

La importancia de la mecánica de los materiales involucrados en los despegues gravitacionales fue estudiada por Morley et al. (1996), comparando las características de los sistemas gravitacionales generados a partir de una capa de lutita y de sal., encontrando que las diferencias mecánicas generan distintos estilos estructurales. De acuerdo con estos autores, las estructuras precinemáticas (previas al pico máximo de deformación) y cinemáticas (durante el pico máximo de deformación), los depocentros dominados por fallas y los diapiros se presentan en los dos tipos de despegue, mientras que las napas son más factibles que se generen a partir de un despegue de sal.

La deformación de los sistemas gravitacionales ocurre cuando el potencial gravitacional es suficiente para superar la resistencia al deslizamiento a lo largo del despegue y la resistencia interna de la cobertura (Rowan et al., 2000, 2004). En estas publicaciones se explican con detalle los mecanismos de *gravitational spreading* y *gravitational gliding*, mencionando que éstos pueden presentarse de manera simultánea, aunque el segundo de ellos puede ocurrir en una etapa temprana de la deformación, debido a que el ángulo de inclinación del basamento puede cambiar debido a procesos de escala cortical como levantamientos tectónicos o presencia de deltas (figura 2.1).

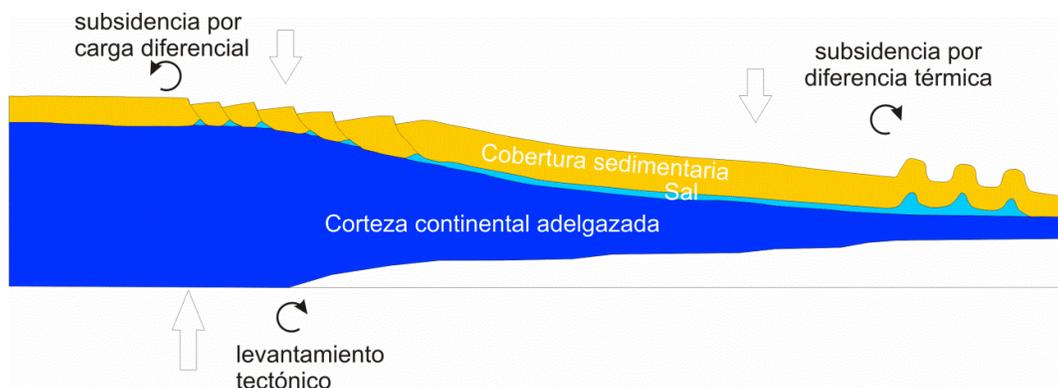


Figura 2.1. Margen pasivo donde el despegue presenta una inclinación hacia la cuenca, lo que genera una componente de *gravitational gliding*. Este ángulo es favorecido por subsidencia térmica diferencial o por un levantamiento del cratón y puede ser reducido por la subsidencia generado por carga sedimentaria en la parte proximal. Sin escala. (Tomado de Rowan et al., 2004).

De acuerdo con Rowan et al. (2000, 2004) la extensión en la parte continental y el acortamiento hacia la zona distal (figura 2.2 a) son controlados principalmente por el depósito de sedimentos. La sedimentación progradante en la plataforma y en la pendiente superior mantienen o incrementan la inclinación hacia la cuenca, lo que favorece el *gravitational spreading* (figura 2.2 b). En contraste la sedimentación en la pendiente inferior y en la zona abisal decrecen la inclinación y engruesa la cobertura en la parte distal, lo que retarda la deformación por *gravitational spreading* (figura 2.3 c).

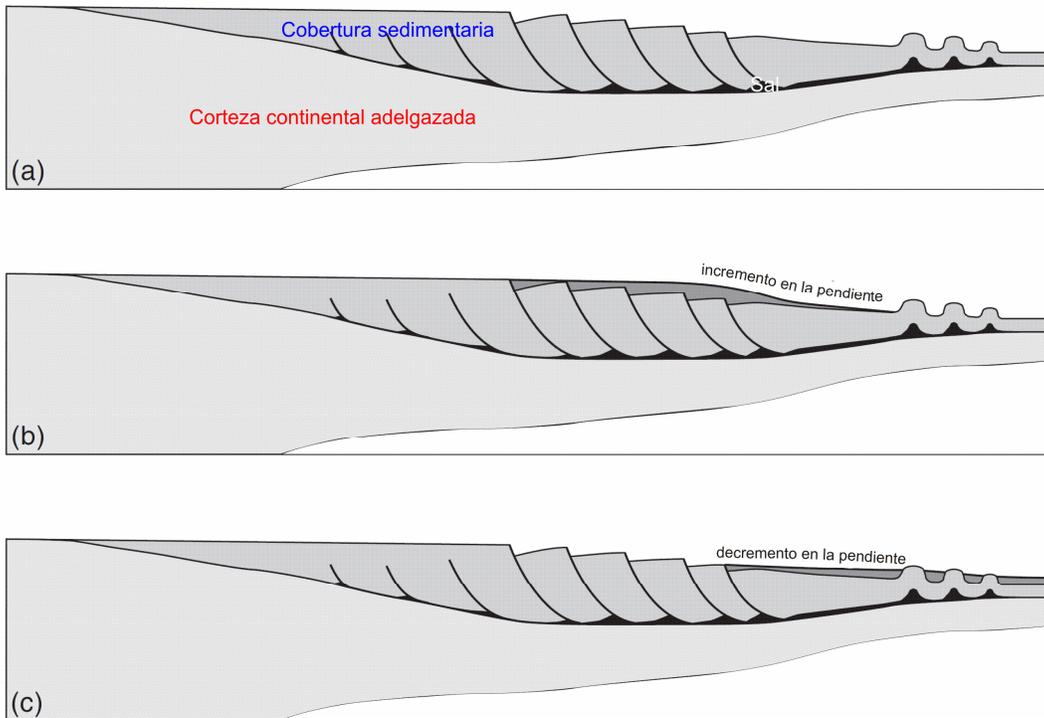


Figura 2.2. Margen pasivo con deformación dominada por dispersión gravitacional (a) Deposition progadante en la plataforma externa y la pendiente superior incrementan la pendiente superficial y por lo tanto provoca un avance en la dispersión, (b) la ausencia de sedimentos en la pendiente superior y la presencia en la parte distal en la pendiente inferior y en la planicie abisal reduce la pendiente de la superficie y el potencial de generar deformación por gravedad, disminuyendo o deteniendo la dispersión (c). Sin escala (redibujado de Rowan et al., 2004). En a) se muestran la representación de cada una de las capas que es consistente para (b) y (c).

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras asociados a los sistemas gravitacionales también se han clasificado con base en el campo de esfuerzos que actúa sobre ellos (Morley et al., 2011): a) esfuerzos de campo cercano o *near-field stress*, asociado a un levantamiento o carga sedimentaria, donde la deformación se concentra en el paquete sedimentario; b) esfuerzo remoto o *far field stress*, generado por esfuerzos litosféricos y/o donde la gravedad genera la deformación en partes de la corteza media o inferior. Los procesos de *gravitational gliding* y *gravitational spreading* son generados en el primer campo de esfuerzos. Estos autores consideran que las clasificaciones anteriores de dividirlos en márgenes pasivos o márgenes de colisión, o separarlos entre los generados sobre despegues de sal o sobre las lutitas son incorrectas, debido a que emplean una terminología incorrecta (en algunas zonas como en la meseta Tibetana se puede generar flujo de la corteza dúctil, generando un mecanismo por gravedad).

La terminología empleada para definir a los sistemas de deformación por gravedad es diversa, los trabajos previos han asignado varios nombres que están en función de la presencia de un delta progadante. Por ejemplo, Letouzey et al. (1995) y Ge et al. (1997), los nombran sistemas progadantes, mientras que McClay et al. (1998) como sistemas deltaicos. Recientemente se han comenzado a denominar como procesos de tectónica salina generada por gravedad (Rowan et al., 2000, 2004), o generados por carga sedimentaria (Vendeville, 2005), o por ambos procesos (Brun & Fort, 2011).

En la terminología usada por Pemex lo definen informalmente como “sistemas ligados”, debido a que los procesos de extensión y acortamiento están relacionados y, son generados a partir del avance en la deformación producida por la presencia de un delta progadante (donde la sedimentación avanza en dirección a la cuenca), bajo la acción de la movilización de sal, que subyace a la cobertura sedimentaria en un margen pasivo como ocurre en el GdM.

2.3 Antecedentes relevantes sobre modelos desarrollados en sistemas de deformación por gravedad

2.3.1 Experimentos físicos

Entre los trabajos experimentales destacan los de Talbot (1992), quien simuló estructuras salinas de progradación o sin-deposicionales. En sus modelos las estructuras se formaron por carga diferencial y *gravitational spreading*, la sal es expulsada hacia el frente por debajo de las cuñas progradantes. Una progradación lenta puede generar flujo de sal a lo largo de su límite inferior favorecido por la carga sedimentaria diferencial, mientras que una progradación más rápida genera pendientes que pueden deformar la cima de la capa de sal.

Uno de los primeros trabajos que definieron los sistemas de deformación por gravedad desde una escala regional fue el de Letouzey et al. (1995). Estos autores resaltan la presencia de una zona de rampa frontal o terminación de la sal (*pinch out*) que favorece la formación de los cinturones plegados y cabalgados. La presencia de estas rampas repercute en el aumento del coeficiente de fricción hacia la base del paquete sedimentario y, por lo tanto, inhibe el avance de la deformación. Así mismo, establecen que los despegues a través de la capa de sal controlan la geometría de los cinturones de pliegues y cabalgaduras. El efecto de la gravedad hacia el pie de las pendientes continentales progradantes puede generar una tectónica gravitacional, mientras que la carga sedimentaria y un *gravitational spreading* causan el engrosamiento local de la sal.

La investigación desarrollado por Ge et al. (1997) se enfocó en realizar experimentos sobre la deformación de la sal, la manera en la que se favorece su movilización y ensanchamiento, afirman que la zona de rampa frontal y escalones de basamento generan barreras efectivas para el flujo lateral de sal, generando acumulaciones locales de la sal y diapirismo.

McClay et al. (1998) simularon la formación de fallas en la zona de plataforma y la relación con los cinturones de pliegues y cabalgaduras al pie del delta. El cinturón de pliegues es asociado a la carga sedimentaria diferencial. Estos autores mencionan que en los modelos donde incluyeron una sedimentación posterior a la formación del primer pliegue, ésta controla la localización del subsecuente sistema de extensión. Además documentan una relación temporal y cinemática entre la extensión en la zona de plataforma y los sistemas de pliegue al pie de la plataforma, que está caracterizada por una disminución del espesor de la capa de sal en la zona de grábenes y un ensanchamiento hacia el pie del delta que genera sistemas de pliegues y cabalgaduras.

La influencia de las características friccionales del despegue fueron estudiadas experimentalmente por Cotton & Koyi (2000), en una serie de experimentos diseñada para estudiar dos áreas en Paquistán: Salt Range y Plateau Potwar; dividieron los experimentos en dos partes, una con un despegue friccional y la otra dúctil. Los resultados confirman que los despegues friccionales forman cuñas con ángulos mayores a diferencia de los dúctiles, además la deformación se propaga más lejana en los despegues sobre una capa dúctil que sobre la capa friccional.

Costa & Vendeville (2002), se centraron en determinar la influencia de una capa de comportamiento dúctil confinada por una zona de barrera frontal y trasera, donde dominaron los pliegues asimétricos y se presentó rotación de bloques de falla. Estos autores mencionan estas zonas de barrera favorecen la deformación hacia la zona de traspais y antepais, generando cinturones de pliegues, asimetría e inclinación de las capas hacia la zona de traspais, además los diapiros se ve favorecidos por la presencia de la zona de barrera trasera.

En una serie de experimentos Bonini (2003), combinó tasas de acortamiento para crear despegues débiles y resistentes. Sus resultados generaron, en el primero de los casos, pliegues que se propagan hacia el exterior, y en el segundo caso, dúplex de techo pasivo. En los primeros experimentos se generó una localización de la deformación, mientras que en la segunda fase se presentó un mayor avance de las estructuras.

En el caso del GdM, los modelos analógicos de Vázquez-Meneses (2005) muestran que los procesos de deformación en los sistemas gravitacionales deben de considerar su configuración tridimensional. La manera de agregar la sedimentación controló la formación de las estructuras tanto en la zona de extensión como de acortamiento, cuando ésta (la sedimentación) fue lineal las estructuras se presentaron de manera paralela o sub-paralela, mientras que cuando fue lobular las estructuras se formaron de manera curva.

Vendeville (2005), realizó una serie de experimentos dentro de cuatro escenarios, uno donde la cuña sedimentaria se deposita inmediatamente después que la sal, mientras que los otros tres, toman en cuenta la progradación, la retrogradación y, la presencia de una zona de barrera hacia el frente. Afirman que el proceso de *gravitational spreading* es el responsable para generar tectónica salina de larga vida, los últimos tres arreglos experimentales puede causar episodios de superposición de estructuras durante el proceso de evolución. Refieren que existe una intrincada relación entre la sedimentación y las estructuras generadas a diferentes escalas.

En el trabajo presentado por Bonini (2007), se presentan tres arreglos experimentales basados en: la resistencia relativa entre la cobertura y la capa despegue, el efecto de una fricción basal baja y una estratigrafía reológica pre-acortamiento. Los experimentos reflejan la ocurrencia de una relación entre los esfuerzos de cizalla y el desarrollo de fallas inversas con vergencias dominantes hacia el traspaís o antepaís, o cabalgadura doblemente vergente.

La investigación desarrollada por Brun & Fort (2011) ha marcado un avance importante, al ligar las estructuras geológicas que ocurren con relación al mecanismo de deformación que actúa, es decir, bajo *gravitational gliding* o *spreading* y separar aquellas estructuras que no permiten diferenciar entre los mecanismos. También definen cómo los mecanismos de *gravitational spreading* y *dominant gliding* (combinación de *gliding-spreading*) caracterizan la deformación en la cobertura sedimentaria, además discuten cuál es la importancia de la sal y los sedimentos, la dinámica de estos sistemas y cómo ocurre la deformación.

La discusión comenzada por Brun & Fort (2011), Rowan et al. (2012) y Brun & Fort (2012) se ha basado principalmente sobre la terminología empleada sobre los términos de *gravitaional gliding* (*pure gliding*), *gliding-spreading* (*dominat gliding*) y *gravitational spreading* (*pure spreading*)

2.3.2 Modelos numéricos

El método de elementos finitos es la herramienta utilizada principalmente en los sistemas de deformación por gravedad y el concepto fundamental es que cualquier cantidad continua como temperatura, presión o desplazamiento puede ser aproximada por un modelo discreto de un conjunto de funciones continuas definiendo un número finito de subdominios (Seegerlind, 1976).

En los modelos numéricos de Cohen & Hardy (1996), una capa viscosa fluye debido a una carga diferencial producto de la sedimentación de un delta. Los resultados muestran que los depocentros sedimentarios son asimétricos y con forma de cuchara, con una plataforma bastante plana que se pasa a ser más inclinada hacia el frente; la localización de la deformación está controlada por la ubicación de la zona entre la plataforma y la pendiente; un paquete desplazado de la capa móvil migra más rápido hacia el frente, que la zona de cambio entre la plataforma-talud avanza.

Gemmer et al. (2004), llevaron a cabo modelos 2D de elementos finitos donde una capa de sal subyace a una cobertura plástico-friccional con espesor variable. Los resultados muestran que la evolución de los sistemas gravitacionales depende de la amplitud de la cuenca de sal y la variación del espesor de la cobertura. Además la sedimentación favorece la evacuación de la sal, y su avance genera la propagación de la extensión y los depocentros hacia el frente en la cuenca.

La progradación sedimentaria causa una carga diferencial sobre la sal que puede inducir un flujo inestable hacia la cuenca que puede ser limitado a cuatro fases principales (Ings et al., 2004): 1) formación de mini-cuencas y diapiros asociados; 2) formación de fallas normales listricas de crecimiento y extensión de la cobertura; 3) evacuación de sal de gran escala, formación de pre-rafts y rafts e inversión de las mini-cuencas; 4) formación de una napa de sal alóctona contraccional que cabalga al límite de depósito de la sal.

Gradmann, et al. (2009), a partir de modelos 2D de elementos finitos del CPP, refieren que parámetros como la resistencia de la cobertura, la geometría, y la viscosidad de la sal, influyen sobre la edad, la duración, la zona de deformación su localización. Afirman que el plegamiento al pie de la pendiente es un mecanismo viable para el desarrollo de capas de sal diapiros en la cuenca salina profunda y retrasar el plegamiento en la zona de cobertura distal en el área del CPP.

2.4 Antecedentes para el área de interés

El reconocimiento de los sistemas gravitacionales y de sus características principales en el GdM se ha hecho a partir de secciones sísmicas realizadas por la industria del petróleo. La estratigrafía del CPP incluye estratos del Mesozoico que se han interpretado como carbonatos de grano fino con cambios menores de espesor, y una cobertura del Cenozoico dominada por turbiditas silicilásticas lodosas que varían considerablemente de espesor a lo largo del cinturón plegado y cabalgado (Fiduk et al., 1999). Estos autores dividen las capas estratigráficas del CPP en cuatro niveles: pre-crecimiento, crecimiento, post-crecimiento y reactivación.

Peel et al. (1995), describen una serie de secciones geológicas interpretadas y reconstruidas palinspáticamente a partir de secciones sísmicas distribuidas a lo largo del borde noroeste y norte del GdM en su parte estadounidense (figura 3.10 a). Las estructuras presentes son producto de una tectónica gravitacional en donde la sal produce diapiros, soldaduras y canopies. El CPP en un contexto regional consiste de pliegues concéntricos con una orientación Noreste-Suroeste, delimitada por fallas inversas en ambos flancos de los pliegues, que se ubica atrás de la terminación abrupta de la sal autóctona. El principal evento de compresión ocurrió en el Oligoceno Temprano, y continuó hasta el Mioceno, deformando todo el paquete sedimentario. De acuerdo con Trdugill et al. (1999) el principal mecanismo para generar el CPP es *gravitational spreading* o *gravitational gliding*.

Camerlo & Benson (2006), redefinieron la geometría del CPP, y clasifican los pliegues como tipo *kink-band*, con base en la reinterpretación de las secciones sísmicas. Estos autores dividen en cuatro unidades estratigráfico-estructurales la secuencia del CPP: 1) basamento, 2) despegue dúctil, 3) capa pre-cinemática y, 4) capa post-cinemática.

El CPP se comenzó a formar en el Paleoceno Temprano, con algunos pliegues que continuaron creciendo hasta casi el presente (Waller, 2007). Estos pliegues se mantuvieron creciendo hacia el Este hasta el límite de la sal autóctona. La geometría y el estilo estructural dependen parcialmente en el tipo de sedimento o roca presente. Las porciones más inferiores (donde se concentran los carbonatos) generan pliegues más suaves, mientras que en las porciones superiores (siliciclastos) están presentes pliegues más abruptos (Waller, 2007).

2.5 Deslizamiento vs Dispersión y Combinación Deslizamiento-Dispersión

Los sistemas gravitacionales son disparados por procesos que incluyen (Jackson & Talbot, 1991):

- o La flotabilidad que está en relación con la diferencia de densidad entre la sal y su cobertura
- o La carga diferencial, que en algunos casos se relaciona con la sedimentación en deltas progradantes (Letouzey et al., 1995), y/o con la topografía.

- o La convección térmica, que se define como la capacidad de un cuerpo de transferir la energía cinética de sus moléculas a otro cuerpo con el cual no está en contacto, (Talbot, 1978; Jackson & Galloway, 1984)

Desde el punto de vista sedimentológico-estructural se han definido tres características para generar las estructuras presentes en estos sistemas (Ge et al., 1997).

- Algunos estudios han enfatizado el papel de la extensión regional en la iniciación y crecimiento de las estructuras salinas (Duval et al., 1992; Vendeville & Jackson, 1992; Demercian et al., 1993; Jackson & Vendeville, 1994, Treviño & Vendeville, 2008).
- Otros se han enfocado en los efectos de la flotabilidad entre la sal y la cobertura (Talbot, 1992, Podladchikov et al., 1993; Van Keken, 1993; Kaus & Podladchikov, 2001).
- También se ha mencionado con mayor aceptación el efecto de la carga sedimentaria como factor generador de estos sistemas (e.g., Trusheim, 1960; Dailly, 1976; Seni & Jackson, 1983a, b; Jackson & Talbot, 1986, 1991; Worrall & Snelson, 1989; Nelson, 1991, Ge et al., 1997, Rowan et al., 2000, 2004, Vendeville, 2005).

A partir de esta información se han propuesto tres mecanismos para explicar la formación de los sistemas gravitacionales (Schultz, 2001, Rowan et al., 2000, 2004, Brun & Fort, 2011)

I *Gravity gliding* (deslizamiento gravitacional), producido principalmente por una inclinación del basamento (figura 2.3 a)

Según Turcotte & Schubert (1982, 2002), desde un punto de vista mecánico el primer mecanismo se presenta cuando el coeficiente de fricción (μ) es más pequeño que el valor de la pendiente (γ).

Brun & Fort (2011), mencionan que el deslizamiento gravitacional se debe a una inclinación del margen, donde se presenta una traslación rígida de un cuerpo a través de la pendiente (Rowan et al., 2000, 2004) y toda la sal fluye hacia la cuenca de una manera uniforme y continua, es decir que los vectores de desplazamiento son paralelos al plano de despegue (Rowan et al., 2000, 2004) con poca deformación interna. Además (Brun & Fort, 2011), consideran que este mecanismo no se presenta en los márgenes pasivos, ya que la cobertura sedimentaria siempre presentará una deformación interna. Este mecanismo está controlado por la variación en la inclinación del despegue con respecto a la cuenca, aunque también se puede presentar por un cambio en la inclinación de la cobertura (Rowan et al., 2000, 2004).

La inclinación del despegue puede cambiar debido a procesos corticales tales como:

- Subsistencia térmica diferencial entre el cratón no adelgazado y la corteza oceánica lo que causa un incremento en la inclinación
- Subsistencia flexural diferencial creada por la carga deltaica progradante o edificios carbonatados en la parte próxima, lo que decrece la inclinación.
- Cualquier evento tectónico que cause un levantamiento del cratón y por lo tanto una inclinación de la cuenca

II *Gravity spreading* (dispersión gravitacional), debido a una carga sedimentaria diferencial (figura 2.3 b)

De acuerdo a Savage & Varnes (1987), una dispersión gravitacional se caracteriza por una deformación plástica penetrante de una masa de roca. Para su ocurrencia es necesario una inclinación del basamento en la zona distal hacia el continente además, de un delta progradante (Brun & Fort, 2011).

Los parámetros que presentan una relación estrecha con este mecanismo y que favorecen su presencia corresponden principalmente a:

- La inclinación de la pendiente
- La inclinación del despegue basal
- El coeficiente de fricción en el despegue
- La resistencia interna de la roca

Al igual que en el deslizamiento gravitacional, la ocurrencia de la dispersión gravitacional depende de la inclinación del despegue basal, el cual puede inclinar hacia el continente. Por lo tanto, los mismos procesos corticales enumerados para el deslizamiento gravitacional que pueden afectar la inclinación del despegue son válidos para la dispersión gravitacional.

Brun & Fort (2011), postulan que la dispersión gravitacional se genera por la carga sedimentaria diferencial, aquí la sal empieza a fluir hacia la cuenca conforme la carga sedimentaria progresa.

III *Gliding-spreading* (deslizamiento-dispersión), corresponde a una combinación de ambos mecanismos (figura 2.3 c)

Se debe principalmente a una inclinación del margen (inestabilidad de la pendiente) y, puede ocurrir con ángulos menores a 1° y coberturas sedimentarias de un 1 km.

Brun & Fort (2011), consideran que este mecanismo es más viable que un deslizamiento gravitacional en los sistemas de deformación por gravedad, además, afirman que en este mecanismo de deformación el acortamiento migra hacia el continente.

Debido a la variedad en la terminología empleada por los diversos autores se han referido los nombres en inglés, pero a partir de aquí se usarán los términos en español.

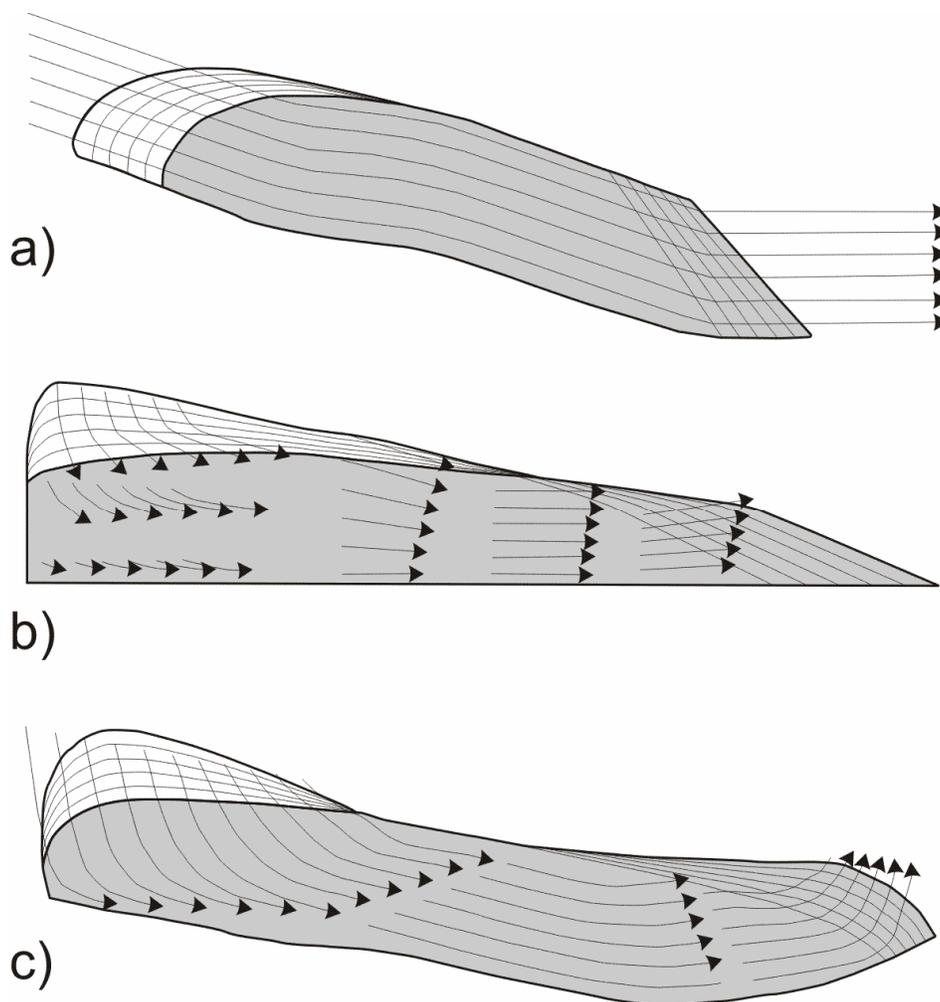


Figura 2.3. Mecanismos de deformación por gravedad (a) deslizamiento por gravedad, donde un bloque rígido se desliza sobre un despegue, (b) dispersión gravitacional, cuando una masa de roca se distorsiona bajo su propio peso debido al colapso vertical y dispersión lateral; y (c) deformación de modo combinada. Las zonas sombreadas representan las etapas finales y las flechas indican los vectores de movimiento de la cobertura sedimentaria (Tomado de Rowan et al., 2004).

Los sistemas gravitacionales se componen de (Brun & Fort, 2011; figura 2.5):

- a) Una zona trasera caracterizada por extensión (Letouzey et al., 1995; Gradmann et al., 2005), presentan fallamiento normal hacia el borde continental y en la plataforma continental, con fallas listricas y bloques rotados (Gradmann et al., 2005).
- b) Una zona intermedia de traslación (Crans et al., 1980; Letouzey et al., 1995; Vendeville, 2005), con poco o nula deformación, la cual puede estar ausente.
- c) Una zona de acortamiento hacia el frente (Rowan et al., 2000, 2004; Brun & Fort, 2011), en la parte de aguas profundas se concentran los cinturones de pliegues y cabalgaduras (Vendeville, 2005), con presencia de soldaduras, diapiros y canopies (toldos).

La parte continental se caracteriza por ser una plataforma bastante plana, y presenta una pendiente con una pequeña inclinación entre 0.3 y 5° (Brun & Fort, 2011). La zona prodeltaica también es ligeramente inclinada donde se depositan paquetes de sedimentos finos de una manera lenta (Ge et al., 1997).

Los sistemas gravitacionales presentan una deformación con lapsos de evolución geológica de 100 millones de años o más. Además que estos procesos se desarrollan en una escala regional con estructuras que se definen en zona que va entre los 200 y 400 km de longitud (Brun & Fort, 2011).

La secuencia litoestratigráfica puede describirse de manera simplificada conformada por cuatro capas con comportamiento mecánico diferente (Letouzey et al., 1995; Gradmann et al., 2005; Brun & Fort, 2011):

- 1) Un basamento quebradizo;
- 2) Una gruesa capa de sal con comportamiento dúctil;
- 3) Una secuencia pre-cinemática de comportamiento quebradizo que se deposita de manera relativamente uniforme, la cual se considera de precarga; y
- 4) Una secuencia sedimentaria de delta progradante hacia la zona de la cuenca, que registra una sedimentación continua

En el modelo propuesto por Gradmann et al. (2005), se ilustra únicamente la presencia de tres capas, omitiendo la secuencia de pre-carga (figura 2.4). De acuerdo con Brun & Fort (2011), ésta puede estar ausente repercutiendo de manera directa en la deformación.

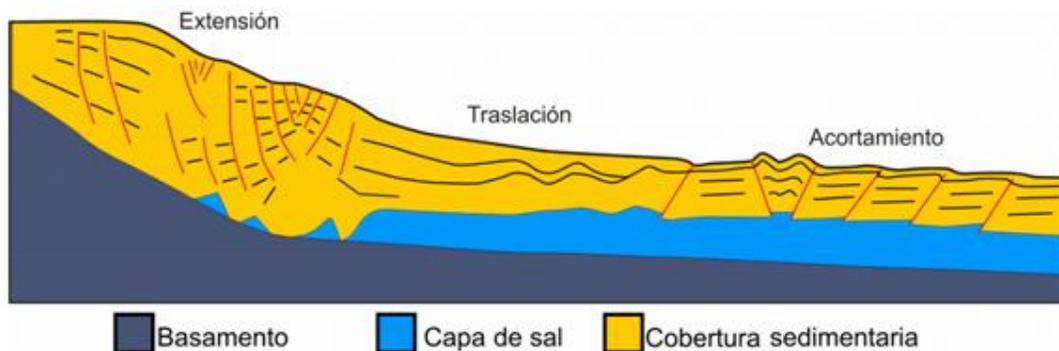


Figura 2.4. Modelo conceptual donde se ejemplifican los rasgos de los sistemas gravitacionales, caracterizándose por un régimen extensional en la zona de pendiente (trasera), una parte central de la cuenca con poca deformación y una zona hacia el frente con fallas inversas. Las líneas rojas marcan las fallas, mientras que en negro se muestra la estratificación (Modificado de Gradmann et al 2005).

En la tabla 2.1 se definen los principales parámetros dinámicos y de deformación que presentan los sistemas gravitacionales en función de su mecanismo de deformación. La identificación de cada mecanismo depende de contar con información geológica amplia de cada zona. Se han realizado trabajos con el fin de clasificar los sistemas gravitacionales que ocurren en el mundo, pero su comprensión está en constante cambio. Los trabajos de Rowan et al. 2000, 2004 y Brun & Fort 2011, han sentado las bases para su comprensión.

Tabla 2.1. Identificación de deslizamiento, dispersión o combinación

Característica/Rasgo	Deslizamiento	Dispersión	Combinación
Mecanismo generador	Inclinación del margen hacia la cuenca	Carga sedimentaria diferencial	Inclinación del margen hacia la cuenca y carga sedimentaria
Requerimientos específicos	Se requiere que el cuerpo no se deforme, cuerpo rígido Alto ángulo de inclinación	Condiciones de aguas profunda Densidad alta de los sedimentos Fricción baja de los sedimentos/alta presión del fluido Sin una cobertura sedimentaria inicial	Ninguno, mínimos Una pequeña inclinación 1 a 2° Poca cobertura sedimentaria
Papel de la sedimentación	No es necesario aporte de sedimentos	No se presenta deformación sin sedimentación	Puede deformarse sin la presencia de sedimentos
Papel de la sal	Deforma, favorece la deformación	Se opone	Genera, propicia la deformación
Sal fluye al inicio del proceso	Sal se deforma al inicio	Es expulsada hacia la cuenca por debajo de la cobertura sedimentaria	Toda la cuenca salina fluye pendiente abajo
Espesor de la sal (gruesa)	Pliegues con longitudes de onda regulares	Pliegues con longitudes de onda similares	Pliegues con longitudes de onda regulares
Relación entre sedimentación y deformación	Nula	Deformación se genera a partir de la sedimentación	Deformación controla la localización y geometría de los depocentros sedimentarios
Extensión Inicio	Pendiente arriba	Continente	Pendiente arriba
Migración Inversión		Hacia la cuenca Inversión extensional de estructuras contraccionales	
Contracción Inicio	Pendiente abajo	En la punta de la cuña, si la sal está inicialmente cubierta por sedimentos	Pendiente abajo
Migración Inversión	Pendiente arriba	Hacia la cuenca con la progradación	Hacia el continente/ pendiente arriba Inversión de estructuras extensionales
Extrusión de sal	Súbita	Progresiva	Generalmente súbita Puede ser progresiva
Definición Rowan et al 2000, 2004	Traslación rígida de un cuerpo a través de una pendiente	Colapso vertical y dispersión interna de un cuerpo de roca bajo su propio peso debido a una superficie superior inclinada	Incluye una pendiente superficial
Observaciones	Controlado por una inclinación de la pendiente hacia la cuenca del despegue	Controlado por la pendiente de la superficie del fondo marino	Es difícil determinar la contribución exacta de los dos mecanismos
Definición Brun & Fort 2011	Un cuerpo de roca se mueve hacia la cuenca a lo largo de un despegue sin deformación interna o insignificante	Un cuerpo de roca fluye bajo su propio peso encima de una base que puede ser horizontal o inclinar de manera opuesta al desplazamiento	Un cuerpo de roca se mueve hacia la cuenca pero se deforma internamente con una fuerte componente de cizalla
Rasgos geológicos para identificarlo	-Despegues con inclinación hacia la cuenca	-Migración de la contracción hacia la cuenca -Despegues con inclinación hacia el continente, además de deltas progradantes	-Migración de la contracción hacia el continente

Con la información anterior es posible identificar que existen principalmente dos mecanismos para generar sistemas de deformación por gravedad de larga vida o para generar la deformación principal durante el pico máximo de la deformación: dispersión gravitacional y deslizamiento dispersión, no obstante, no se puede descartar el deslizamiento gravitacional al menos para las etapas tempranas de la evolución de los sistemas gravitacionales. De esta información se propone que existen dos factores que aumentan la energía potencial causando una inestabilidad y generar los sistemas gravitacionales que corresponden a:

- i) inclinación del margen
- ii) carga sedimentaria

El primero de ellos se puede deber a eventos tectónicos o procesos térmicos, mientras que el segundo a un delta progradante.

La sal se deforma de una manera diferente a las rocas de la cobertura sedimentaria, en el apéndice A, se presentan las características que la hacen diferente (viscosidad, resistencia, densidad), además de los tipos de flujo, que pueden deformar a la sal

CAPÍTULO III

Evolución Geológica y Marco Geológico Regional

3.1 Introducción

En este capítulo se explica de una manera breve la evolución geológica del GdM enfocada a las condiciones que favorecieron la formación de los sistemas de deformación por gravedad. Se divide en varios temas particulares:

- 1) Una clasificación geográfica y geológica del área de estudio, donde se distinguen diferentes provincias geológicas con rasgos estructurales contrastantes.
- 2) Se presenta una sección tipo o base del borde noroeste del GdM ubicada en el límite entre México y Estados Unidos
- 3) La evolución paleogeográfica del GdM con énfasis en el borde noroeste del GdM y la relevancia para la generación de los sistemas de deformación por gravedad, además de la estratigrafía de la CB y el CPP.
- 4) Una compilación de secciones geológicas regionales de la zona bajo estudio y su descripción geológica, abarcando la parte estadounidense y mexicana, que aporta una visión 3D de la zona.
- 5) Se presenta una agrupación de las columnas litoestratigráficas, además de una descripción de algunos rasgos geológicos
- 6) Finalmente una propuesta de mapa con los principales rasgos geológicos y tectónicos que inciden en el margen pasivo mexicano del GdM.

3.2 División del área de estudio

El área de estudio de este trabajo se encuentra en la zona denominada "Provincia Salina del Golfo Norte". No obstante, esta área no cubre completamente la zona de interés donde se ubican los sistemas de deformación por gravedad (figura 3.1). Esta provincia se refiere a la zona donde existe presencia de sal de manera autóctona por debajo de la cobertura sedimentaria.

Una clasificación más precisa se puede obtener a partir de las provincias geológicas distribuidas en la parte profunda del GdM (Pemex, 2010). En el borde del continente y la zona de plataforma continental se encuentra la CB. Específicamente, la zona profunda de esta área se ha dividido en tres provincias geológicas que en dirección W-E corresponde a: "Delta del Bravo", "Franja de Sal Alóctona", y "Cinturón Plegado Perdido". El término de "Provincia Salina del Golfo Norte" no será referido en este texto, puesto que genera confusión y solamente se refiere a la presencia de sal autóctona debajo de la cobertura.

A continuación se mencionan los rasgos relevantes para cada una de las provincias en el borde noroeste del GdM.

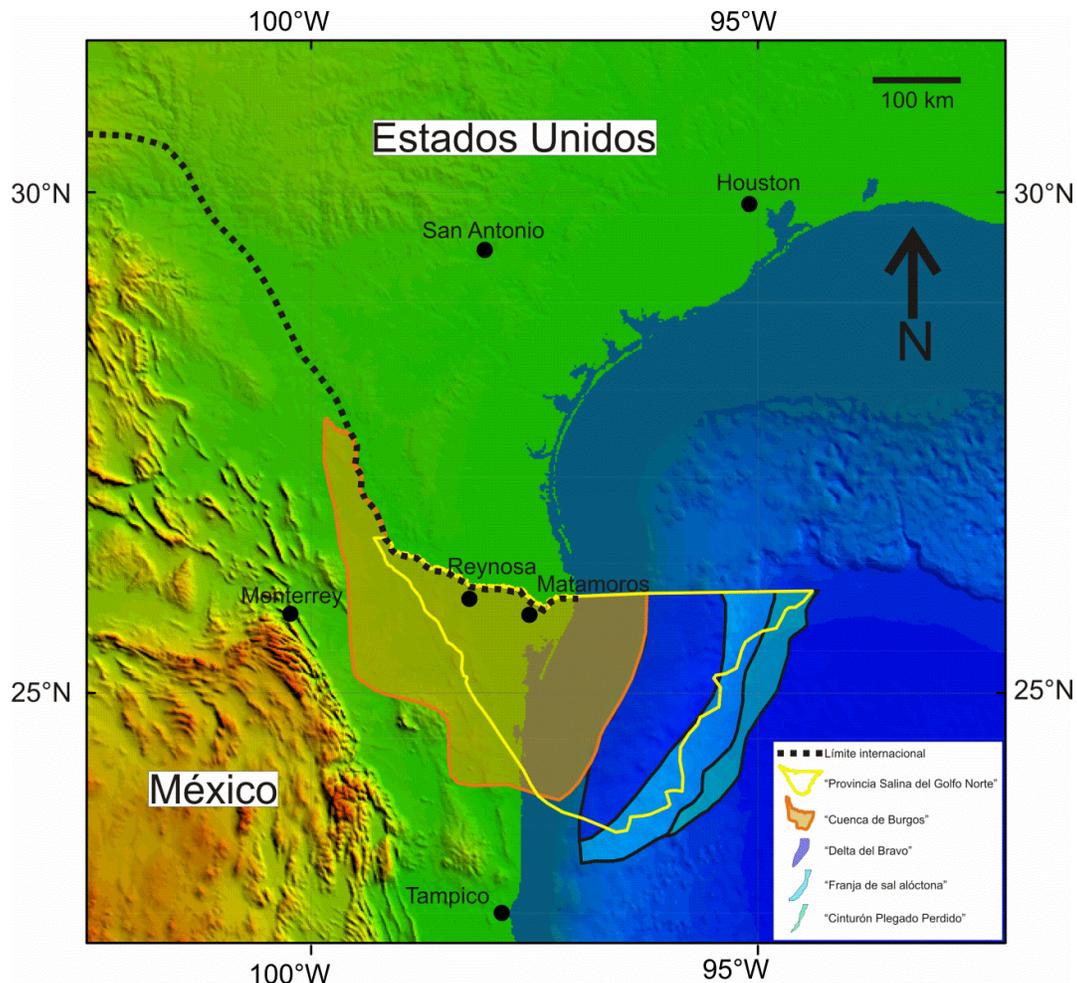


Figura 3.1. La zona con influencia de tectónica salina en el noreste de México se denomina “Provincia Salina del Golfo Norte” (PSGN, línea amarilla). La PSGN incluye una cuenca sedimentaria denominada Cuenca de Burgos (polígono en naranja), una zona deltaica que corresponde al “Delta del Bravo” con presencia de pliegues y las provincias geológicas denominadas “Franja de Sal Alóctona” y el Cinturón Plegado Perdido dentro de las aguas profundas en la parte noroeste del Golfo de México (Pemex, 2008).

3.2.1 Cuenca de Burgos

Se encuentra ubicada en la Planicie Costera del Golfo de México y corresponde al depósito de grandes volúmenes de rocas evaporíticas carbonatadas y siliciclásticas de cerca de 3 000 m de espesor durante el Mesozoico y alrededor de 5 000 m de sedimentos siliciclásticos durante el Cenozoico, con gran influencia de los sedimentos terrígenos generados de la erosión de la Sierra Madre Oriental hacia finales del Cretácico-Eoceno y sedimentación de grandes paquetes debido al delta del Río Bravo desde el Oligoceno hasta el Reciente (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011).

El estilo estructural predominante corresponde a un sistema de fallas normales lítricas de orientación NW-SE con echados hacia el oriente—hacia donde las fallas se hacen más jóvenes—y desplazamiento de algunos cientos de metros (Echanove, 1986; Pérez-Cruz, 1992; Eguiluz, 2000; Téllez et al., 2000).

En la CB se pueden apreciar dos niveles de deformación, a partir del cual las fallas interactúan con la cobertura y sobre la capa de despegue (Eguiluz, 2011). Uno de estos niveles está caracterizado por fallas de extensión a partir de un despegue entre las capas del Cretácico-Paleoceno, donde las fallas presentan un mayor desplazamiento hacia el interior del continente con fallas sub-verticales, lo que indica una migración de la deformación. En el segundo nivel la deformación se produce a partir de las evaporitas del Jurásico Superior, en este caso se aprecian bloques rotados y las fallas aumentan su desplazamiento hacia la cuenca.

Además se distinguen tres patrones de falla (Pemex, 2008), con estilos estructurales y geometrías contrastantes:

- El primero aparece en la porción occidental, involucra la franja del Paleoceno, en donde predominan las fallas normales sin-sedimentarias con zonas de expansión poco desarrolladas, (Pemex, 2008).
- Un segundo estilo se presenta hacia las denominadas franjas del Eoceno y Oligoceno en las cuales son comunes las fallas sin-sedimentarias de mediano a bajo ángulo (Pemex, 2008).
- La tercera zona se presenta en la parte oriental y se extiende hasta la plataforma continental, en donde las fallas son también de crecimiento pero con planos que tienden a la verticalidad, que afectan predominantemente la columna del Mioceno y Plioceno (Pemex, 2008).

Además se han desarrollado algunas fallas menores antitéticas con echados hacia el occidente asociadas a las fallas principales (Pemex, 2008).

3.2.2 Provincia del Delta del Río Bravo

Se encuentra hacia la parte frontal de la Cuenca de Burgos. Esta provincia está caracterizada por la presencia de mantos tabulares de sal, canopies y diapiros, evacuados desde el poniente. Por debajo de la capa de sal alóctona se interpretan pliegues, estructuras de rollover, acuñamientos, diapiros, estructuras tipo tortuga y pliegues subsalinos asociados al plegamiento gravitacional terciario (Pemex, 2008). Sin embargo, la información sísmica por debajo de la sal alóctona es de baja calidad por lo que no existe información precisa sobre su geometría. Esta provincia se ubica en zonas con tirantes de agua de 500 a 2000 metros (Pemex, 2010).

3.2.3 Franja de Sal Alóctona

La denominada "Franja de Sal Alóctona" se ha interpretado a partir de secciones sísmicas disponibles para el área (Escalera, 2010) y corresponde a un nivel de canopies, -sal alóctona-localizado en el fondo marino. Por debajo de la secuencia salina se ha interpretado una zona de deformación caracterizada por pliegues generados a partir de la sal jurásica. En algunos trabajos se ha considerado como parte del CPP (Pemex, 2008).

3.2.4 Cinturón Plegado Perdido

Este cinturón se caracteriza por estar plegado y fallado, originado por el emplazamiento de sal jurásica y la deformación gravitacional de la cobertura sobre la cima de la sal. La deformación involucra a la secuencia mesozoica, pero también existen corrimientos a niveles más someros donde la deformación sólo involucra al Terciario. El CPP tiene una orientación general NNE-SSW. Las estructuras están nucleadas por sal, siendo alargadas y grandes (de más de 40 km) y con longitudes de onda pequeñas.

Este cinturón subyace a tirantes de agua de entre 2,000 y 3,500 m. El cinturón de pliegues se extiende hacia la parte estadounidense del GdM, donde ha sido ampliamente estudiado (Peel et al., 1995; Trudgill et al., 1999; Camerlo & Benson, 2006). La deformación principal que generó la ocurrencia del CPP se presentó del Oligoceno Tardío al Mioceno (Escalera, 2010).

Las secciones sísmicas estudiadas en la zona (Peel, et al, 1995; Trudgill et al, 1999; Grando & McClay; 2004; Le Roy & Ranging, 2008; Escalera, 2010) muestran que la zona afectada por esta tectónica gravitacional y sistemas ligados tiene un largo de hasta 400 km. Existe información que se ha generado a partir de las secciones levantadas en la parte noroeste del GdM, no obstante, el acceso a dicha información se encuentra restringido o aparece en informes inéditos, lo que dificulta la integración de la información.

3.3 Sección tipo en el borde noreste de México y zona noroeste del GdM

La sección base de este trabajo se muestra en la figura 3.2 fue tomada de Escalera (2010), tiene una dirección aproximadamente Este-Oeste, prácticamente paralela a la frontera México-Estados Unidos.

A lo largo de la sección se distinguen tres zonas:

- La zona de extensión se caracteriza por presentar fallas normales sub-paralelas, además de una zona con rotación de bloques a lo largo de fallas lítricas de bajo ángulo, también se reconocen estructuras de tipo graben (figura 3.2; Escalera, 2010; Eguiluz, 2011).
- La zona de traslación prácticamente está ausente, el área que correspondería a este rasgo se observa deformado, con presencia de pliegues amplios, diapiros, niveles de sal alóctona y con algunas fallas normales. Ésta pudo haber migrado conforme el avance de la sedimentación y por consiguiente de la deformación, modificando la zona con la presencia de nuevas estructuras (figura 3.2).
- La zona de acortamiento se caracteriza por pliegues de despegue imbricados o concéntricos y en ocasiones como *kink band*, cortados por fallas y cuya superficie de despegue es la capa de sal. Los picos de deformación, ocurren en respuesta a una mayor carga sedimentaria, la cual se presentó del Oligoceno Temprano al Mioceno por el aporte del Río Bravo (figura 3.2) (Galloway et al., 2000, 2011).

El área bajo estudio muestra una evolución geológica compleja que dificulta el estudio de estos sistemas. Durante el final del Cretácico fue afectada por una deformación por acortamiento regional que modificó la geometría del basamento y disparó la sedimentación en el delta progradante (Orogenia Laramide), generando gran acumulación de sedimentos en los depocentros y provocando el avance de la deformación hacia el frente (Eguiluz, 2011). Además se ha propuesto que la zona se encuentra afectada por fallas con desplazamiento lateral-derecho que operaron durante el Cenozoico (Le Roy & Ranging, 2008).

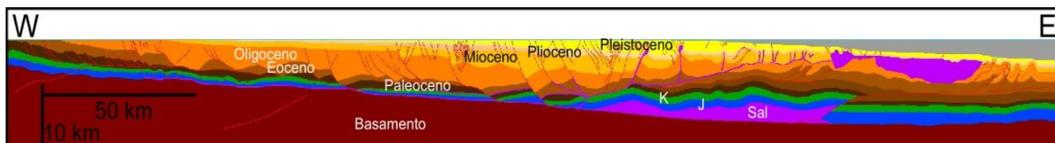


Figura 3.2. Sección geológica representativa de los sistemas de deformación por gravedad que ocurren en la zona. En esta sección que se utilizó como base para este trabajo, se observan las características de extensión hacia la parte trasera (W), y de acortamiento hacia el frente (E). El rango de colores va de acuerdo con la edad estratigráfica. El basamento está representado en colores rojos, el horizonte morado corresponde a la sal, tanto en su nivel original como a la que ha sido movilizada, a través de diapiros y/o canopies, la capa azul representa las rocas del Jurásico (J), en verde Cretácico (K). Las rocas del Paleógeno en colores café y en naranja y amarillo el Neógeno. Sección interpretada por Pemex y presentada en Escalera (2010).

3.4 Evolución Tectónica del Golfo de México y Estratigrafía de la Cuenca de Burgos y el Cinturón Plegado Perdido

La evolución geológica y paleogeográfica del margen pasivo del GdM, en la parte sur de Estados Unidos y noreste de México está caracterizada por episodios de sedimentación en un sistema de deltas fluviales que han aportado material desde el Paleoceno (figura 3.3; Galloway et al., 2000, 2011). La estructura de esta zona ha sido ampliamente estudiada a partir de la interpretación de secciones sísmicas (Peel et al., 1995; Fiduk et al., 1999; Trugill et al., 1999; Rowan et al., 2000, 2004; Camerlo & Benson, 2006; Waller, 2007; Escalera, 2010), datos paleomagnéticos (Bird et al., 2005), estratigrafía de pozos petroleros (Fiduk et al., 1999).

Además, existen una buena cantidad de trabajos que integran el conocimiento de esta zona en modelos de evolución tectónica desde la separación de Pangea (Dickinson & Lawton, 2001; Goldhammer et al., 1999, 2001; Pindell et al., 2006; Pindell & Kennan 2009) y en modelos numéricos (Gradmann et al., 2009) y analógicos (Rowan et al., 2000, 2004; Grando & McClay, 2004; Vendeville, 2005; Brun & Fort, 2011).

En este subcapítulo se presenta un resumen de los principales episodios geológicos que han actuado sobre la zona de estudio.

3.4.1 Pre-Jurásico-Jurásico Inferior

Durante el Triásico Tardío y Jurásico Temprano (221-190 Ma), comenzó la apertura en la parte norte del Atlántico (Pindell, 1993). Durante este tiempo se depositaron grandes espesores de lechos rojos continentales, los cuales son evidencia de la formación de fosas asociadas con la extensión continental (Goldhammer, 2001). En particular, estas secuencias se encuentran bien preservadas en la zona continental, como en el anticlinorio Huizachal-Peregrina (Zhou et al., 2006) en Tamaulipas, además de Galeana y Aramberri (Michalzik, 1991) en Nuevo León. Es incierto si estas secuencias se pueden haber depositado por debajo de las secuencias salinas jurásicas del Golfo, puesto que en esta zona no están completamente reconocidas las rocas del basamento.

Para la CB dentro de la secuencia del basamento se reconocen rocas sedimentarias de ambiente continental, (figura 3.5; Salvador, 1987). Este basamento se ha interpretado con una suave inclinación hacia el oriente y el noreste (Eguíluz, 2011).

En la zona profunda del GdM se considera un basamento heterogéneo anterior al Jurásico, que se compone de rocas metamórficas e ígneas (figura 3.7). Posteriormente se infiere la presencia de una secuencia de lechos rojos, rocas volcánicas, algunos intrusivos y posiblemente, sedimentos lacustres que corresponden a una corteza transicional (Fiduk et al., 1999).

3.4.2 Jurásico Medio

Durante el Jurásico Medio (~164-159 Ma; Calloviano), la extensión continuó y se depositaron secuencias de capas de sal en las fosas del *rift*, debido a las condiciones presentes: circulación restringida, alta evaporación, zonas someras y condiciones de subsidencia lenta (Goldhammer, 2001). El depósito continuo de sal terminó al inicio del Jurásico Superior (157 Ma) (Salvador, 1991), al registrarse condiciones de mayor circulación de agua marina. El desarrollo de una zona de dorsal oceánica en la parte central del incipiente GdM provocó que el paquete salino fuera separado en dos provincias (Pindell, 1993): 1) la provincia Louann, que se encuentra en el borde noroeste (costa de Texas, Louisiana y Tamaulipas) y 2) la provincia de Campeche (costas de Tabasco y Campeche). Al interior del continente se depositaron capas de evaporitas-carbonatos denominados como Minas Viejas-Olvido (Goldhammer, 2001) en condiciones de sabhka, en toda la región noreste de México.

Para la CB el primer paquete que se depositó sobre el basamento corresponde a una secuencia de rocas clásticas, areniscas, limolitas y conglomerados, conocidos como Lechos Rojos, (figuras 3.5 y 3.6; Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). Sobreyaciendo a esa secuencia y de edad Calloviano se reconoce una secuencia caracterizado por evaporitas denominada como Metate (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011).

En la zona del GdM durante el Jurásico Medio se depositaron grandes secuencias de sal, yeso y/o anhidrita precipitados en una unidad de evaporitas (figura 3.7), conocida actualmente como Louann para la parte noroeste del GdM (Fiduk et al., 1999).

3.4.3 Jurásico Superior

La evolución geológica del Jurásico Superior está marcada por un periodo de transgresión marina, y sólo las áreas más altas se mantuvieron sobre el nivel del mar (Alto de Coahuila, Arco de Tamaulipas). La erosión de estas áreas produjo sedimentos clásticos en las zonas proximales. En las zonas distales se depositaron secuencias de carbonatos que se observan en el borde continental actual.

En la CB la primera secuencia reconocida para este tiempo se denomina Novillo caracterizada lutitas y calizas, a las que se les asigna una edad del Oxfordiano (figura 3.5; Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). Después se acumularon paquetes de evaporitas y calizas de alta energía denominada como Olvido (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). Hacia el final de Jurásico se depositaron lutitas y calizas ricas en materia orgánica (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011).

Para el CPP a finales del Jurásico Superior se presentaron secuencias clásticas (figura 3.7), capas de carbonatos que varían de ambientes de profundidades moderadas a altas y calizas ricas en materia orgánica lodosas, margas y lutitas (Fiduk et al., 1999).

3.4.4 Cretácico Temprano

Durante este tiempo terminó la generación de corteza oceánica y la apertura del GdM, se continuaron depositando secuencias clásticas que van variando paulatinamente a secuencias con mayor presencia de carbonatos al continuar el proceso de transgresión hacia el continente (Salvador, 1991).

Para el "Cretácico Medio" (Aptiano-Albiano) se desarrollaron grandes plataformas carbonatadas (Plataforma Valles-San Luis Potosí, El Doctor, Faja de Oro, Coahuila, y Sligo-Comanche) en los márgenes del GdM (Lehemann et al., 2000).

Al inicio del Cretácico en la CB se generó el depósito de carbonatos micríticos de ambiente profundo (figuras 3.5 y 3.6 Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). La Formación Tamaulipas Inferior consiste de calizas con algunas intercalaciones de lutita que varían hacia su cima a rocas pelíticas caracterizadas por lutitas con algunos bancos de margas. La última formación durante el Cretácico Inferior se denomina Tamaulipas Superior, la cual se constituye de carbonatos profundos con intercalaciones menores de lutita (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011).

En la parte profunda del GdM se depositaron gruesas capas de calizas posiblemente en altos estructurales, además están presentes flujos de detritos (figura 3.7 y 3.8; Fiduk et al., 1999). En la parte intermedia del Cretácico Inferior se depositaron secuencias de rocas tipo *mudstone* limosas con presencia de materia orgánica que marcan un pequeño episodio de regresión (Fiduk et al., 1999). A finales del Cretácico Inferior, se depositaron nuevamente secuencias de calizas de ambientes profundas correspondiendo a condiciones abiertas (Fiduk et al., 1999).

3.4.5 Cretácico Superior-Eoceno (Orogenia Laramide)

Durante el Cretácico Superior (100-66 Ma.), predominaron facies pelágicas pero también continuó el depósito de carbonatos. Posteriormente, se inició el proceso de regresión que aumentó la presencia de sedimentos clásticos (Goldhammer, 2001), este proceso empezó a configurar la geografía actual del borde noreste de México.

Al final del Cretácico y en el Eoceno Temprano (89-49 Ma.) se inició el levantamiento regional más importante en el noreste de México, conocido como Orogenia Laramide (Eguiluz et al., 2000). Esta deformación generó sistemas de pliegues y cabalgaduras con vergencia hacia el oriente, y una cadena montañosa que se denomina Sierra Madre Oriental (SMO, Eguiluz et al., 2000). Estos levantamientos laramídicos han generado grandes cantidades de sedimentos clásticos terrígenos hacia la región noroeste del GdM (Galloway et al., 2000, 2011).

Este tiempo dominaron los sedimentos siliciclásticos y terrígenos, asociados a la erosión del frente de la SMO (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). Dentro de las unidades reconocidas para este tiempo se distinguen: Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez (Figura 3.5).

La primera se caracteriza por el depósito de rocas carbonatadas con mayor presencia de margas y pedernal. Para la Formación Agua Nueva se depositaron calizas arcillosas y margas con algunas intercalaciones de lutitas carbonosas. La Formación San Felipe presenta una mayor concentración de sedimentos siliciclásticos. Durante la parte final del Cretácico Superior se depositó la Formación Méndez, definida como una secuencia de calizas arcillosas y lutitas, (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). Las secuencias estratigráficas del Paleoceno-Eoceno se distinguen por formaciones areno-arcillosas en las cuales cambia la relación entre las lutitas y areniscas: formación Midway, Wilcox, Queen City, Weches, Cook Mountain; Yegua, Jackson (figuras 3.7 y 3.8).

En la parte profunda del GdM el Cretácico Superior se caracteriza por la presencia de carbonatos. Además se depositaron sedimentos pelágicos ricos en materia orgánica (Fiduk et al., 1999). Al final del Cretácico se presentaron secuencias carbonatadas mixtas y sedimentos de origen pelágico y hemipelágico de mar profundo (Fiduk et al., 1999). En el Paleoceno se presentaron secuencias turbidíticas y siliclasticas con presencia de depósitos pelágicos y hemipelágicos de la Formación Wilcox Inferior (Fiduk et al., 1999). Durante el Eoceno continuó el depósito de la Formación Wilcox Superior con el aumento de sedimentos de mar profundo pelágicos y hemipelágicos, además se interpreta una disminución en el contenido de los sedimentos siliciclásticos gruesos (figuras 3.7 y 3.8; Fiduk et al., 1999).

3.4.6 Oligoceno-Reciente

Durante el resto del Cenozoico, dominó el aporte de sedimentos terrígenos y sedimentos clásticos hacia el borde noroeste de la cuenca del GdM (Galloway et al., 2000, 2011), lo que propició un avance rápido de la línea de costa hacia la cuenca. La CB se formó en la zona de antepais del frente orogénico geomorfológico, por la influencia de cambios eustáticos (Echanove, 1986) y probablemente por el colapso gravitacional posterior a la orogenia, en el Paleoceno (Pemex, 2008). La Cuenca de Burgos está caracterizada por la presencia de fallas normales con buzamiento hacia el oriente (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Pemex, 2008 figura 3.6). Durante el Oligoceno debido a la gran acumulación de sedimentos clásticos se presentó una movilización masiva de la sal (Pemex, 2008). La carga sedimentaria se generó a partir de tres grandes ambientes fluviales (Bravo, Houston y Mississippi; Galloway et al., 2000, 2011) que repercutieron en la deformación gravitacional durante el Oligoceno y hasta el Plioceno. La acumulación principal de sedimentos del Río Bravo se ha reconocido para el Oligoceno-Mioceno (Galloway et al., 2000, 2011) coincidiendo con el pico en la deformación de las estructuras dentro del CPP (figura 3.4).

Un evento regional importante durante este tiempo fue el emplazamiento de volcanismo con cuerpos de sienita nefelínica y monzoníticos, de la denominada Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM, Robin, 1981; Viera et al., 2009), lo que produjo una exhumación de la cobertura. Del Plioceno al Reciente el Río Mississippi ha aportado la mayor parte de los sedimentos a la cuenca del GdM (Brun & Fort, 2011). El Bravo termino de aportar la mayor carga sedimentaria en el Mioceno que coincide aproximadamente con la terminación de la deformación por acortamiento del cinturón plegado en la parte profunda del GdM (Galloway et al., 2000, 2011).

Durante el Oligoceno se depositó la Formación Vicksburg caracterizada por una secuencia de lutitas y areniscas, con tobas intercaladas (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). La parte intermedia y superior del Oligoceno se compone de depósitos del Sistema Sedimentario Frío continental y Frío marino (denominados como Formación Frío No Marino y Frío Marino respectivamente; figuras 3.5 y 3.6; Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). En el Mioceno una nueva transgresión invadió al continente representado por la Formación Anáhuac, seguido por una progradación franca hacia el oriente que corresponde con las formaciones de ambiente fluvial Catahoula, Oakville, Lagarto y Goliad compuestas por unidades estratigráficas de ciclos de lutita y arenisca que progradan al oriente, con incremento de espesor en su actual margen continental y extensión en su plataforma marina (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011).

En la parte profunda del GdM para el Oligoceno debido también al volcanismo de la PAOM se presentó un levantamiento de la parte continental propiciando un mayor aporte de sedimentos del Río Bravo hacia el GdM (figura 3.7; Galloway et al., 2000, 2011). Las secuencias sedimentarias para este tiempo están representadas por turbiditas de la Formación Vicksburg (Fiduk et al., 1999). El influjo del material volcánico se incrementó notablemente en el Oligoceno Medio-Superior cuando se depositaron las Formaciones Frío Marino y Frío No Marino (Fiduk et al., 1999). En el Mioceno la Formación Oakville refleja una mayor progradación de los sedimentos debido a la retirada del mar. Estos depósitos se asocian a flujos por gravedad/turbiditas y localmente a deslizamientos (Fiduk et al., 1999). La secuencia del Plioceno-Reciente se define por la presencia de sedimentos provenientes de abanicos aluviales submarinos siliciclasticos, deslizamientos, y depósitos hemipelágicos (Fiduk et al., 1999).

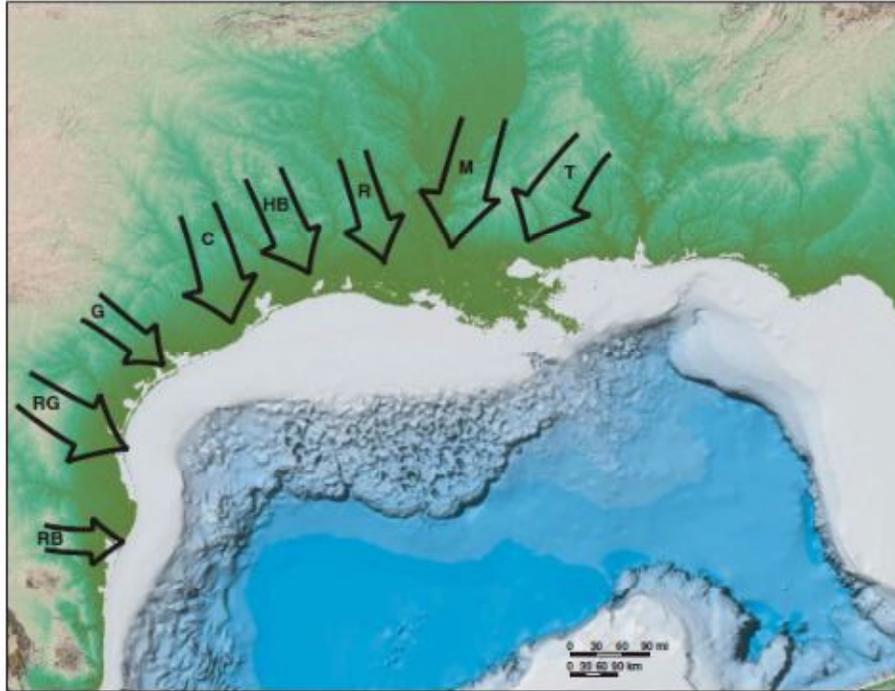


Figura 3.3. Localización geográfica de los ambientes fluviales para el Cenozoico en el noroeste del Golfo de México proyectada sobre un modelo de elevación digital. La clave para los sistemas de deltas que aportaban sedimentos a la cuenca del GdM es: RB–Río Bravo; RG–Río Grande; G–Guadalupe; C–Colorado; HB–Houston-Brazos; R–Red; M–Mississippi; T–Tennessee. Tomado de Galloway et al. (2011). Es de notar en este mapa que el mayor de sedimentos hacia la cuenca del Golfo de México se presentó en la parte estadounidense y disminuye hacia la parte mexicana. Las áreas que se aprecian rugosas al frente de las zonas de plataforma continental (color blanco) corresponden mayormente a la presencia de sal alóctona en el lecho marino formando canopies.

En la actualidad la zona del GdM se considera como un margen pasivo sin deformación. Sin embargo, el aporte de sedimentos hacia la cuenca, puede estar reactivando o formando nuevas estructuras en la zona.

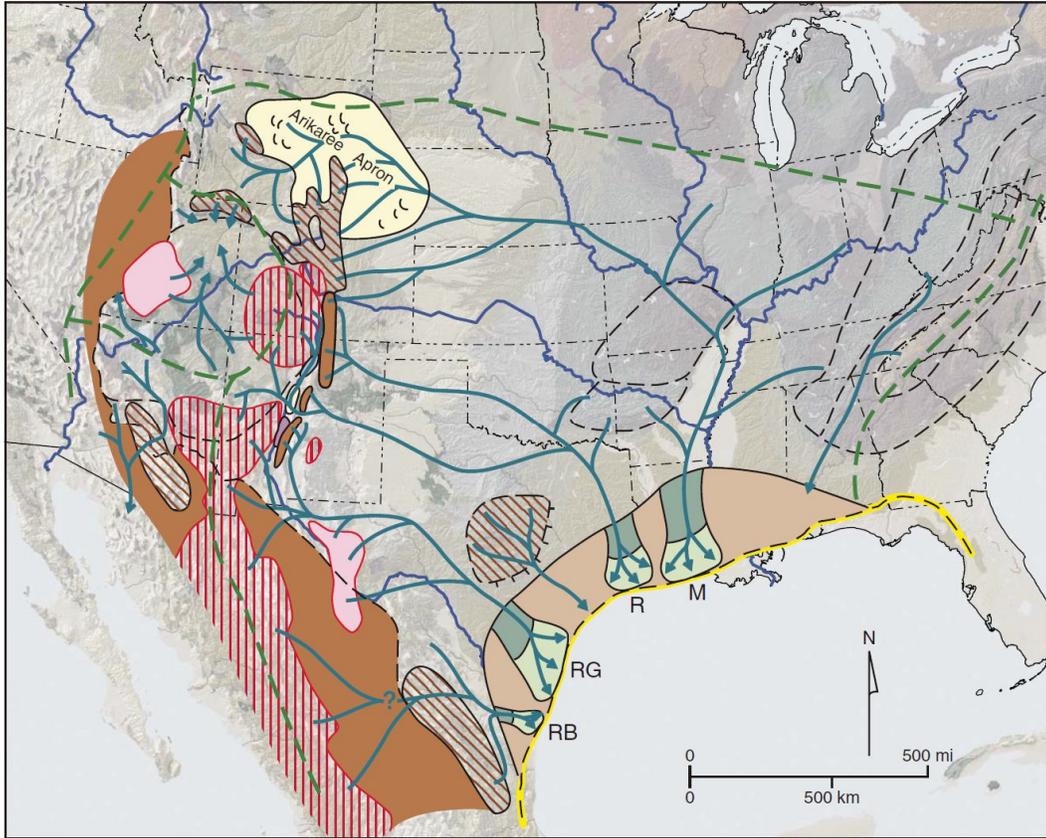


Figura 3.4. Paleogeografía para el sureste de Estados Unidos y el Norte de México para el Mioceno Temprano con el aporte hacia la cuenca de los Ríos Bravo, Grande, Red y Mississippi. La línea amarilla punteada representa el máximo avance de los sedimentos deltaicos, las líneas verdes refieren el drenaje de los ríos durante el Mioceno, mientras que las azules representan el drenaje actual. El área color rosa pálido que rodea a los deltas de los ríos representa la planicie de depósito. Las zonas sombreadas con líneas negras representan áreas de relieve moderado, mientras que en color café zonas de alto relieve. El área achurada roja representa complejos volcánicos. Las áreas rosas representan los centros volcánicos activos en ese tiempo. La línea verde delimita ríos que tuvieron aporte de sedimentos hacia el Golfo de México. Tomado de Galloway et al. 2011. Es de resaltar como el mayor aporte de sedimentos para este tiempo fue a lo largo del delta del Río Grande que junto con el delta del Río Bravo depositaron una mayor carga en la cuenca.

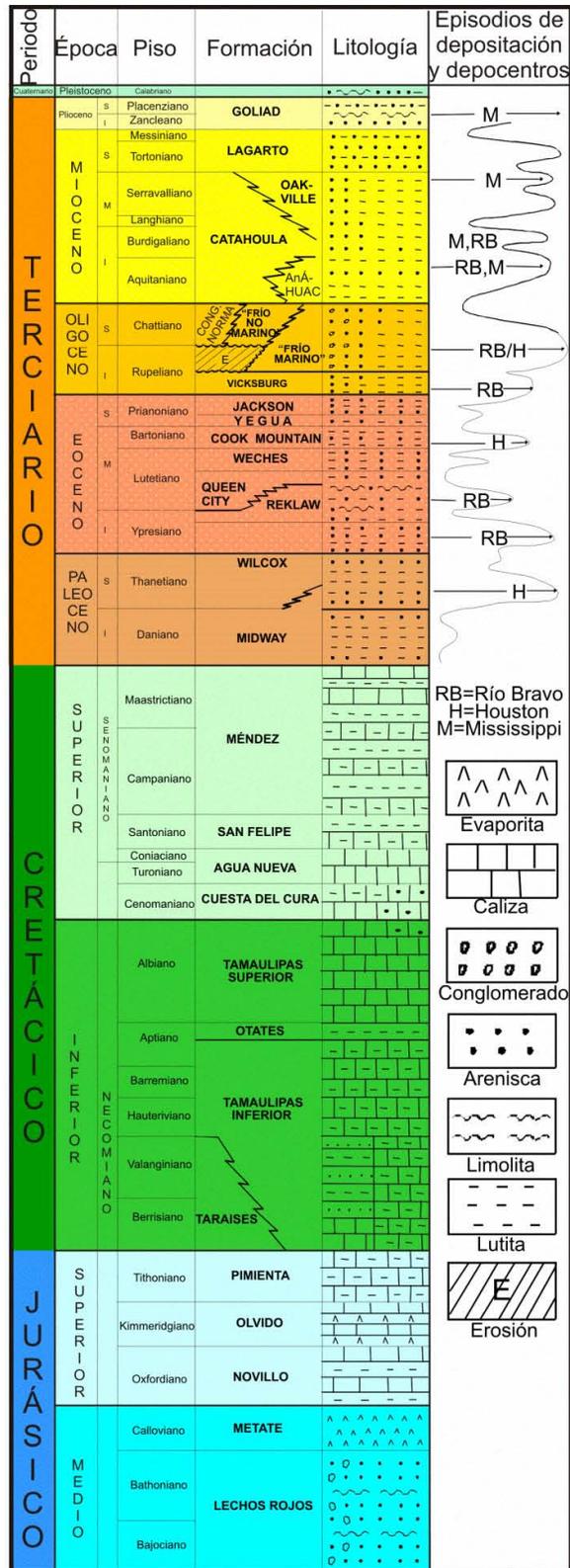


Figura 3.5. Columna estratigráfica de las formaciones del Mesozoico y Cenozoico en la Cuenca de Burgos, con influencia de rocas evaporíticas y carbonatadas para el Jurásico, mayor presencia de rocas carbonatadas y silicásticas en el Cretácico y gran presencia de rocas terrígenas y de ambientes fluviales durante el Paleoceno y hasta el Reciente. Los episodios de depositación se refieren al tiempo durante el cual se presentó la mayor carga sedimentaria en la cuenca del Golfo de México, asociado a cada uno de los ambientes fluviales.

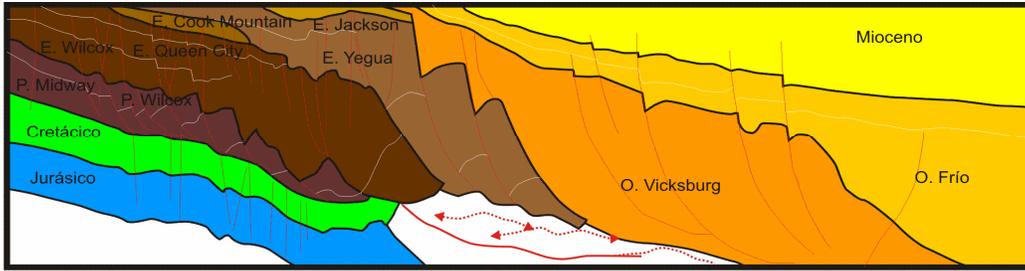


Figura 3.6. Sección esquemática de la Cuenca de Burgos, (las líneas rojas indican fallas mientras que los horizontes blancos representan indicadores de la estratigrafía). En la parte izquierda de la secuencia donde se reconoce la secuencia Jurásico-Cretácico el despegue se da entre las capas del Cretácico-Paleoceno, mientras que en la derecha de la sección el despegue se define a partir de la capa de sal jurásica. Modificada de Ortiz – Ubilla & Tolson, (2004) Escalera, (2010).

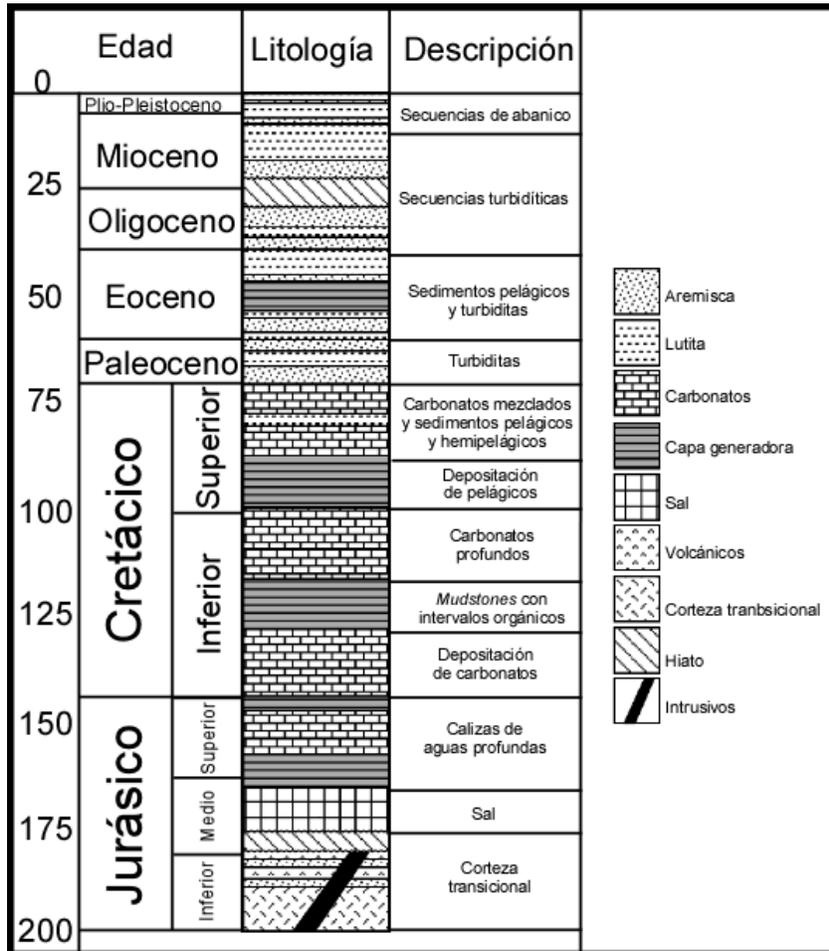


Figura 3.7. Columna estratigráfica generalizada de la parte norte del CPP. En esta columna se observa una mayor presencia de sedimentos pelágicos y de turbiditas en la cuenca del Golfo de México, los cuales en la parte profunda rellenan las crestas de los pliegues (Modificada de Fiduk et al., 1999).

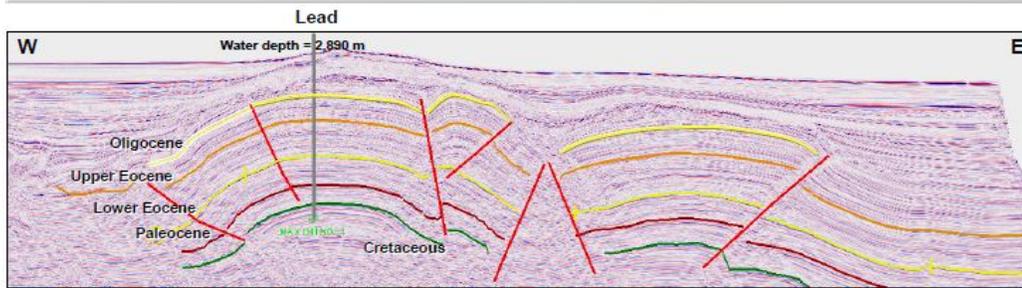


Figura 3.8. Sección geológica interpretada a partir de una sección sísmica dentro del Cinturón Plegado Perdido en la parte profunda del Golfo de México, se observa una secuencia plegada que involucra a las capas del Cretácico. La estratigrafía se ha interpolado a partir del pozo Lead (tomada de www.pemex.com/files/content/deepwater_0905071.pdf, consultado el 12/03/12)

3.5 Secciones geológicas disponibles

Han sido realizadas considerables campañas de levantamiento sísmico en la parte noroeste del GdM tanto en el territorio que corresponde a México como a Estados Unidos; sin embargo, gran parte de ella se encuentra en archivos inéditos y reportes técnicos de las compañías petroleras. Por lo anterior, se realizó una exhaustiva búsqueda de artículos, informes y memorias de congresos, disponibles en la red, así como de informes de Pemex, para lograr una base de datos confiable. La información encontrada en línea está referida con la liga donde se encontró, además de la fecha en que se consultó.

Dentro de las secciones regionales disponibles se pueden referir las obtenidas por Peel et al. (1995); Trudgill et al. (1999); Rowan et al. (2000, 2004); Radovich et al. (2007b); Le Roy & Ranging, (2008); Escalera (2010).

La metodología para incluir las secciones geológicas dentro de una base de datos digital, consistió primeramente en buscar la información disponible en la red. Después, las trazas de las secciones fueron dibujadas en Google Earth, colocando las imágenes de las secciones en este software y exportándolas en formato kmz. Posteriormente, se abrieron con Global Mapper v11.0 y las secciones fueron convertidas a shapefile. Del software GeoMap 3.1.6 se obtuvo una imagen de referencia de la zona, que se exportó como un archivo geotiff, y exportado de nueva cuenta como geotiff. Estos dos archivos (imagen en geotiff y archivo shapefile) fueron abiertos en ArcGis 9, para añadirle el campo de coordenadas y alguna edición extra, este nuevo archivo se guardó como emf (enhanced metafile). Finalmente se importó en Corel X4 para finalizar el proceso de edición de la imagen resultante como se muestra en la figura 3.9, donde se presenta la ubicación de las secciones relevantes que cubren toda la zona de interés en la parte estadounidense y la parte mexicana, en el borde noroeste del GdM. En la figura 3.10 se muestra la leyenda de colores empleada para la división lito-estratigráfica de las secciones presentadas.

La sección geológica presentada por Peel, et al. (1995; figura 3.10 a), se extiende desde la zona de planicie costera en la parte continental del estado de Texas hasta el Cañón de Alaminos, llegando a la parte mexicana dentro del GdM. Los elementos presentes son descritos a partir de Peel et al. (1995).

En el noroeste se observa un sistema de fallas normales de crecimiento que involucra capas del Jurásico-Cretácico, que tiene como superficie de despegue la cima del basamento.

Por encima de las capas del Jurásico-Cretácico y en dirección hacia el sureste se observa un sistema con fallas normales de crecimiento que involucra la secuencia del Paleoceno-Eoceno y la parte inferior del Oligoceno-Mioceno. De acuerdo con Peel et al. (1995) se calcula una extensión total de al menos 50 km durante el Eoceno Medio-Oligoceno.

Se interpretan varias fallas con actividad para el Oligoceno-Mioceno que cortan el nivel de la sal autóctona. Estas fallas formaron una soldadura, propiciando que cuerpos de sal ascendieran desde ahí, formando canopies en el Eoceno-Oligoceno. La cantidad de extensión para el Mioceno Temprano-Medio se calcula en 10 km.

En la zona de pendiente media se observan tres estilos estructurales: a) El intervalo Jurásico Superior-Cretácico y posiblemente el Eoceno Inferior con pliegues amplios. b) El paquete Oligoceno-Mioceno está intensamente deformado y se ha interpretado como un pliegue fuertemente acortado, y un cinturón de pliegues sobre un canopy más viejo. c) Se observan algunos cuerpos de sal que ascienden desde el nivel de despegue que formaron soldaduras. La edad de esta deformación no es precisa, pero parece tener su mayor efecto en el Oligoceno Tardío. Estos pliegues son cubiertos por una cubierta Plioceno-Pleistoceno con poca deformación.

En la parte más sureste de la sección se observa un canopy de sal estrecho, mientras que al final de la sección se encuentra el CPP, que corresponde a una amplia zona de anticlinales con dirección noreste-suroeste. Peel et al. (1995) interpretan la edad de este cinturón como Oligoceno Tardío-Mioceno Medio basados en la edad de los horizontes más viejos que cubre a los pliegues.

Otra de las secciones disponibles para la parte noroeste del GdM corresponde a la presentada por Radovich et al. (2007b; figura 3.10 b), la cual sigue una dirección NW-SE y es muy similar en su orientación con respecto a la presentada por Peel et al. (1995).

En la parte más noroeste de la sección en la zona continental, se define una deformación con fallas normales que afecta a la secuencia Jurásico-Cretácico, además, en la cima del basamento se observan algunos bloques aislados de sal y soldaduras. Hacia el sureste se aprecia una deformación más intensa para el Paleoceno-Eoceno, conforme se avanza hacia la cuenca, la deformación extensional más importante se encuentra en la secuencia del Oligoceno-Mioceno. Aquí se concentran los mayores desplazamientos a lo largo de las fallas con rotación de bloques con desplazamientos que alcanzan hasta la cima del basamento formando soldaduras.

En la parte central de la sección se observan algunos cuerpos pequeños de sal emplazados dentro de la secuencia del Oligoceno-Mioceno, por debajo de estos cuerpos la secuencia desde el Jurásico y hasta el Eoceno está plegada. Avanzando hacia la cuenca los cuerpos de sal son de mayores dimensiones reconociéndose como canopies, además que ya toda la secuencia hasta el Mioceno está plegada.

La última estructura corresponde al CPP, que se caracteriza (en esta sección) por cuatro pliegues mayores, que están nucleados por sal, correspondiendo a pliegues suaves y concéntricos.

La tercera sección presentada (figura 3.10 c) fue primeramente publicada por Peel et al. (1995), y posteriormente retomada por Rowan et al. (2000, 2004) comienza en el sur de la línea de costa de Texas, cruza la plataforma actual en el norte de la Isla del Padre en Texas, continúa a través de la zona de talud, para después llegar al cañón Alaminos y se interna en aguas de México.

En el borde este de la sección se halla un conjunto de fallas de crecimiento con inclinación hacia la cuenca que desplazan bloques hasta el Jurásico-Cretácico. En dirección hacia el oeste, las fallas afectan a las secuencias del Oligoceno-Mioceno y el Plioceno hasta el Reciente. Después se interpreta un diapiro que llega hasta la última secuencia lito-estratigráfica. Estas fallas acomodan cerca de 20 kilómetros de extensión (Rowan et al., 2000, 2004).

En la parte intermedia de la sección se halla un sistema de pliegues de película delgada, que corresponde al CPP1, su pico en la deformación se ha reconocido para el Oligoceno Tardío-Mioceno Medio (Peel et al., 1995).

En la zona posterior en dirección hacia la cuenca se observan canopies y láminas de sal los cuales fueron emplazados durante el Eoceno Tardío-Mioceno Medio. Éstos aparentan provenir de uno canopy más viejo (Peel et al., 1995).

El CPP se interpreta con una edad Oligoceno Tardío-Mioceno, similar en edad al CPPI, pero generado a partir de un despegue de la secuencia de las capas de sal jurásica Louann.

En la parte que corresponde a México se han podido recopilar tres secciones geológicas regionales disponibles en línea: a) una primera sección con una dirección ~E-W ubicada en la parte noreste del territorio mexicano, que se extiende desde la CB en el estado de Nuevo León y cruza por el estado de Tamaulipas, hasta internarse en la zona de plataforma continental y finalmente en las aguas profundas dentro del CPP en la parte mexicana (figura 3.10 d); b) una segunda sección con una dirección E-W que tiene su trazo en la parte central del estado de Tamaulipas, inicia muy cerca a la costa y se interna hasta aguas profundas en la parte mexicana del CPP (figura 3.9); c) una tercera sección con un trazo similar a la segunda, pero que cambia dirección en la zona de plataforma continental con un rumbo NW-SE, prácticamente ya hacia la terminación del rasgo del cinturón de pliegues y cabalgaduras (3.10 f). Además se han encontrado dos secciones más disponibles, pero éstas se ubican en la parte de Cordilleras Mexicana, esta zona se caracteriza por no presentar sal, además los despegues están definidos sobre lutitas del Paleógeno (Trudgill et al., 1999). Una de estas secciones puede ser consultada en el libro de resúmenes de la reunión de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 2007 (figura 3.10 f) en la dirección: <http://www.amgp.org/ws/images/stories/symposium/SimposioAMGPPlaysTampico.pdf>, mientras que a otra se encuentra en Trudgill et al. (1999).

La primera de las secciones geológicas disponibles encontradas, forma parte de un texto sometido a la Academia de Ingeniería, Escalera (2010). La sección sigue una dirección general W-E, empezando en el estado de Nuevo León, para después continuar en el estado de Tamaulipas, delimitando el límite norte de la CB (figura 3.10 d). Sigue un rumbo SW-NE en su parte oeste, después cambia a una dirección W-E, en paralelo a la frontera entre México-Estados Unidos, y en la parte marina después de la plataforma cambia a una dirección NW-SE. La sección geológica puede encontrarse en línea en la dirección: <http://academiadeingenieriademexico.mx/archivos/ingresos/escalera/Estrategia%20logros%20y%20desafios%20de%20la%20exploracion%20petrolera%20en%20Mexico.pdf> consultado el 4/03/12

La sección en la zona continental presenta fallas sub-verticales que afectan a las capas del Paleoceno-Eoceno. Las capas del Jurásico-Cretácico por su parte, se observan con poca deformación.

La segunda zona se define por la presencia de fallas con rotación de bloques la cual es más extensa que la primera, la rotación afecta principalmente rocas del Paleoceno-Eoceno pero, conforme se avanza hacia la cuenca estas fallas afectan las capas del Oligoceno-Mioceno, en esta parte de la sección se especula la existencia de soldaduras.

La parte más central se compone de un sistema de pliegues que están nucleados por la capa de sal ensanchada hacia el frente, la deformación incluye rocas de edades del Mioceno. Además se interpreta la presencia de diapiros, sin embargo, esta zona de pliegues podría haberse formado debido a canopies de la sal alóctona, y no correspondería a un sistema de pliegues que involucre rocas jurásicas, o puede ser producto de un despegue más superior, pero controlado por lutitas. Esta zona puede ser co-relacionable a reservas con el CPPI, y en la parte mexicana se denomina como Delta del Río Bravo.

La zona con canopies también se ve en la interpretación de esta sección que son cubiertos por sedimentos del Pleistoceno-Holoceno. Esta zona de gran presencia de sal, podría estar enmascarando la presencia de pliegues en la parte más profunda en esta zona de la sección.

La última estructura y reconocida en la sección corresponde al CPP, que se define por la presencia de cuatro pliegues, a diferencia de secciones en EU, donde se reconocen hasta 8 pliegues (Trudgill et al., 1999; Camerlo & Benson, 2006). Es factible que por debajo de la sal se encuentran más pliegues. Sin embargo, no se observa un nivel de despegue que haya favorecido la generación de estos pliegues.

La sección presentada en la página oficial de Pemex (consultado el 14/03/12) http://www.pemex.com/files/content/deepwater_0905071.pdf que presenta la estrategia de exploración de aguas profundas en la parte mexicana (figura 3.9). No se interpretan las capas lito-estratigráficas, solamente se pueden observar las fallas normales con rotación de bloques hacia la zona de plataforma continental por encima de una capa de sal (representada por el horizonte azul). Hacia el frente se observan los sistemas de pliegues y cabalgaduras de la continuación del CPP, a partir de una falla inversa horizontal. Esta interpretación difiere de las secciones para Estados Unidos, donde los sistemas de pliegues y cabalgaduras presentan sal como capa de despegue.

 **Regional geochemical modeling has identified the source rock, and the expected hydrocarbons**

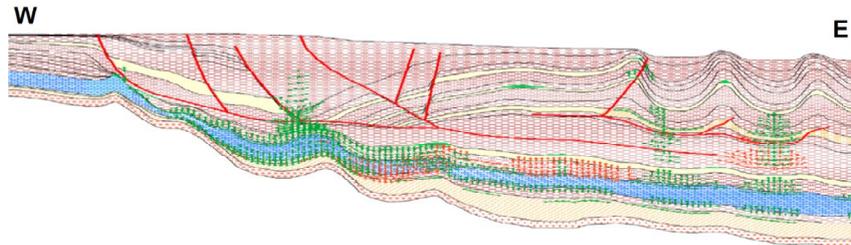


Figura 3.9. En la sección se ejemplifica en azul la sal y la parte superior representa toda la secuencia Jurásico Superior-Reciente. La imagen se presenta como se encuentra en formato pdf de Pemex. Ver figura 3.10 para localización. Nótese que a diferencia de la figura anterior (3.8) la secuencia que podría corresponder al Cretácico no está plegada. Estos aspectos son los que han llevado a inconsistencias en las interpretaciones de las secciones.

La última sección presentada y que cubre la zona de interés se encuentra en la dirección <http://www.amgp.org/ws/images/stories/simposio/SimposioAMGPPlaysTampico.pdf>, revisado el 4/03/12, (figura 3.10 e).

La sección comienza en la parte centro-este del estado de Tamaulipas, para después internarse en la zona de plataforma y cuenca del GdM. En la parte oeste de la sección se observa un bloque aislado de rocas triásicas, que se encuentra en contacto con el basamento. Además se observa un aumento en el espesor de las capas desde la parte continental hacia la parte marina de la sección (W-E), mayormente en las capas del Paleoceno-Eoceno y Oligoceno-Mioceno. La presencia de sal en esta parte del GdM es limitada, si se compara con las secciones anteriores presentadas en este trabajo.

Se observa un aumento en el desplazamiento de los bloques hacia la parte este de la sección. Estas fallas lístricas afectan rocas más jóvenes conforme se avanza hacia la cuenca. En su primera parte desplazan rocas del Paleoceno-Eoceno, y posteriormente rocas del Oligoceno-Mioceno.

En la parte central de la sección los paquetes de rocas del Plioceno-Pleistoceno se observan afectados por fallas normales sub-verticales con rotación de bloques, además, se observan los efectos de la retirada de la sal debido a la carga sedimentaria. Lo anterior genera hacia la porción oriental zonas de despegue someras que separan las familias de fallas lístricas con crecimiento que varían desde el Mioceno Inferior hasta el Plio-Pleistoceno.

La parte más frontal de la sección se observa con presencia de sal, la cual fue evacuada y movilizada desde niveles más inferiores. Además, en la parte profunda está dominada por pliegues de despegue sobre la cima del Oligoceno.

A partir de la información presentada existen tres aspectos fundamentales que repercuten en los contrastes de interpretación en las secciones, a) la calidad de los datos sísmicos; b) las estructuras pre-existentes o cambios en la geometría del basamento; c) los cambios estratigráficos en las secciones. Hay que tomar en cuenta que alguna de la información está recopilada a partir de sísmica 2D y otras en 3D, además la resolución varía. Las diferencias estructurales marcan incoherencias en la deformación que ocurre en la zona. En la tabla 3.1 se muestran las principales diferencias halladas en las secciones

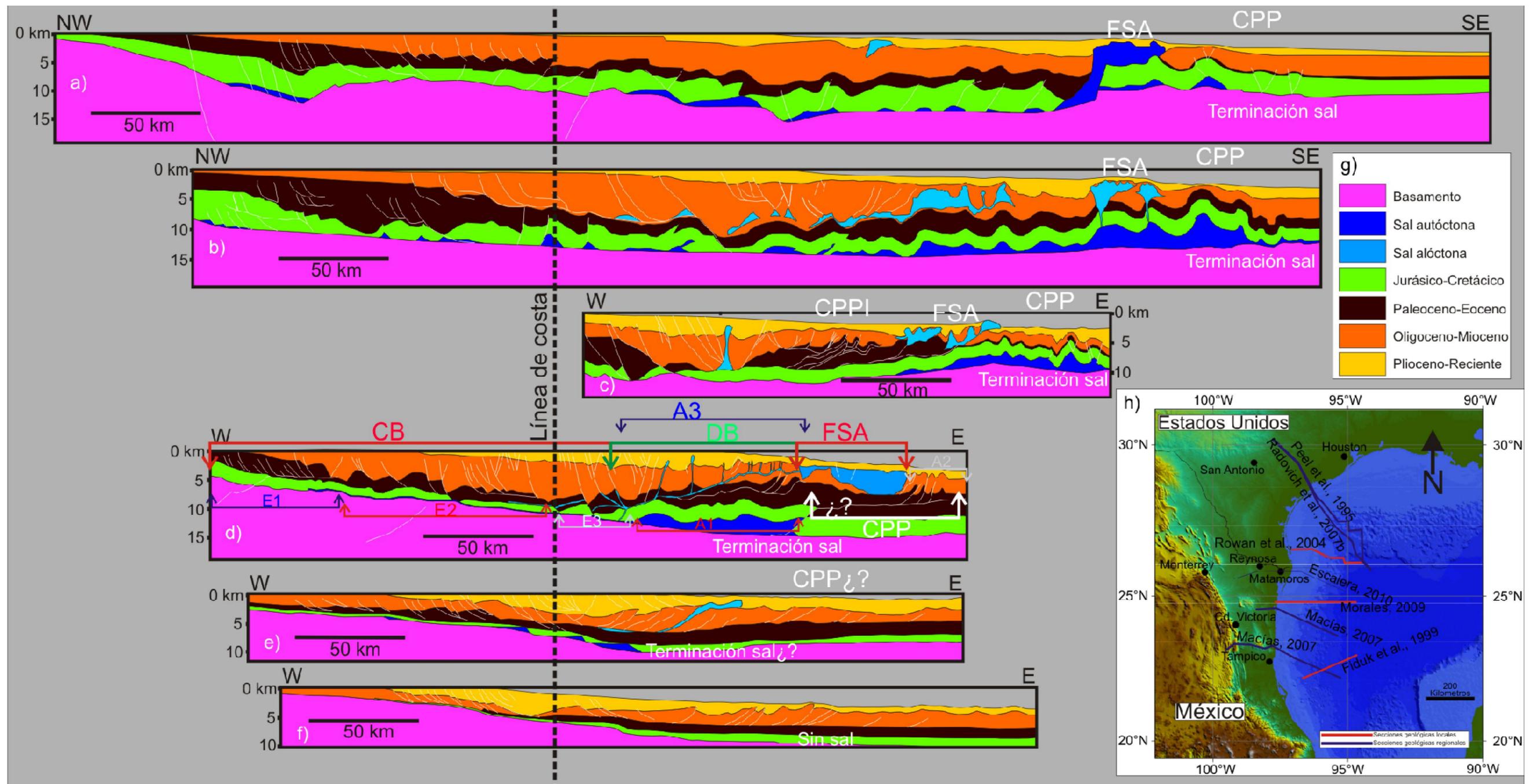


Figura 3.10. Compilación de secciones geológicas representativas de la zona (a-f), paleta de colores de las secciones con base en la división lito-estratigráfica (g) y mapa regional del área de estudio (h). La sección geológica a) corresponde a la presentada por Peel et al. (1995), la b) Radovich et al. (2007b), la c) Rowan et al. (2004), la d) Escalera (2010), mientras que e) y f) Macías (2007). FSA=Franja de Sal Alóctona, CPP=Cinturón Plegado Perdido, CPPI=Cinturón Plegado Puerto Isabel, CB=Cuenca de Burgos, DB=Delta del Bravo, los signos de interrogación (?) representan zonas en las cuales se tiene incertidumbre, por ejemplo, en la sección de Escalera (2010), corresponde a la posible existencia de pliegues por debajo de la FSA, mientras que en la sección e) (Macías, 2007) representa la posibilidad de que la terminación de la sal se encuentre más hacia el Este. Las líneas blancas en las secciones representan planos de falla. En el mapa regional de la zona h) el término regional se refiere cuando la sección inicia desde la zona continental, mientras que las secciones locales se ubican en la zona marina. En la sección de Escalera (2010), E1 se refiere a un evento de extensión que afectó principalmente a las capas del Paleoceno-Eoceno, E2 extensión durante el Oligoceno-Mioceno y un último evento de extensión E3 durante el Plioceno, A1 se refiere a un acortamiento afectando a las rocas del Paleoceno-Eoceno, A2 acortamiento durante el Oligoceno-Mioceno y un evento de acortamiento A3 que ha actuado posiblemente hasta el Reciente. Es de notar en las secciones: 1) una menor presencia de sal hacia la parte mexicana y 2) un cambio en la pendiente del basamento, ya que en la parte mexicana se observa con una inclinación regularmente constante hacia la cuenca. También es de resaltar la escala de la deformación dentro del CPP que en algunos casos alcanza hasta los 8 km, incluyendo la secuencia Jurásico-Mioceno.

3.6 Simplificación geológica y mecánica de las secuencias estratigráficas

Para los fines de esta tesis, la litoestratigrafía se agrupó en unidades con comportamiento mecánico similar, lo que permitió simplificar los procesos de deformación gravitacional en los experimentos. En la tabla 3.2 se muestran estos rasgos con algunas características adicionales. Se consideraron seis unidades:

- a) Basamento quebradizo compuesto por las unidades litoestratigráficas anteriores al Jurásico. La superficie de este basamento se caracteriza por presentar elevaciones y depresiones que algunos autores (e. g. Peel et al., 1995) han asociado a fallas normales que se produjeron durante el *rifting* Jurásico. Además, esta secuencia presenta una pendiente ligera (3°) inclinándose hacia la zona de cuenca, que abarca desde la zona continental hasta la zona de inicio de la sal alóctona.
- b) Capa de sal con comportamiento dúctil, la cual tiene un espesor variable. Hacia la zona continental se observa una zona sin precipitación de sal, después un área con un espesor de sal adelgazado y finalmente hacia el frente se observa fuertemente debido a la movilización del paquete de sal. Sin embargo, este paquete de sal no se distribuye en toda la cuenca, sino que presenta una terminación abrupta. La presencia de sal disminuye hacia la parte mexicana del GdM.
- c) Capa de pre-carga, compuesta por rocas clástico-carbonatadas del Jurásico Tardío y Cretácico. Estas unidades se depositaron de manera constante, por lo que son de espesor uniforme. No obstante, se presenta un ligero ensanchamiento hacia la cuenca localizado aproximadamente en el cambio de pendiente. La capa de pre-carga se ha interpretado sin deformación en la parte mexicana en la sección de Escalera (2010), mientras que en las secciones presentadas para la parte estadounidense (Peel et al., 1995; Rowan et al., 2000, 2004 y Radovich et al., 2007b), la secuencia de pre-carga se encuentra deformada.
- d) Un paquete del Paleoceno-Eoceno el cual se observa con un intenso fallamiento normal con rotación de bloques soldaduras. El fallamiento de la secuencia corresponde temporalmente con el inicio de la carga sedimentaria. Es importante resaltar la presencia dentro de este paquete de dos patrones de fallas, uno que se ubica en el continente con fallas sub-verticales influenciadas por una cuña friccional y otro más generado por una cuña dúctil, donde se aprecian los desplazamientos mayores a través de las fallas (Pemex, 2008; Eguluz, 2011).
- e) Una secuencia del Oligoceno-Mioceno, que es donde se observa el pico de mayor deformación de la secuencia con la formación de cinturones de pliegues y cabalgaduras. Una diferencia importante entre las secciones de Estados Unidos y México, es que en las primeras, la generación de estos pliegues tienen sal en su núcleo, mientras que en México se han interpretado despegados a través de una falla inversa que produjo el despegue de la secuencia sedimentaria y generó la deformación. También es importante resaltar, que la presencia de este sistema de pliegues disminuye paulatinamente hacia México.
- f) Plioceno-Reciente, se caracteriza por presentar poca deformación, sin embargo, esta secuencia está afectada por fallas normales en la parte trasera dentro de la zona de plataforma continental tanto en la parte de México y Estados Unidos. Al frente del sistema de deformación por gravedad, esta secuencia se observa sin deformación y cubriendo las crestas de los pliegues que la subyacen.

Tabla 3.1 Comparación de las diferentes secciones disponibles

Sección/Observaciones	Extensión y edad	Acortamiento y edad	Sal, Diapiros/Canopies
Peel, et al. (1995) figura 3.10 a	Desplazamientos mayores a través de fallas del Paleoceno-Eoceno y algunas del Mioceno	La máxima deformación se observa durante el Oligoceno-Mioceno. Parte de la secuencia del Mioceno	Se observa un único cuerpo de sal emplazado como canopy, además de un diapiro en la parte donde empiezan los pliegues
Radovich et al. (2007b) figura 3.10 b	Fallas del Paleoceno-Eoceno que generan pliegues. También están presentes fallas del Oligoceno-Mioceno	Se generaron pliegues Oligoceno-Mioceno a partir de la secuencia salina del Louann, además de pliegues de la misma edad generados por niveles de sal movilizados	La movilización de sal para el Paleoceno-Eoceno genera la formación de soldaduras para el Eoceno-Oligoceno. Además se interpreta una gruesa capa de sal por debajo de los pliegues.
Rowan et al. (2000, 2004) figura 3.10 c	El desplazamiento de las fallas abarca la secuencia del Paleoceno hasta el Mioceno. Con algunas fallas con movimiento en el Plioceno	Pico en la deformación para el Mioceno. La secuencia superior sólo cubre las charnelas de los pliegues hacia el frente.	Se observa una gran acumulación de sal por debajo de la secuencia de pliegues. Se interpreta un diapiro, y canopies, mas no, en el nivel superior de la corteza
Escalera (2010) figura 3.2 y figura 3.10 d	Hacia el borde del continente la sección Paleoceno-Eoceno es la que está afectada, pero hacia la cuenca el paquete del Oligoceno y hasta el Mioceno está afectado.	La máxima deformación hacia el frente ha sido interpretada para el Oligoceno-Mioceno	Se observa dos diapiros dentro de la estructura de la sección, además de una movilización de sal que se halla en niveles más inferiores de la corteza como canopies anteriores. Una zona de canopy extenso es observada solamente atrás del CPP. Las capas de pre-carga no están incluidas en la deformación de los pliegues.
Morales (2009), figura 3.9 No están identificadas las unidades lito-estratigráficas	Fallas normales hacia la zona de plataforma continental, en capas posteriores a la de pre-carga	Sistemas de pliegues despegados sobre una secuencia diferente a la sal jurásica de Louann	Solamente presenta por encima de la capa de pre-carga. No se interpreta su ocurrencia en canopies o diapiros que afectan los niveles superiores.
Macías (2007) figura 3.10 e	Fallas de extensión que afectan los bloques del Paleoceno al Oligoceno sin generación de soldaduras con una rotación que va aumentando hacia la zona de cuenca	La deformación está prácticamente ausente con algunos ligeros sistemas de pliegue cubierto por un grueso canopy	Se observa un grueso canopy que recubre las charnelas de los pliegues ubicados hacia el frente de la sección. La presencia del paquete de sal es menor que hacia el norte de la zona. Y se observan algunas soldaduras, mientras que en ocasiones las capas de pre-carga están en contacto con el basamento.
Macías (2007), figura 3.10 f	Las fallas de extensión afecta a la secuencia de la cobertura hasta el Plioceno en la zona intermedia de la sección	La deformación bajo el régimen de compresión afecta rocas hasta del Plioceno, las cuales se encuentran despegadas a partir de las capas del Eoceno.	No se interpretan sal por debajo de la capa de pre-carga.
Trudgil et al. (1999). No presentada	Solamente se representan fallas normales afectando las rocas del Cenozoico	Los pliegues están ausentes en esta interpretación	Sal ausente

Tabla 3.2. Unidades lito-estratigráficas para el presente trabajo

Edad	Unidad	Litología	Condiciones geológicas
Pre-Oxfordiano	Basamento	Heterogéneo	Participa en la deformación
Jurásico Medio	Sal	Sal	Sin deformación
Jurásico Superior-Cretácico	Pre-carga	Carbonatos	Diapiros. Movilización de sal
Paleoceno-Eoceno	Pre-tectónica	Carbonatos-Lutitas	Extensión-CB
Oligoceno-Mioceno	Sin-tectónica	Areniscas	Acortamiento-CPP
Plioceno-Reciente	Post-tectónica	Sedimentos	Reactivación

Se han podido reconocer una serie de características geológicas, estructurales o morfológicas que definen los principales rasgos en las secciones. Entre ellas se pueden referir de occidente a oriente dentro del borde noroeste del GdM las siguientes características:

Limites de despegues

En la secuencia sedimentaria que está por encima de la cubierta jurásica-cretácica se observan dos niveles de despegues. Hacia el occidente los bloques se comportan rígidamente al estar ausente la capa de sal, presentándose fallas normales sub-verticales que afectan a capas del Paleoceno-Eoceno, por lo que el desplazamiento es favorecido a través de una capa de lutitas del Paleoceno. Mientras que hacia el oriente al estar presente la sal, el fallamiento se presenta con bloques rotados, que generan soldaduras.

Falla extensional principal con rollover y localización de la deformación

Corresponde a un rasgo relevante situado en zona de plataforma continental y es consistente a lo largo de las secciones analizadas. Las fallas extensionales principales delimitan un cambio en el patrón estructural de las secciones. Es decir, estas fallas controlan el desplazamiento relativo de los bloques, hacia la parte continental se aprecia una disminución en la rotación de los bloques, mientras que hacia la zona de cuenca la rotación de los bloques aumenta. Este rasgo puede llevar a una delimitación más detallada de los sistemas de deformación por gravedad.

Diapiros y canopies

También en la parte central se identifican grandes manifestaciones de zonas con sal alóctona, que se presentan como grandes cuerpos en el piso marino (canopies) y que presumiblemente pueden encontrarse en niveles más inferiores de la cobertura sedimentaria. Otro rasgo identificado en esta zona son diapiros producto del ascenso de material salino a través de fallas.

Cinturones de pliegues y cabalgaduras

Hacia la parte posterior a la zona de plataforma continental se ha definido un sistema de pliegues y cabalgaduras que corresponden al CPP los cuales están plenamente identificados en la parte estadounidense, mientras que en la parte mexicana, parte de ellos pueden estar cubierto por los canopies. Se piensa que estos pliegues pueden internarse aún más hacia la zona continental (Pemex, 2008).

Rampa subsalina

Se trata de un rasgo sobresaliente para la generación de sistemas de pliegues y cabalgaduras que se ha visto en las secciones regionales y que corresponde a la zona de terminación abrupta de la sal. La rampa genera un engrosamiento de la sal en esa zona y favoreció la formación del CPP dentro de las aguas profundas del GdM.

3.7 Mapa geológico y del área de estudio

Con base en la información disponible en las secciones presentadas anteriormente, se elaboró un mapa geológico donde se muestran las principales características geológicas y/o tectónicas que enmarcan en el área de estudio. Algunas de estas ideas, se basan en la observación de los rasgos de la zona, delimitación de áreas, o en algunos casos prolongación de la información disponible para construir este mapa (figura 3.11).

A partir de la información publicada por Pemex y otros autores se encuentran de occidente a oriente los siguiente rasgos: la Cuenca de Burgos hacia la parte este, en el borde continental y de plataforma; posteriormente se ubica el rasgo denominado "Delta del Bravo", localizado en la zona de talud; después la "Franja de Sal Alóctona", hallada en la zona de cuenca; y por último el CPP, en la zona aguas profundas del GdM.

En el área de interés, se observan los rasgos de fallas normales pertenecientes a la CB para la parte de México y a la Provincia Este de Texas en la parte de Estados Unidos. Además es posible observar (sección Escalera, 2010) dos fallas inversas que afectan al basamento y a la capa de precarga que probablemente son el producto del máximo avance de la deformación laramide en la zona, lo que produjo un levantamiento de la secuencia favoreciendo la deformación. Se define una menor presencia de sal hacia la parte mexicana del GdM, distribuyéndose tanto en el continente, la plataforma continental, el talud y la cuenca del área.

Dentro de la CB, existen cuatro rasgos que controlan la evolución regional de la zona, y se interpretan como:

- i. Una primera cabalgadura hacia el borde oeste de la CB, que limita una zona de inclinación del basamento hacia la cuenca.
- ii. Se interpreta el límite que corresponde a la transición entre los despegues formados en un nivel Cretácico-Terciario (CB) sobre lutitas, y los que se interpretan formados a partir de una capa de evaporitas del Jurásico (parte central de la CB).
- iii. Hacia el borde del continente se interpreta una segunda cabalgadura, que controló el levantamiento del margen continental.
- iv. Finalmente, cercano a la costa y en la plataforma continental se interpreta la presencia de una falla principal maestra que delimita un cambio en la zona de extensión ya que al oriente de esta falla, los desplazamientos de los bloques van disminuyendo gradualmente hasta que se observan sistemas de pliegues en la parte profunda del GdM, mientras que hacia al occidente en dirección a la CB también los desplazamientos de las fallas disminuyen.

Hacia la zona profunda se observan diapiros y canopies, además de la presencia de sistemas de pliegues y cabalgaduras en la zona distal. Por último en la zona de cuenca, se ha propuesto la existencia de una terminación abrupta de la sal, interpretada a partir de las secciones sísmicas disponibles (Trudgill, et al 1999; Camerlò & Benson, 2006; Escalera, 2010). Este rasgo favoreció la formación del CPP, que a su vez puede estar oscurecido por la presencia de sal alóctona.

En la figura 3.12 se representan los rasgos relevantes mencionados y que son de especial interés para el desarrollo de este trabajo.

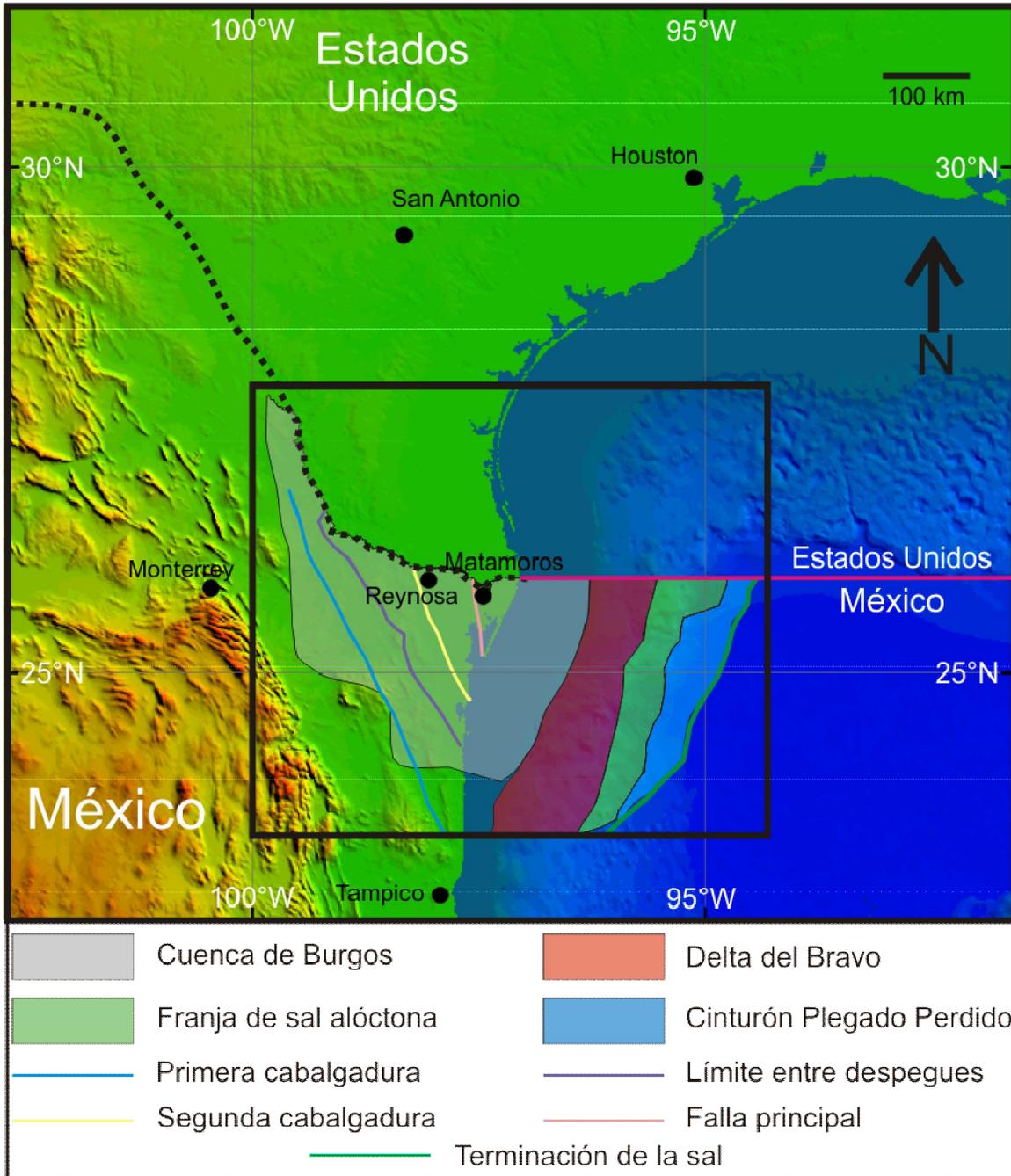


Figura 3.11. Mapa geológico de la zona, se ubican los rasgos más sobresaliente y que son obtenidos a partir de la información de las secciones geológicas disponibles e información inédita de Pemex.

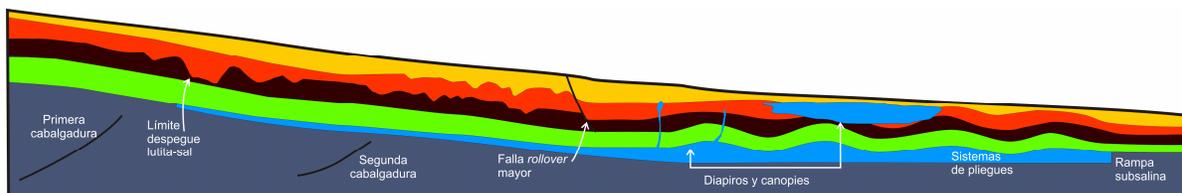


Figura 3.12. Sección esquemática que muestra los principales rasgos de la zona de estudio. Sin escala

CAPÍTULO IV

Metodología

4.1 Introducción

En este capítulo se abordan las técnicas y métodos empleados en el trabajo experimental en el Laboratorio de Mecánica de Geosistemas (LAMG) del Centro de Geociencias, en primera instancia para que los resultados sean comparables con los modelos naturales (escalamiento), y representen las condiciones de evolución y deformación de la zona; y en segundo lugar para contar con herramientas más precisas que permitan monitorear los procesos que están actuando en la formación de las estructuras.

4.2 Escalamiento

Los modelos analógicos deben representar una réplica simplificada de las condiciones naturales, esto se cumple si las condiciones geométricas, dinámicas, cinemáticas y reológicas son similares entre el modelo y el prototipo natural (e.g., Hubbert, 1937; Ramberg, 1981; Weijermars & Schmeling, 1986; Brun, 1999). Para cumplir estas condiciones el modelo debe tener una geometría simplificada, además de que el campo de esfuerzos y las condiciones de frontera deben estar escalados. Las relaciones de escalamiento entre el prototipo y el modelo se obtienen manteniendo correctamente escalada la resistencia promedio de las capas dúctiles con respecto a las capas quebradizas y la fuerza de gravedad. A partir de la segunda ecuación de dinámica donde:

$$F = ma \quad (4.1)$$

Donde F es fuerza, m es masa y a representa la aceleración. Si la ecuación 4.1 es representada en unidades fundamentales y además es escrita ente términos de la relación entre el modelo y el prototipo entonces.

$$F^* = M^*L^*T^{*-2} \quad (4.2)$$

La relación de esfuerzo σ^* en esta condición se encuentra ligada con la relación de densidad (ρ^*), de la aceleración (g^*) y de la longitud (L^*) (Brun, 1999). El exponente (*) se refiere a la relación modelo/prototipo natural (Brun, 1999; e.g. $\sigma^* = \sigma_m/\sigma_p$).

$$\sigma^* = \rho^*g^*L^* \quad (4.3)$$

$$\epsilon^* = g^*(t^*)^2 \quad (4.4)$$

La relación de esfuerzo está dada por:

$$\sigma^* = \frac{F^*}{A^*} \quad (4.5)$$

Representado esto en unidades fundamentales, se obtiene

$$\sigma^* = M^*L^*T^{*-2}L^{*-2} \quad (4.6)$$

Escribiendo la ecuación 4.3 en unidades fundamentales se obtiene:

$$\sigma^* = ML^{*-3}LT^{*-2}L^* \quad (4.7)$$

Si se reescribe la ecuación 4.6 se obtiene que es igual a la ecuación 4.7

$$ML^{*-1}T^{*-2} = ML^{*-3}LT^{*-2}L^* \quad (4.8)$$

$$ML^{*-3}LT^{*-2}L^* = ML^{*-3}LT^{*-2}L^* \quad (4.9)$$

Debido a que las fuerzas de inercia pueden ser despreciadas en los procesos geológicos (Hubbert, 1937), se puede trabajar únicamente con la ecuación 4.3. Los experimentos realizados en este trabajo se realizaron bajo condiciones de gravedad normal, por lo que $g^*=1$. Las densidades de los materiales empleados varían entre 1400 a 1600 kg/m³, mientras que las rocas en la naturaleza se encuentran entre 2300 a 3000 kg/m³. Por lo tanto, las densidades se encuentran en el mismo orden de magnitud, y la relación de densidad (ρ^*) es cercana a 1. Con lo cual, la ecuación 4.3 puede ser simplificada a:

$$\sigma^* \approx L^* \quad (4.10)$$

Esto quiere decir que, las relaciones de esfuerzo son cercanamente iguales a las relaciones de longitud (Davy & Cobbold, 1991).

4.2.1 Comportamiento quebradizo

Byerlee, (1978), basado en experimentos de deformación de rocas propuso que las rocas quebradizas de la corteza se deforman siguiendo el criterio de Mohr-Coulomb:

$$\tau = C + (\tan \Phi)\sigma \quad (4.11)$$

Donde τ es esfuerzo de cizalla, C la cohesión, Φ el ángulo de fricción interna y σ el esfuerzo normal. A partir del criterio Mohr-Coulomb, se deduce que el máximo esfuerzo normal diferencial en las capas quebradizas se incrementa linealmente con la profundidad y es independiente de la tasa de deformación (figura 4.1). De acuerdo con Byerlee (1978), $\Phi = 31^\circ$ para la mayoría de rocas corticales y la cohesión (C) para las rocas naturales se encuentra alrededor de 50 MPa. Una relación clásica de longitud en la relación de escala entre el modelo y el prototipo natural $L = 10^{-6}$ requiere un material análogo con una cohesión despreciable comparada con el esfuerzo diferencial en los modelos.

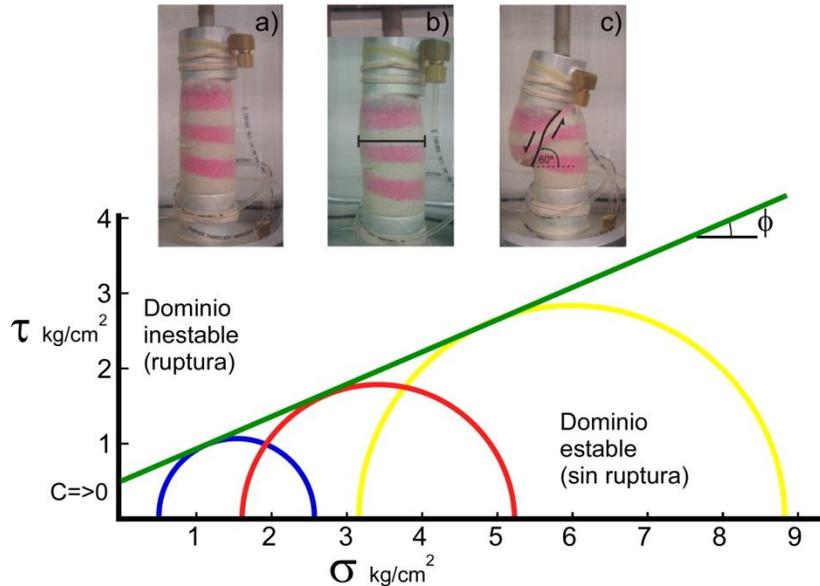


Figura 4.1. Los círculos de Mohr se pueden construir sometiendo un material a diferentes presiones confinantes dentro de una cámara triaxial (imágenes a, b y c; tomadas de Portillo-Pineda, 2008). En la parte inferior de la figura se presenta una representación esquemática de la construcción de tres círculos de Mohr, en el eje de las abscisas se encuentra el esfuerzo normal (σ), mientras que en el eje de las ordenadas se halla el esfuerzo cortante (τ). Trazando a una envolvente a estos tres círculos se calcula la cohesión del material, el cual se obtiene de la intersección de esta línea con el eje de las y, además se puede medir el ángulo de fricción interna del material trazando una línea horizontal que toque a la envolvente, este ángulo debe ser más o menos igual al medido durante la ruptura del material en las pruebas triaxiales.

A partir del círculo de Mohr-Coulomb, se pueden obtener las siguientes relaciones:

$$\sigma_f = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\alpha \quad (4.12)$$

$$\tau_f = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha \quad (4.13)$$

$$2\alpha = \frac{\pi}{2} + \Phi \quad (4.14)$$

$$T_f = \sigma_f \tan \Phi \quad (4.15)$$

Donde σ_1 y σ_3 son el esfuerzo principal máximo y mínimo, σ_f el esfuerzo normal en la falla, τ_f es el esfuerzo de cizalla en la falla y Φ el ángulo de fricción interna que se relaciona con el coeficiente de fricción μ por:

$$\mu = \tan \Phi \quad (4.16)$$

De la ecuación 4.12 a 4.15 se obtiene (Jeager & Cook, 1979; Smit, 2005):

$$\sigma_3 = -\frac{\sin \Phi - 1}{\sin \Phi + 1} \sigma_1 \quad (4.17)$$

El esfuerzo normal vertical σ en capas quebradizas está dado por (Smit, 2005):

$$\sigma = \rho g T b \quad (4.18)$$

Donde ρ es la densidad de la capa (kg/m^3), g es la aceleración de la gravedad (m/s^2), Tb el espesor de la capa (m).

Los estudios sísmicos sugieren que la mayoría de las fallas pueden considerarse como una región elástica semi-infinita (Ranalli, 1987), por lo tanto y utilizando las relaciones entre los parámetros elásticos se tiene:

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 \left(\frac{\nu}{1 - \nu} \right) \quad (4.19)$$

Donde ν es la relación de Poisson y cuyo valor es de $\sim 1/4$ dentro de un medio elástico confinado (Ranalli, 1987), sustituyendo este valor en la ecuación 4.19

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 \left(\frac{1/4}{1 - 1/4} \right) \quad (4.20)$$

$$\frac{1}{3} \sigma_1 = \sigma_3 \quad (4.21)$$

Puesto que en compresión el esfuerzo principal máximo está definido horizontalmente de la ecuación 4.21 se obtiene:

$$\sigma_3 = 3\sigma_1 \quad (4.22)$$

$$\sigma_H - \sigma_V = 3\rho g T b - \rho g T b \quad (4.23)$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 2\rho g T b \quad (4.24)$$

Mientras que para extensión donde el esfuerzo principal máximo se encuentra en la vertical. Por lo cual sustituyendo la ecuación 4.21:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \rho g T b - \frac{1}{3} \rho g T b \quad (4.25)$$

Entonces:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2}{3} \rho g T b \quad (4.26)$$

4.2.2 Comportamiento dúctil

El comportamiento dúctil de las rocas puede obtenerse aproximadamente de la siguiente ecuación de ley de potencias:

$$\dot{\epsilon} = A \exp^{(-Q/RT)} (\sigma_1 - \sigma_3)^n \quad (4.27)$$

Donde $\dot{\epsilon}$ es la tasa de deformación deviatorica, Q la energía de activación (kJ mol^{-1}), R la constante universal de los gases ($8.13 \text{ kJ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T la temperatura absoluta (K), A es una constante de material ($\text{Pa}^{-n} \text{ s}^{-1}$), y n el exponencial del esfuerzo (adimensional).

Las rocas dúctiles están representadas por capas de silicón (SGM-36), con una densidad 950 kg/m^3 . El silicón es un fluido viscoso Newtoniano con un exponencial de esfuerzo $n=1$; su resistencia (a fluir) es linealmente dependiente de la tasa de deformación. La tasa de deformación por cizalla $\dot{\gamma}$ en las capas dúctiles se puede expresar como:

$$\dot{\gamma} = \frac{V}{Td} \quad (4.28)$$

Donde V es la velocidad relativa entre capas cuya separación es la capa dúctil (m/s) y Td es el espesor de la capa dúctil (m).

La viscosidad (η) de los materiales dúctiles se puede obtener de la relación:

$$\eta = \frac{\tau}{\dot{\gamma}} \quad (4.29)$$

Despejando el esfuerzo de cizalla τ y sustituyendo la tasa de deformación $\dot{\gamma}$ de la ecuación 4.28 se obtiene:

$$\tau = \frac{\eta V}{Td} \quad (4.30)$$

o

$$\tau = \eta \dot{\gamma} \quad (4.31)$$

Donde τ es el esfuerzo de cizalla y η la viscosidad. En términos de la diferencia de los esfuerzos principales.

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 2\tau \quad (4.32)$$

De acuerdo con la ecuación 4.32, para un espesor determinado, la resistencia de una capa dúctil es dos veces el producto de la viscosidad multiplicado por la tasa de desplazamiento.

En la naturaleza se presentan variaciones mayores en la viscosidad que en la velocidad, mientras que los experimentos la viscosidad se restringe a un rango limitado. Sin embargo, para una capa dúctil con un espesor Td y una viscosidad η dados, se puede obtener fácilmente un amplio rango de valores del esfuerzo de cizalla y de la resistencia dúctil variando la velocidad de desplazamiento (V) (ecuación 4.30).

4.3 Modelado Analógico

4.3.1 Estrategia de modelado

Se diseñaron y realizaron una serie de experimentos físicos, con el objeto de explorar los sistemas gravitacionales en su totalidad (serie experimental 1), así como, la zona frontal de los mismos (serie experimental 2). La serie experimental 1 está centrada en el entendimiento del proceso completo, es decir, la zona de extensión, traslación y acortamiento, los cuales para efectos prácticos se referirán como sistemas regionales (capítulo V). La segunda serie experimental, enfocada en la deformación en el frente del sistema (zona de acortamiento), se denominarán como sistemas de acortamiento (capítulo VI). Para la primera serie experimental se presentan los resultados de dos modelos. Para la segunda serie experimental se deformaron siete modelos, cuatro de ellos fueron deformados a tasas de deformación altas (3.88s^{-1}); la segunda a tasas de deformación bajas (3.3s^{-1}). Los modelos variaron en longitudes, en los sistemas regionales las dimensiones fueron de $100 \times 25\text{ cm}$ y $90 \times 25\text{ cm}$ realizados sobre la mesa de trabajo del laboratorio con fronteras libres (figura 4.2); mientras que los sistemas de acortamiento fueron contruidos en una caja de acrílico de $15 \times 34\text{ cm}$. Todos los experimentos fueron realizados en el LAMG

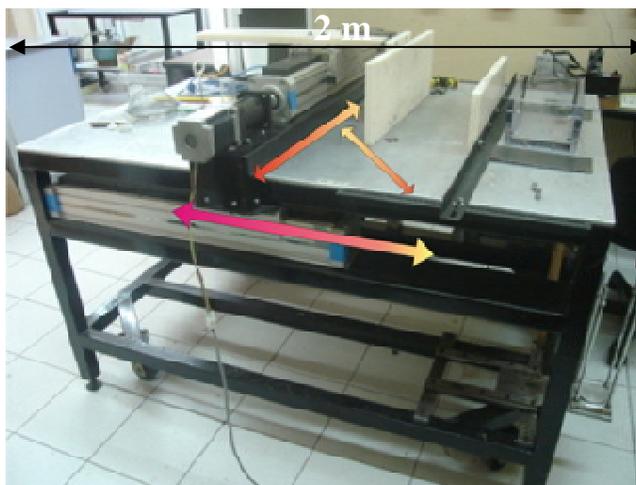


Figura 4.2. Mesa experimental instalada en el Laboratorio de Mecánica de Geosistemas, las flechas indican las direcciones en las cuales se pueden realizar los experimentos, ya sea de extensión, acortamiento, tracción o compresión.

4.3.2 Construcción de modelos

La geometría de las estructuras presentes en la parte norte del GdM se obtuvo a partir de las secciones regionales (Peel, et al 1995, Radovich, 2007b, Escalera, 2010, Informes Pemex). De acuerdo con la secciones de Peel (1995), Rowan et al, 2000, 2004 y Escalera, (2010) se consideraron dos zonas con diferente pendiente en el basamento. Una zona con una pendiente de $3\text{-}5^\circ$ cercana al continente y una zona sin pendiente hacia aguas profundas. Las dimensiones de cada una de estas zonas se muestran en la figura 4.2. Los experimentos del sistema de acortamiento se basaron en las reinterpretaciones realizadas a partir de la primera fase experimental, enfocados en la parte frontal, asociados con la deformación que ocurre al estar delimitados por una zona de barrera al frente, donde termina la presencia de sal.

Para realizar los experimentos físicos se utilizaron distintos materiales como arena de cuarzo coloreada y redondeada empleada para simular el comportamiento quebradizo, la cual tiene una densidad de 1500-1600 kg/m³. El silicón usado (SGM36) tiene una densidad de 950 kg/m³, éste representa un buen material análogo para simular las secuencias salinas y corresponde a un polímero con curva reológica similar a la de la sal. El basamento se construyó con una mezcla heterogénea de arena de cuarzo y corindón, además de microesferas de cerámica cuya densidad se encuentra en el orden de 1550-1600 kg/m³.

4.3.3 Arreglo experimental, Sistemas Regionales

La secuencia del basamento fue construida con una mezcla de arena de cuarzo y corindón. Se añadió vaselina sólo por debajo de la zona con pendiente para facilitar el desplazamiento, además se colocó una capa de arena de cuarzo cubierta con porcelana (microesferas) que varió en espesor de 5 a 10 mm, la cual se incluyó para la formación de un basculamiento relativamente uniforme, como se observa en las secciones presentadas en el capítulo V. El tamaño de grano para la arena se encuentra centrado en 280 micras.

Las principales características de los experimentos de los sistemas regionales se muestran en la tabla 4.1. Los modelos están diseñados para incluir la deformación por acortamiento que afectó la zona al final del Cretácico (Orogenia Laramide; Trudgill et al., 1999, Eguiluz, 2011).

Tabla 4.1. Características sobresalientes de los experimentos de los sistemas regionales

Experimento	Longitud (cm)	Ancho (cm)	Ángulo del basamento (°)	Espesor de silicón (cm)	Velocidad de acortamiento (cm/h)	Acortamiento (horas)	Duración total (horas)
1	100	15	3	1.2	1.3 cm/h	4	100
2	90	15	3	1.4	1.3 cm/h	4	50

Una vez construido el basamento, se añadió una capa de silicón SGM 36. En las secciones disponibles se puede inferir que la sal se depositó en una cuenca delimitada entre la paleo-costa y la zona de rampa frontal. Esta zona ha sido interpretada en secciones publicadas (Peel, et al. 1995, Trudgill., et al, 1999, Rowan et al., 2000, 2004, Radovich et al., 2007b, Macías, 2007, Escalera, 2010). En los experimentos se ha simplificado la geometría de estos rasgos con fronteras verticales como se puede ver en la figura 4.3, de tal manera que se añadió una capa de espesor constante (10 mm) entre estas dos fronteras.

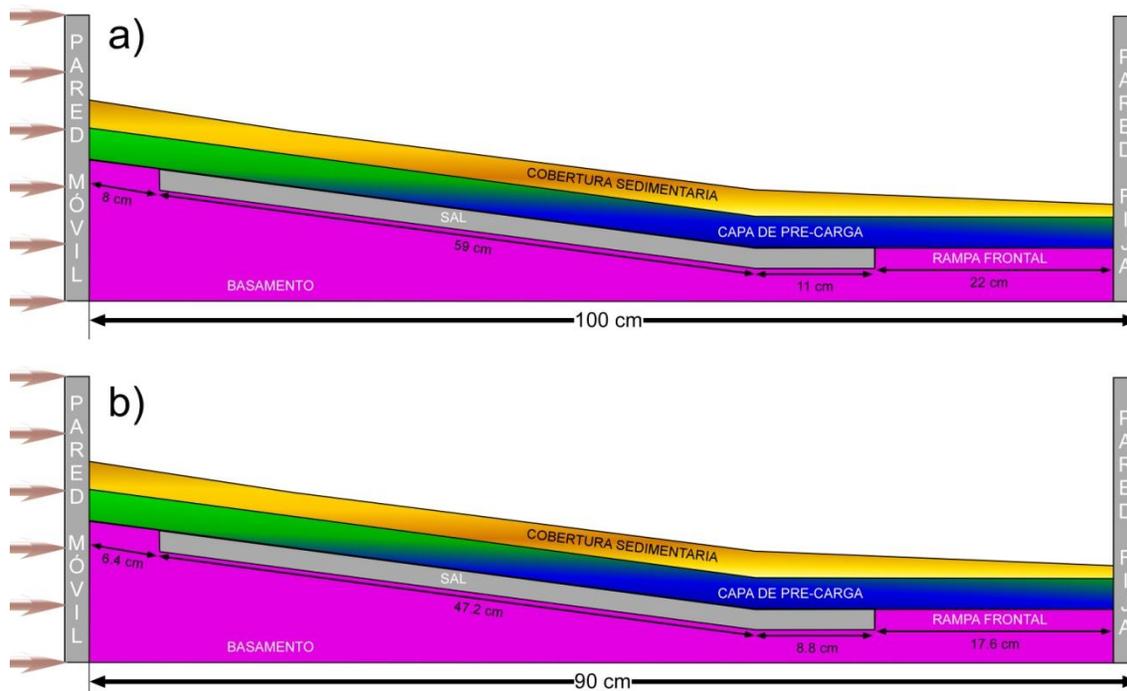


Figura 4.3. Arreglo de los experimentos para los sistemas regionales. El primer modelo, a) presentado en la fase experimental de los sistemas regionales, se caracteriza por tener una longitud total de 100 cm, además se le incluyeron dos zonas de rampa una frontal otra trasera que confinaban a la capa de silicón, posteriormente se colocó una capa de precarga y una cobertura sedimentaria. En el segundo modelo, b) la longitud fue de 90 cm, se colocó un basamento, una capa de silicón confinada dentro de dos rampas, una capa de precarga y finalmente una cobertura sedimentaria.

Antes de iniciar el desplazamiento de la pared móvil se añadió una capa de arena de cuarzo de 10 mm, la cual representa la capa de precarga. Los modelos suponen que no se presentó deformación durante este periodo. Sin embargo, es evidente que cualquier carga añadida sobre la superficie de la sal puede haber causado diapirismo o deformación anterior al acortamiento.

Los modelos fueron acortados un 4% a una velocidad de 1.3 cm/hora, mediante el desplazamiento de la pared móvil, esta velocidad se eligió tratando que fuera similar en relación con los parámetros establecidos de desplazamientos de milímetros por año en la naturaleza. Durante el acortamiento se añadieron capas de arena que representan la sedimentación en un delta progradante asociada a la erosión del frente orogénico (Ye, 1997) durante el Cretácico Superior-Eoceno.

Posterior al acortamiento, las capas de cobertura desde el Eoceno al Reciente fueron sedimentadas a intervalos controlados de tiempo simulando la sedimentación del delta. Se colocó 1 mm por un tiempo determinado el cual varió entre 10 min y 30 min, dependiendo de la tasa de sedimentación de la capa de cobertura que se estuviera simulando, ver siguiente capítulo para el calendario de la sedimentación. Además la sedimentación se realizó con arena de cuarzo y corindón y en ocasiones se realizó una mezcla, siendo 1/3 de arena de corindón y 2/3 de arena de cuarzo. Las condiciones de sedimentación y la relación de porcentaje de cada tipo de arena utilizada son explicadas en cada experimento. Esta segunda parte del experimento fue generada por gravedad, añadiendo una menor carga hacia la parte frontal de los modelos.

4.3.4 Arreglo experimental, Sistemas de acortamiento

Se deformaron siete arreglos experimentales con el objeto de investigar la influencia de la zona de rampa frontal. En la tabla 4.2 se detallan algunos rasgos de esta fase experimental. El primer modelo incluyó una capa de silicón que terminaba 10 cm antes de la pared fija; el espacio entre el silicón y la pared fue rellenado con la misma arena usada como basamento (figura 4.4 a), mientras que en el segundo modelo, el silicón terminaba 14 cm antes (figura 4.4 b). El tercer experimento fue construido con dos niveles de despegue, la primera capa de silicón con un espesor de 0.6 cm que terminaba 14 cm antes de la pared fija; el segundo nivel de silicón con un espesor de 0.4 centímetros y que terminaba 10 cm antes de la pared fija (figura 4.4 c). El cuarto modelo incluyó una sola capa de silicón (al igual que el modelo 1), pero la diferencia entre los tres primeros fue que se añadió sedimentación en el modelo, agregándose una capa de 1 mm de espesor a intervalos de tiempo controlados (figura 4.4 d). Los primeros cuatro experimentos fueron deformados a una velocidad mayor, (ver tabla 4.2).

En los últimos tres experimentos se incluyó la presencia de una sola rampa frontal que terminaba 14 cm (ver tabla 4.2), pero fueron deformados a una velocidad menor que los primeros cuatro experimentos (figura 4.4 e).

Tabla 4.2. Rasgos relevantes de los experimentos de la fase de acortamiento

Experimento	Velocidad cm/h	Duración hr	Acortamiento cm
Experimento 1	1.5	7 horas	10.5 cm
Experimento 2	1.45	5.6 horas	8.3 cm
Experimento 3	1.4	6.6 horas	9.2 cm
Experimento 4	1.45	5.6 horas	8.3 cm
Experimento 5	1.18	7 horas	8.2 cm
Experimento 6	1.2	7.6 horas	8.5 cm
Experimento 7	1.2	7 horas	8.4 cm

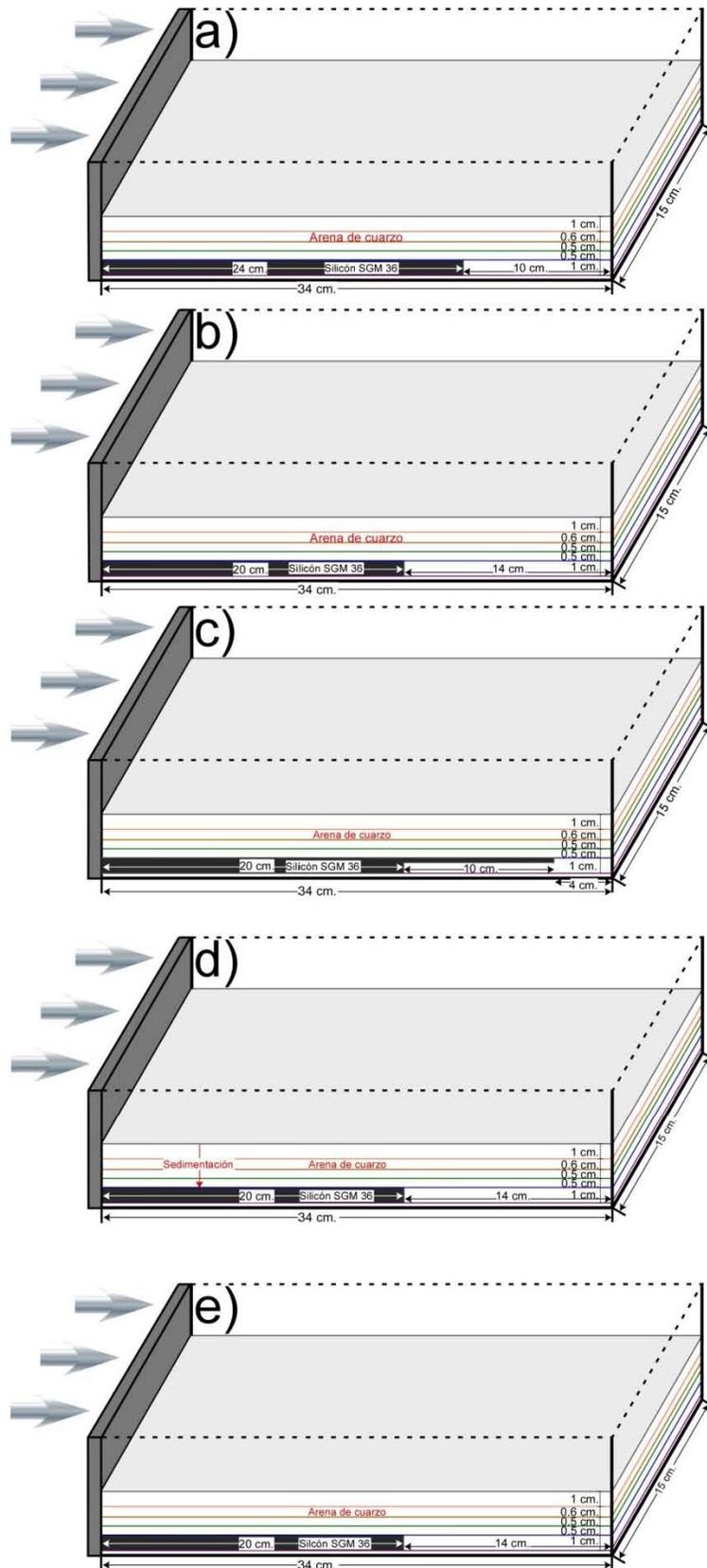


Figura 4.4. Arreglos experimentales para los sistemas de acortamiento, las flechas indican la dirección de acortamiento, además se muestran los materiales empleados para cada capa y el espesor.

4.3.5 Análisis de la deformación

Para lograr un mejor control de la evolución de los modelos se tomaron fotografías de planta (desde arriba) a intervalos controlados de tiempo. El acortamiento siempre fue de izquierda a derecha, en las secciones se presenta de oeste a este.

Al fin de los experimentos de los sistemas regionales éstos se saturaron con agua y se cortaron, mientras que los experimentos de los sistemas de acortamiento además de ser saturados fueron congelados y posteriormente cortados. Para ambas fases experimentales se obtuvieron fotografías de las secciones.

4.4 Escalamiento

4.4.1 Condiciones de escala, para los sistemas regionales

El escalamiento para los modelos se realizó con base a la longitud y profundidad de las secciones publicada para el área bajo estudio (Peel, et al, 1995, Trudgill et al, 1999 Camerlo & Benson, 2006). La sección tipo (Escalera, 2010) tiene una longitud de ~400 km, y una profundidad de 16 km. Para el primer modelo presentado la relación geométrica corresponde a 1 cm en el modelo y 4 km en la sección, mientras que para el segundo la relación es de 1 a 5. Entonces el escalamiento está dado por la relación:

$$L^* = \frac{L \text{ modelo}}{L \text{ natural}} = \frac{1 \times 10^{-2} \text{ m}}{4000 \text{ m}} = 2.5 \times 10^{-6} \quad L^* = \frac{L \text{ modelo}}{L \text{ natural}} = \frac{1 \times 10^{-2} \text{ m}}{5000 \text{ m}} = 2 \times 10^{-6}$$

Además se debe realizar un escalamiento dinámico, éste se refiere a la relación de las fuerzas que actúan en la naturaleza y en el modelo, para lo que solamente aplica la fuerza de gravedad, entonces:

$$g^* = \frac{g \text{ modelo}}{g \text{ natural}} = \frac{9.81 \text{ m/s}^2}{9.81 \text{ m/s}^2} = 1$$

Se utilizaron diferentes tipos de arena variando en densidad entre 1500 y 1600 kg/m³. Los valores de la corteza se encuentran alrededor de 2600-2700 kg/m³.

$$\rho^* = \frac{\rho \text{ modelo}}{\rho \text{ natural}} = \frac{1550 \text{ kg/m}^3}{2650 \text{ kg/m}^3} = 0.58$$

Para materiales quebradizos la relación de esfuerzo entre el modelo y la naturaleza (Hubert, 1937; Ramberg, 1981) está dada por la relación:

$$\sigma^* = \rho^* g^* l^* = (0.58)(1)(2.5 \times 10^{-6}) = 1.45 \times 10^{-6}$$

La relación de esfuerzos es 1.45×10^{-6} . Este valor varía puesto que se utilizaron diferentes tipos de arenas (cuarzo y corindón y algunas mezclas) con diferentes densidades, además es altamente dependiente de la longitud de escala y similar en órdenes de magnitud, esto significa que $1.45 \times 10^{-6} \approx 2.5 \times 10^{-6}$.

Para el caso de los materiales dúctiles, se debe tomar en consideración la velocidad a la que se realizan los experimentos, puesto que el flujo en estos materiales depende de la tasa de deformación. Considerando un espesor de 1 cm para la capa de silicón, una viscosidad η de 22727.27 Pa*s, y una tasa de deformación de $3.61 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1} = 1.3 \text{ cm/hr}$ y sustituyendo estos valores en las ecuaciones 4.29 y 4.32 se tiene:

$$\dot{\gamma} = \frac{3.61 \times 10^{-6} \text{ m/s}}{0.01 \text{ m}} = 3.61 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 = (22727.27 \text{ Pa} * \text{s})(3.61 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}) = 8.2045 \text{ Pa}$$

De acuerdo con Trudgill et al. (1999), el porcentaje de acortamiento en la parte profunda del GdM se calcula entre un 5 y un 10%. Si se toma en cuenta que la sección base mide aproximadamente 400 km, esto quiere decir que el acortamiento fue del orden entre 20 y 40 km, si se toma en cuenta que el rango de formación del CPP, estuvo entre los 25 Ma. Entonces:

$$v = \frac{4 \times 10^7 \text{ mm}}{2.5 \times 10^6 \text{ años}} = 1.6 \text{ mm/año}$$

Se ha mencionado que la sal tenía un espesor entre 2.5 y 3 km (Trudgill et al., 1999, Rowan et al., 2004). Por lo que obteniendo la tasa de deformación se tiene:

$$\dot{\gamma} = \frac{3 \times 10^{-8} \text{ m/s}}{3000 \text{ m}} = 1.01 \times 10^{-12} \text{ s}^{-1}$$

Y tomando en cuenta los valores reportados por Bonini (2007; ver apéndice A), de viscosidad la sal, se obtiene que los la diferencia de esfuerzos en la naturaleza es:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = (10^{17} \text{ Pa} * \text{s})(1.01 \times 10^{-12} \text{ s}^{-1}) = 1010000 \text{ Pa}$$

Las velocidades a las que se realizaron los experimentos fueron de 1.3 cm/hr, por simplificación se contempló una velocidad de 1 mm/año, por lo que la relación temporal durante la etapa de acortamiento está dada por:

$$T^* = \frac{T_{\text{modelo}}}{T_{\text{natural}}} = \frac{1.3 \text{ cm/hr}}{1.14 \times 10^{-5} \text{ cm/hr}} = 1.14 \times 10^5$$

Este resultado implica que el modelo se deformó cien mil veces más rápido que en la naturaleza.

Los valores asumidos de velocidad obtenidos (en el orden de $3.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) están dentro del rango reportados en la literatura (Costa & Vendeville, 2002 y Brun & Fort, 2011), cumpliendo con las características de escalamiento.

4.4.2 Condiciones de escala, para los sistemas de acortamiento

Para esta serie experimental la relación geométrica corresponde a 1 cm en el modelo equivalente a 4 km en la sección, es decir:

$$L^* = \frac{L \text{ modelo}}{L \text{ natural}} = \frac{1 \times 10^{-2} \text{ m}}{4000 \text{ m}} = 2.5 \times 10^{-6}$$

El escalamiento dinámico solamente aplica la fuerza de gravedad, entonces:

$$g^* = \frac{g \text{ modelo}}{g \text{ natural}} = \frac{9.81 \text{ m/s}^2}{9.81 \text{ m/s}^2} = 1$$

También se emplearon diferentes tipos de arena variando en densidad entre 1500 y 1600 kg/m³. Los valores de la corteza se encuentran alrededor de 2 600-2 700 kg/m³.

$$\rho^* = \frac{\rho \text{ modelo}}{\rho \text{ natural}} = \frac{1550 \text{ kg/m}^3}{2650 \text{ kg/m}^3} = 0.58$$

De las ecuaciones de Hubert, (1937) y Ramberg, (1982) se obtiene:

$$\sigma^* = \rho^* g^* t^* = (0.58)(1)(2.5 \times 10^{-6}) = 1.45 \times 10^{-6}$$

Para el caso de los materiales dúctiles y considerando un espesor de 1 cm para la capa de silicón y una viscosidad η de 22727.27 Pa*s, y una velocidad de $3.61 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ sustituyendo los valores en las ecuaciones 4.29 y 4.32 se tiene:

$$\dot{\gamma} = \frac{3.61 \times 10^{-6}}{0.01 \text{ m}} = 3.61 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 = (22727.27 \text{ Pa} * \text{s})(3.61 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}) = 8.2045 \text{ Pa}$$

Las velocidades a los que se realizaron variaron entre 1.2 y 1.4 cm/hr, por simplificación se contemplará una velocidad en la naturaleza de aproximadamente 1 mm/año, por lo que relación está dada por:

$$T^* = \frac{T \text{ modelo}}{T \text{ natural}} = \frac{1.2 \text{ cm/hr}}{1.36 \times 10^{-5} \text{ cm/hr}} = 8.82 \times 10^4 \quad T^* = \frac{1.4 \text{ cm/hr}}{1.59 \times 10^{-5} \text{ cm/hr}} = 8.80 \times 10^4$$

4.5 Monitoreo de la deformación y obtención de los resultados

Para el caso de los sistemas regionales se monitoreó el proceso de deformación en superficie, mientras que en los sistemas de acortamiento se obtuvieron tanto imágenes de superficie como laterales. En los primeros sistemas, las fotografías se tomaron a intervalos irregulares de tiempo y para los segundos cada minuto.

La interpretación de los resultados incluyó el uso de herramientas para visualizar con detalle las estructuras. Éstas corresponden a la proyección de franjas en la superficie de los modelos, para después obtener su relieve. También se obtuvo un patrón de velocimetría de imágenes de las partículas denominado PIV (Particle Image Velocimetry). En este subcapítulo se explica la metodología que se siguió para obtener los resultados. El desarrollo matemático de estas dos técnicas (Relieve 3D y PIV) es explicado en el apéndice B, el cual ha formado parte de la investigación realizada en el LAMG (Cerca et al., 2007, Barrientos et al., 2008).

4.5.1 Relieve Digital (mapas 3D)

El relieve digital se obtiene mediante la proyección de una luz estructurada sobre la superficie y su posterior análisis con el software Zebra. El relieve digital da información cuantitativa y precisa sobre la distorsión que sufre la superficie del modelo. Esta solución se obtuvo para uno de los modelos regionales (experimento 2) y para todos los modelos de la serie de acortamiento. La técnica se desarrolla con detalle en el apéndice B y se puede consultar en Cerca et al. (2007) y Barrientos et al. (2008). Esta técnica requiere de una cámara digital CCD (charged-couple device) y un proyector de computadora; se proyecta un patrón de franjas binarias (blanco-negro), con periodo conocido, sobre la superficie inicialmente horizontal del modelo. Cuando el modelo se deforma el patrón de franjas cambia su periodo de acuerdo a la deformación y es registrado en la cámara digital. La comparación entre la imagen de la superficie horizontal y la superficie deformada, mediante el software, arroja el relieve digital.

El procedimiento para obtener una imagen de la evolución tridimensional del modelo, requiere de algunos aspectos que deben cumplirse en la superficie del experimento: a) una superficie horizontal de referencia la cual puede ser tomada al inicio o al final del experimento, b) el color de la superficie deber ser permitir la proyección de las franjas, preferentemente ser blanco.

Las fotografías son obtenidas a intervalos regulares de tiempo, con la ayuda del software Lucam. Para el caso de los experimentos presentados se obtuvieron imágenes de franjas cada 10 minutos, en las cuales se obtienen de manera simultánea una imagen del modelo además del patrón de franjas en la superficie. Este software, guarda de manera automática las imágenes las cuales posteriormente se le realiza un ajuste automático con la ayuda de un software de edición de imagen.

Después las imágenes se importaron al Zebra, donde se les aplica un filtro espacial, que sirve para limitar el área de interés, a la imagen de referencia y eliminar el ruido fuera del modelo. Además, se les aplica un filtro de Fourier, éste debe cubrir por completo al lóbulo más cercano al centro. Estos dos filtros se guardan y se realizó el procesamiento con este software. Después se obtuvo una relación de desplazamiento que corresponde a cada uno de los píxeles de la imagen definiendo la resolución de la imagen. Finalmente estos valores se graficaron con la ayuda de Surfer, obteniendo los modelos 3D de los experimentos, como son presentados en las figuras 3D del capítulo V y VI.

4.5.2 PIV, Velocimetría de imágenes de partículas

Esta es una técnica que se basa en la correlación de dos imágenes secuenciales que registran el patrón de desplazamiento de las partículas de una etapa a otra. Para el caso de los experimentos presentados, estos resultados fueron obtenidos de manera lateral, ya que se pretendía determinar la ocurrencia de ciclos de acreción a lo largo de la evolución de los modelos.

Para este fin se situó una cámara en una de las paredes laterales del modelo, procurando que la pared fuera lo más transparente posible, durante la evolución del modelo se toman una serie de fotografías a intervalos regulares de tiempo, las cuales posteriormente se procesan con la ayuda del software Pivproc.

Este software realiza una comparación de dos imágenes secuenciales y se obtuvieron los desplazamientos de las partículas entre una imagen y la siguiente. El programa genera un archivo con los desplazamientos en los vectores, con el cual posteriormente se construye un mapa de vectores de dos dimensiones al que se le añade la imagen que representa la evolución del desplazamiento de los vectores en esa secuencia de imágenes, este mismo procedimiento se sigue para todas las fotografías obtenidas del modelo.

CAPÍTULO V

Resultados Sistemas Regionales

5.1 Introducción

En este capítulo se presentan los resultados de dos experimentos representativos que representan los sistemas de deformación por gravedad

Para facilitar las descripciones experimentales, se consideró que los sistemas regionales en los modelos tiene una orientación de oeste hacia el este. La pared móvil se encuentra hacia el oeste en la parte izquierda de las figuras, así mismo, la pendiente del basamento disminuye hacia el este, lo que significa que la pared fija se encuentra hacia la derecha en las imágenes. Es decir, el acortamiento se presenta de izquierda a derecha (occidente-oriente). La zona de traspais se encuentra hacia la izquierda, mientras que la zona de antepais hacia la derecha. La descripción de cada experimento se dividió en dos etapas:

1. Etapa de acortamiento. Una vez que se construyeron los modelo (ver capitulo 3), se acortaron un 4%. Durante el acortamiento se añadieron capas de arena en intervalos de tiempo controlados, que representa la sedimentación del Paleoceno. Esta etapa simula las condiciones geológicas durante el acortamiento Laramide del oriente de México y un cambio de pendiente en el basamento de los sistemas ligados.
2. Etapa gravitacional. En esta etapa la deformación fue controlada por el peso de los sedimentos añadidos en la parte trasera de los modelos, los cuales fueron agregados desde las capas del Eoceno hasta el reciente en intervalos de tiempo que oscilaron entre 10 y 30 minutos agregando un aproximadamente milímetro cada vez .

Los intervalos de tiempo para la sedimentación y las condiciones y duración de los experimentos se muestran en las tablas 5.1 y 5.2.

Tabla 5.1. Relación de intervalos de sedimentación para el experimento 1

Tiempo (Horas)	Acortamiento (%)	Capa	Espesor (cm)	Representa
0	0	Arena de cuarzo y corindón	1	Basamento
0	0	Silicón SGM 36	1.2	Sal
0	0	Arena de cuarzo	0.6	Jurásico-Cretácico
1:00	1.33	Arena de corindón	0.1	Paleoceno
1:40	2.21	Arena de corindón	0.1	Paleoceno
2:00	2.66	Arena de corindón	0.1	Paleoceno
2:20	3.10	Arena de corindón	0.1	Paleoceno
2:40	3.46	Arena de corindón	0.1	Paleoceno
3:10	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
3:40	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
4:10	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
4:35	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
5:00	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
13:30	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
14:30	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
15:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
16:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
17:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
18:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno

19:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
20:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
21:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
22:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
23:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
24:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
25:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
26:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
27:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
39:30	---	Arena de cuarzo	0.1	Mioceno
40:30	---	Arena de cuarzo	0.1	Mioceno
42:30	---	Arena de cuarzo	0.1	Mioceno
46:30	---	Arena de cuarzo	0.1	Mioceno
47:30	---	Arena de cuarzo	0.1	Mioceno
63:00	---	Arena fina	0.1	Plioceno
64:00	---	Arena fina	0.1	Plioceno
65:00	---	Arena fina	0.1	Plioceno
66:00	---	Arena fina	0.1	Plioceno
67:00	---	Arena fina	0.1	Plioceno
69:00	---	Arena fina	0.1	Plioceno

Tabla 5.2. Relación de sedimentación para el experimento 2

Tiempo (Horas)	Acortamiento (%)	Capa	Espesor (cm)	Representa
0	0	Arena de cuarzo y corindón	1	Basamento
0	0	Silicón SGM 36	1.2	Sal
0	0	Arena de cuarzo	0.6	Jurásico-Cretácico
0:40	1.33	Arena de corindón	0.1	Paleoceno
1:20	2.21	Arena de corindón	0.1	Paleoceno
2:00	2.66	Arena de corindón	0.1	Paleoceno
2:40	3.10	Arena de corindón	0.1	Paleoceno
3:20	3.46	Arena de corindón	0.1	Paleoceno
4:00	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
4:20	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
4:40	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
5:00	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
5:20	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
5:40	---	Arena de corindón	0.1	Eoceno
7:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
7:10	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
7:20	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
7:30	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
7:40	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
7:50	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
8:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
8:10	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
8:20	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
8:30	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
8:40	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
8:50	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
9:00	---	Arena de cuarzo y corindón	0.1	Oligoceno
9:15	---	Arena de cuarzo	0.1	Mioceno

9:30	---	Arena de cuarzo	0.1	Mioceno
9:45	---	Arena de cuarzo	0.1	Mioceno
10:00	---	Arena de cuarzo	0.1	Mioceno
10:15	---	Arena de cuarzo	0.1	Mioceno
10:30	---	Arena fina	0.1	Plioceno

5.2 Experimento 1

5.2.1 Evolución de la deformación durante el acortamiento

Este experimento se acortó cerca de un 4% durante 3 horas y el proceso gravitacional posterior fue realizado en 70 horas.

Al poco tiempo de iniciado el acortamiento se observaron dos sistemas de pliegues de manera incipiente que se ubicaron atrás del cambio de pendiente. El primer pliegue P1 sólo creció en una etapa temprana de la evolución del experimento. Para este mismo tiempo se comenzó a definir el tercer pliegue (P3) ubicado atrás del cambio de pendiente. El segundo pliegue P2 presentó el mayor crecimiento y evolución con una vergencia opuesta a la dirección de deslizamiento. Estos pliegues suaves con longitudes de onda de varios centímetros evolucionaron a cabalgaduras en una etapa posterior. Estas estructuras de acortamiento aparecieron antes de que las fallas normales se formaran hacia la parte trasera del modelo.

La deformación se localizó y avanzó en estos pliegues durante la sedimentación sin-tectónica. La carga sedimentaria para las capas del Paleoceno, inició en la parte trasera del modelo hasta la parte anterior al P2, al término de agregar esta secuencia la sedimentación cubrió todo el modelo.

Después de una hora de haber iniciado el acortamiento, los pliegues formados presentaron un mínimo avance, la deformación se concentró en el crecimiento vertical de las estructuras. A los 30 minutos siguientes se observó un avance del pliegue (P2), posiblemente aquí ocurrió su cambio de vergencia, el pliegue P1 es un rasgo sutil en la superficie, mientras que P3 presentó un crecimiento vertical. Para este tiempo se observó un levantamiento en la zona de terminación del silicón siendo visibles dos flancos del cuarto pliegue P4, esta última estructura debido a la sedimentación fue inhibida en algunas etapas de la evolución del experimento. Los tres primeros pliegues iniciaron su formación en la zona anterior al cambio de pendiente, y para este tiempo el P3 se ubicó en la zona sobre el cambio topográfico del basamento.

A las 2 horas del inicio del acortamiento el avance de los pliegues es sustancial, pero el pliegue P1 fue disminuyendo su crecimiento. Sin embargo, la zona de extensión sigue sin ser evidente en las fotografías, aun cuando se le han agregado varias capas al modelo.

Para el final del acortamiento y después de agregar las capas del Paleoceno, el pliegue P1 desapareció en superficie, mientras que los otros pliegues han logrado un mayor avance en su propagación hacia el frente (P2 y P3), una estructura con inyección de silicón creció muy cercana al pliegue P2. También P3 fue visible en la zona de cambio en el basamento, sin presentar una evolución importante. La estructura P4 se observó en la zona de terminación del silicón. En este tiempo algunas fallas normales se apreciaron de manera incipiente en el modelo a través de dos planos de falla, la primera se formó en la zona de inicio del silicón (F1) en la parte trasera del modelo y, la segunda al frente (F2).

5.2.2 Etapa gravitacional

Al terminar la etapa de acortamiento y empezar a depositar las capas de arena que representan al Eoceno, las fallas normales fueron más evidentes en superficie. Los pliegues P2 y P3 mostraron avances en la zona de acortamiento, el P2 sigue siendo el pliegue más prominente, rasgo que paulatinamente va cambiando, puesto que al final del Eoceno la cresta del pliegue P3 se distribuye en una zona más amplia del modelo.

Una tercera falla (F3) se desarrolló en la parte trasera del modelo al frente de las dos anteriores, las tres fallas formadas se mantuvieron con cambios pequeños en la inclinación durante el depósito del Eoceno. Para este tiempo sólo se observaron los pliegues P2 y P3, el primero de éstos con una vergencia al frente y el segundo en sentido opuesto, también se presentó una erosión en el pliegue P2 y se ubicó al frente del cambio de pendiente.

Al transcurrir ocho horas sin sedimentar, las fallas normales acomodaron suficiente desplazamiento para que las más frontales (F2 y F3) generaran una zona de graben por donde salió silicón llegando hasta la superficie del modelo, además de que la falla F1 (cercana a la pared móvil) también presentó un desplazamiento importante (figura 5.1). Algunas de las fallas normales no coinciden espacialmente con las fallas definidas anteriormente en la zona de extensión, a excepción de la falla F1. Esto puede estar asociado a una movilización del silicón desde la zona más trasera del modelo, lo que propició una soldadura en la parte trasera, propiciando cambios en la inclinación de las fallas, por donde ascendió el silicón. Los pliegues P2 y P3 continuaron su levantamiento, particularmente en P2 se observó una zona de crecimiento del pliegue formando una doble zona de inyección de silicón, el cual sólo fue visible desde la parte central del modelo y hacia la parte superior.

Al depositar la secuencia del Oligoceno se observó que la zona de extensión controló la localización y formación de las estructuras, con la presencia de fallas de menor escala delimitadas por las fallas F2 y F3, mientras que los pliegues siguieron su evolución con periodos de menor o mayor avance hacia el frente.

En el primer tercio de la sedimentación de este paquete, la falla más frontal (F3) se apreció con mayor claridad en la superficie y, conforme se avanzó en la sedimentación de este paquete, la segunda falla desapareció (F2), influenciado posiblemente por el adelgazamiento de la secuencia de silicón generando una soldadura. Los pliegues se observaron con cambios en su orientación, propiciando que el pliegue P3 se ubicara en la parte superior del modelo atrás del cambio de pendiente, mientras que en la zona inferior se apreció al frente, el segundo pliegue también mostró un cambio en la orientación en el modelo.

Algo importante a resaltar en el primer tercio del depósito es que se observó un levantamiento entre el pliegue P2 y el pliegue P3 presentó el mayor crecimiento, es también hacia este tiempo que el pliegue P2 va desapareciendo paulatinamente, pero el rasgo con crecimiento a partir del pliegue se mantuvo.

En el segundo tercio fue evidente la primera falla (F1) y se observó de nuevo la segunda falla (F2), así como la tercera falla (F3) Además para el final de este lapso algunas fallas de menor escala aparecieron entre las fallas principales (F4, F5 F6 y F7). El pliegue P2 paulatinamente fue dejando de crecer y se continuó observando el rasgo de crecimiento en este pliegue, el pliegue P3 se apreció con cambios en su orientación, además se observó el cuarto pliegue en la superficie del modelo (P4).

En el último tercio se definieron varias fallas de menor escala (F4, F5, F6 y F7) que seccionaron a las dos fallas principales más frontales (F2 y F3), las cuales después fueron oscurecidas e inhibidas por la sedimentación. El pliegue P2 desapareció por completo y el P3 siguió observándose, mientras que de nuevo P4 es claro en la superficie del modelo en la zona de terminación del silicón en la parte frontal.

Al pasar 12 horas, se conservó y creció el pliegue P4, mientras que los pliegues anteriores ya no crecieron. Algunos rasgos de las fallas continuaron observándose en la superficie para la falla F2. Al inicio de las capas del Mioceno, se mantuvieron activas las dos fallas normales hacia la pared móvil y el sistema de pliegues P4. Los demás pliegues no fueron evidentes en la superficie del modelo. El pliegue P4 continuó su crecimiento hasta el momento de finalizar la sedimentación del Mioceno con cambios sutiles en su orientación; sin embargo, las fallas normales van desapareciendo paulatinamente en la superficie del modelo (figura 5.1).

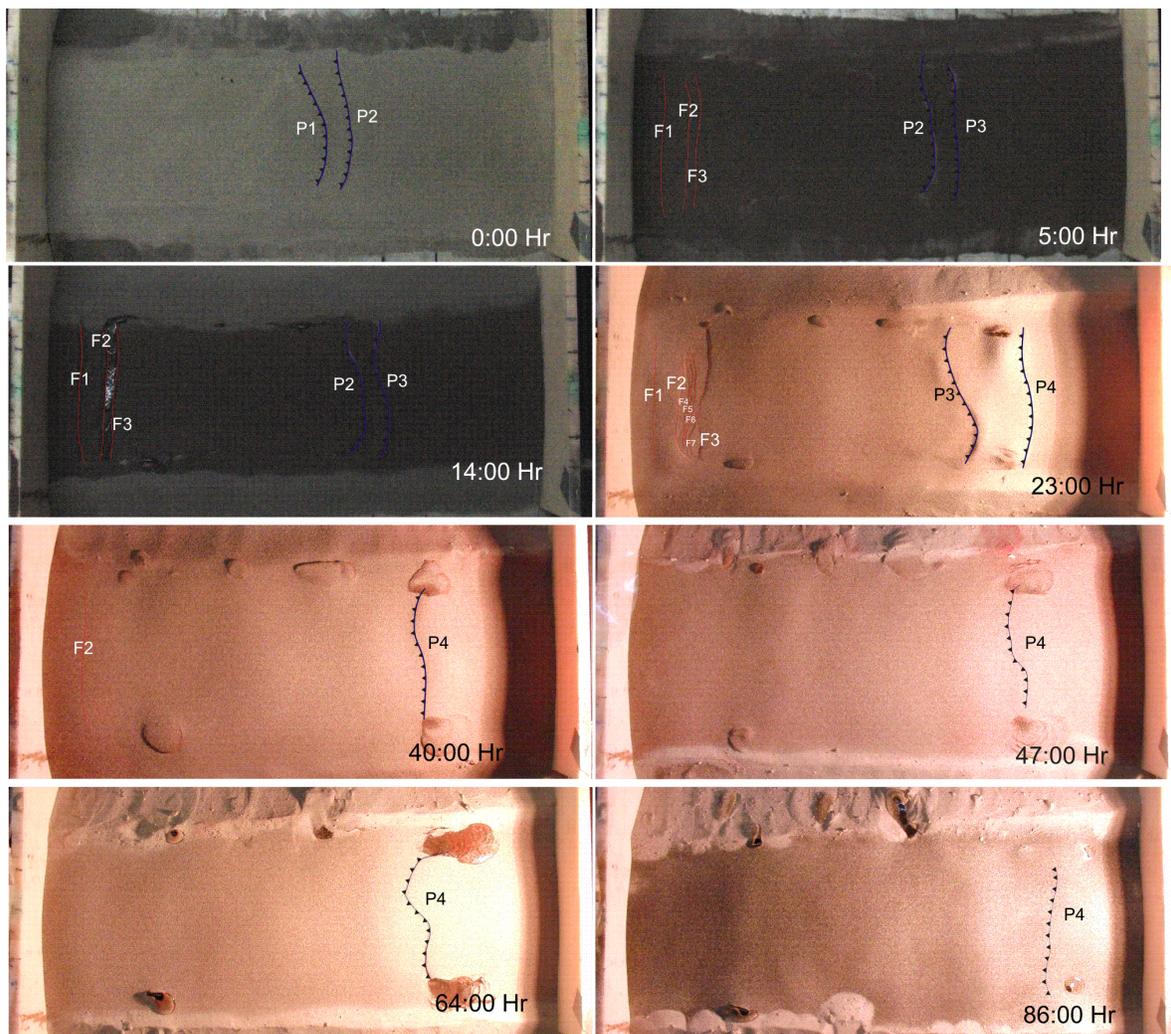


Figura 5.1. En esta serie de imágenes se observa la evolución del experimento 1 de los sistemas regionales, éstas fueron tomadas desde arriba del modelo. Las fallas normales son indicadas con la denotación F y un número (1-7) haciendo referencia a su formación (1 a la primera que se formó y 7 a la última que se observó en el modelo). Los pliegues son referidos como P1, P2, P3, P4 siguiendo una sistemática igual a la formación de las fallas. En la parte inferior derecha de cada imagen se indica el tiempo transcurrido de la evolución del modelo desde que inicio el acortamiento. Estos modelos fueron contruidos con fronteras libres y se ubicaron dentro de dos paredes, una hacia la izquierda (móvil) y otra hacia la derecha (fija). En esta serie de imágenes también se puede observar como el silicón logró salir principalmente por los bordes del modelo, justo en la zona de frontera libre.

5.2.3 Descripción de las secciones obtenidas

Se obtuvieron secciones transversales cada 5 cm a partir del borde sur del modelo como se muestra en la figura 5.2. Para este experimento se presentan un total de tres secciones transversales representativas del modelo. La deformación observada es consistente en las tres secciones con variaciones propias de los efectos de frontera.

El modelo reproduce de manera satisfactoria las características de los sistemas de deformación por gravedad, con la presencia de un dominio estructural de extensión y acortamiento conectados por una zona de traslación.

En su parte de extensión se distingue por un pliegue asociado a la etapa temprana de acortamiento (figura 5.2). Este pequeño levantamiento generó una movilización completa del silicón en esta zona, además se observa una estructura de tipo tortuga característica de una extensión de película delgada. La estructura está caracterizada por dos zonas de rollover en ambos extremos. El último rasgo importante en este dominio es una falla antitética en la que termina la zona de extensión.

La zona intermedia de traslación se caracteriza por una deformación menor con la presencia de un pliegue amplio que creció sólo en una etapa temprana del experimento, lo más relevante es una retirada del silicón (formación de soldaduras en la parte trasera y ensanchamiento hacia el frente) casi completa a lo largo de la zona, favorecido por la carga sedimentaria.

El dominio en la parte frontal del modelo se caracteriza por pliegues y cabalgaduras en cuyo núcleo se encuentra el silicón. Estos pliegues presentan las variaciones más importantes en el modelo en su parte transversal, donde se observa un dúplex de techo compuesto dominado por dos fallas despegan desde el silicón formando una soldadura. Una tercera estructura se formó en la zona de terminación del silicón como un *pop up* (zona triangular) caracterizado por una dos zonas de cizalla en su flanco trasero y una en su flanco frontal. En los dos cortes siguientes se observa una estructura de *pinched syncline*, además de la zona triangular hacia la terminación del silicón.

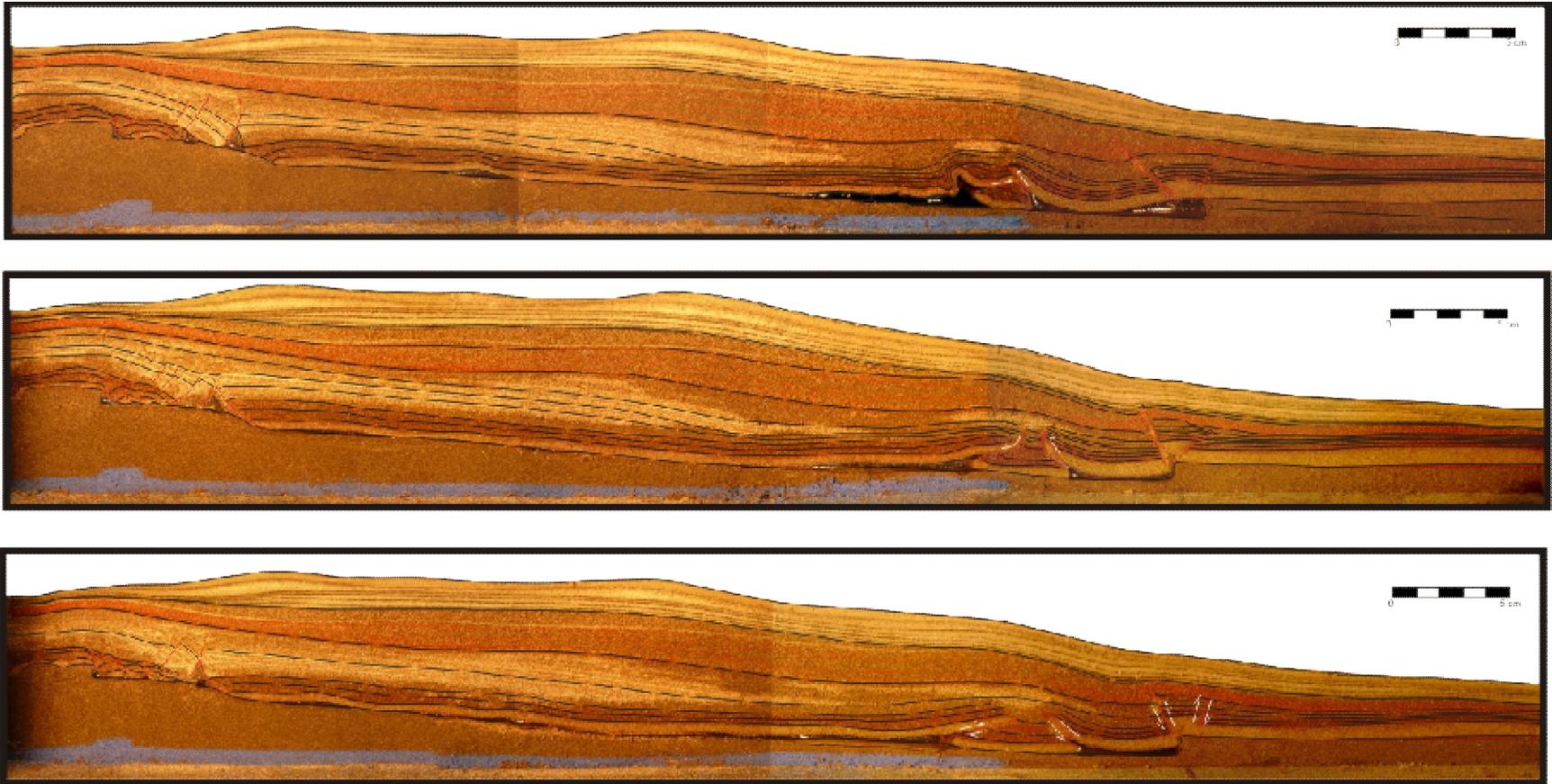


Figura 5.2. Secciones transversales obtenidas después de haber saturado con agua y cortado el primer modelo de los sistemas regionales. Es de notar una zona de extensión hacia la parte izquierda, una zona de traslación en la zona central, y el avance de los pliegues en la parte derecha. También en las imágenes se muestra con líneas negras algunos marcadores estratigráficos dentro de la secuencia. La capa azul que en la parte inferior de cada modelo corresponde a la capa de microesferas, después una capa que representa al basamento y por encima en un color negro la capa de silicón, por encima de esta última se observa toda la secuencia de arena agregada que representa desde el Jurásico Superior y hasta el Mioceno. Con líneas rojas se muestra los desplazamientos de los bloques, mientras que con flechas blancas se indica la cinemática.

5.3 Experimento 2

5.3.1 Evolución de la deformación durante el acortamiento

El segundo experimento se acortó un 4% y tuvo una duración total de 20 horas. Al igual que el modelo anterior se añadieron sedimentos durante el acortamiento.

Antes de empezar a acortar el modelo se formaron sistemas de fallas normales hacia la pared móvil (oeste) y, comenzó la movilización del silicón lo que generó algunas estructuras incipientes formadas hacia el frente de la deformación como pliegues (P1) ubicados la parte anterior al cambio de pendiente, además, en la zona intermedia de traspás del modelo se presentó el ascenso de silicón formando diapiros. La poca carga sedimentaria y la inclinación del basamento favorecieron la formación de estas estructuras.

La siguiente etapa fue acortar el modelo y añadir una sedimentación sin-crónica para la secuencia del Paleoceno. A los 40 minutos (figura 5.3 a) de acortamiento el primer pliegue (P1) avanzó hacia el frente, y se formó un nuevo pliegue (P2) ubicado justo en el cambio de pendiente y al frente del pliegue anterior. La zona de extensión fue evidente, pero las fallas normales observadas no coinciden con las anteriores, siendo inhibidas por la sedimentación y sólo se observaron las fallas más traseras en el modelo (cercanas a la pared móvil).

A 1 hora y 20 minutos de acortamiento el pliegue P1 logró un ligero avance hacia el frente, pero no se ha propagado a lo largo de todo el modelo, mientras que el pliegue P2 se presentó en todo el modelo, pero con cambios en su orientación, ya que en la parte superior se ubicó justo en el cambio de pendiente, mientras que en la parte inferior atrás de este rasgo, la zona de extensión fue inhibida por completo por la sedimentación. A los 20 minutos siguientes se observó que el primer pliegue P1 continuó hacia la parte trasera del modelo a través de una falla lateral que fue cortada por las fallas normales.

Hacia 2 horas de acortamiento se observa que el P1 creció verticalmente y se propagó hacia el frente, la propagación de este pliegue formó una zona de extensión en la parte trasera (figura 5.3 b). Adicionalmente, se formaron dos nuevos pliegues P3 y P4 al frente del cambio de pendiente. Además se observó la primera falla normal (F1) importante en la parte trasera del modelo (figura 5.3b).

A las 2:30 h del inicio del acortamiento, el P1 presentó un pequeño avance, mientras que P2 se mantuvo sin cambios en superficie (no avanzó), al igual P3 se observó con avance reducido, el último pliegue formado P4 presentó el mayor avance hacia el frente y se propagó lateralmente.

Al haber transcurrido 3:20 h de iniciado el experimento, el avance de los pliegues fue sustituido por un crecimiento vertical de las estructuras. Hacia la pared móvil se observaron dos fallas normales (F1 y F2) cercanas de la pared móvil (figura 5.3 c). La parte extensional del modelo se caracterizó por la presencia de zonas de relevo con orientaciones oblicuas a la dirección de acortamiento del modelo donde fallas laterales conectaron la zona de extensión y la zona de acortamiento

Al finalizar el acortamiento (3:40 h), son visibles los cuatro pliegues (P1, P2, P3 y P4) con crecimiento y avance de éstos en mayor o menor medida. P4 se propagó a lo largo de todo el modelo (desde la parte superior a la parte inferior), mientras que P3 sólo se concentró en la parte superior del experimento sin crecer de manera transversal.

Los últimos tres pliegues (P2, P3 y P4) se formaron en la zona de cambio de pendiente o al frente de este rasgo, mientras que P1 se formó atrás. Las fallas normales acomodaron mayor deformación, la primera falla mencionada presentó un cambio en su orientación, además se vio una segunda falla justo atrás de las zonas de relevo en la zona de extensión.

5.3.2 Etapa gravitacional

La etapa temprana de sedimentación de las capas del Eoceno se caracterizó por el crecimiento de los pliegues de manera vertical, los pliegues más traseros (P1, P2 y P3) presentaron un menor crecimiento y avance hacia el frente, mientras que P4 creció en mayor medida de manera vertical. Las fallas normales fueron visibles en la superficie sin presentar cambios importantes, conservándose las dos fallas anteriores (F1 y F2) además de las zonas de partición de la deformación.

En la parte intermedia apareció el quinto pliegue (P5) en la superficie del modelo ubicado al frente de los anteriores, pero sin alcanzar la zona de terminación de silicón, los cuatro pliegues anteriores se observaron en superficie, el tercer pliegue (P3) no se propagó lateralmente y paulatinamente se fue inhibiendo. La parte extensional del modelo se caracterizó por la presencia de una tercera falla (F3) ubicada al frente de las dos fallas anteriores, la zona de partición fue observada, pero la deformación en esta zona fue disminuyendo para esta etapa.

Para el final del depósito del Eoceno el pliegue P5, presentó un crecimiento importante en la dirección de transporte tectónico, además se observó un nuevo pliegue (P6) el cual ya interactuó con la zona de terminación de silicón, este pliegue creció en algunas partes del modelo en sentido opuesto al transporte tectónico mostrando una vergencia opuesta, mientras que en otras creció en el sentido del deslizamiento presentando variaciones laterales (figura 5.3 d). La parte trasera del modelo evolucionó a una zona dominada por fallas de menor escala que se ubicaron dentro de las fallas principales (F1 y F3) y las zonas de partición de la deformación desaparecieron.

Durante la sedimentación del Oligoceno los pliegues más frontales se conservaron (P4, P5), mientras que los demás pliegues (P1, P2 y P3) fueron disminuyendo su crecimiento. Además se observó el último pliegue en la superficie (P6) el cual se ubicó justo en la zona de terminación del silicón. La zona de extensión fue evidente a lo largo de las tres fallas normales que correspondió a la segunda falla (F2) del modelo.

En la parte media del Oligoceno el pliegue recién formado (P6) avanzó al frente de la zona de terminación del silicón. En la zona intermedia entre P4 y P5 se presentó una deformación definida por el hundimiento de esta zona, formando un sinclinal, En la zona de extensión se observaron tres fallas distintas a las formadas anteriormente.

Hacia el final del depósito del Oligoceno sólo se preservaron los pliegues P5 y P6. En este tiempo se observaron tres sistemas de fallas que son congruentes con los anteriores (F1, F2 y F3; figura 5.3 e).

Para el Mioceno aumentó el crecimiento del pliegue P6 y el pliegue P5 se observaron con un crecimiento de manera vertical, el pliegue P5 gradualmente dejó de crecer en esta etapa y los últimos dos pliegues se conservaron (figura 5.3 f) Al final del depósito de esta secuencia se observaron cuatro planos de falla en la superficie, esto indica que la extensión siguió activa, mientras el acortamiento se concentró sólo en los pliegues más frontales.

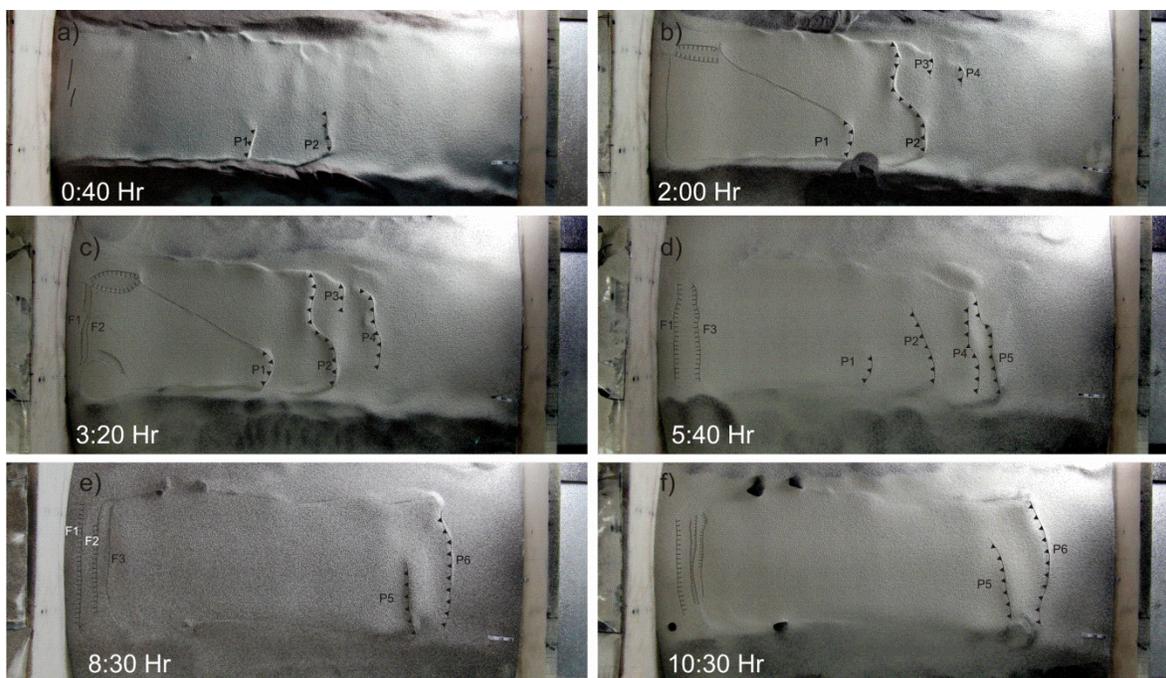


Figura 5.3. En esta secuencia de imágenes presenta la evolución del experimento 2 de los sistemas regionales tomadas desde arriba primeramente en etapa de acortamiento (a, b y c) y después conforme se fueron añadiendo las capas de cobertura (d, e y f). Se muestra el tiempo de la evolución del experimento. Las fallas están denotadas como F1, F2 y F3 y los pliegues como P1, P2, P3, P4, P5 y P6.

5.3.3 Descripción de las secciones obtenidas

Se obtuvieron secciones transversales cada 5 cm a partir del borde sur del modelo. Se muestran los cortes finales de dos secciones representativas ubicadas en la parte central del modelo (figura 5.4).

En los cortes finales del modelo se pueden observar resultados diferentes al primer experimento anterior favorecidos por la manera en que fue añadida la carga sedimentaria, puesto que representa características similares a los deltas progradantes.

Este experimento reproduce la mayoría de las características de los sistemas ligados, es decir, una zona de extensión, traslación y acortamiento. Las principales semejanzas son el avance en el cinturón de pliegues, y la zona de traslación (figura 5.4). Las principales diferencias son que no se logró una migración de la extensión en todos los cortes del modelo, únicamente en una sección es visible este avance. Algo que también se pudo constatar en este experimento es que la extracción de sal ocurrió a una velocidad mayor que la sedimentación.

En la figura 5.5 se presenta la evolución 3D del experimento, desde la fase inicial después de construir el modelo y hasta la fase final de la deformación. En la parte izquierda de la imagen se muestran los modelos de elevación obtenidos para el modelo, en la parte central las imágenes que corresponden a esa etapa y en la parte derecha una interpretación de las estructuras principales.

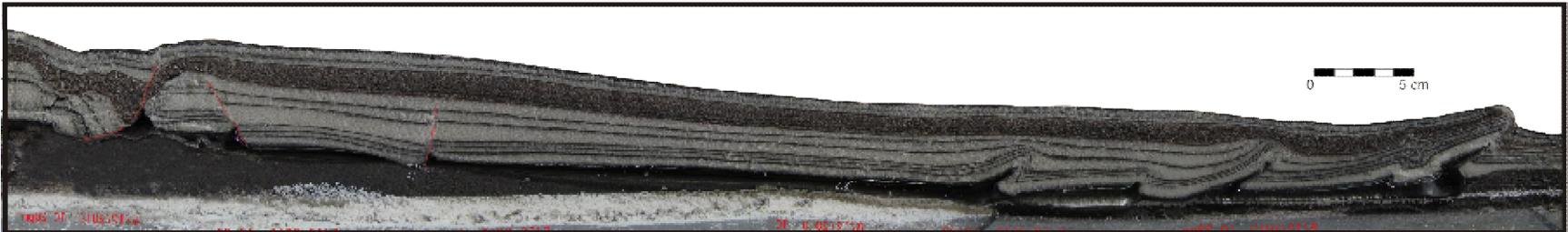


Figura 5.4 Interpretación estructural de los cortes del segundo experimento de los sistemas regionales. En la parte inferior del lado izquierdo y en color blanco corresponde a las microesferas añadidas en la base del modelo, en un color gris y por encima de la capa anterior la secuencia que representa el basamento, después la capa de silicón y finalmente y hacia arriba la secuencia de capas agregada durante todo el proceso de deformación del experimento. Se representa con líneas rojas los planos de fallas en la parte izquierda de cada modelo, además se observan los pliegues en la parte derecha del modelo, con estructuras como *pinched syncline* y pliegues de propagación de falla principalmente. En la zona trasera estructuras de *raft tectonics* o tectónica de balsa.

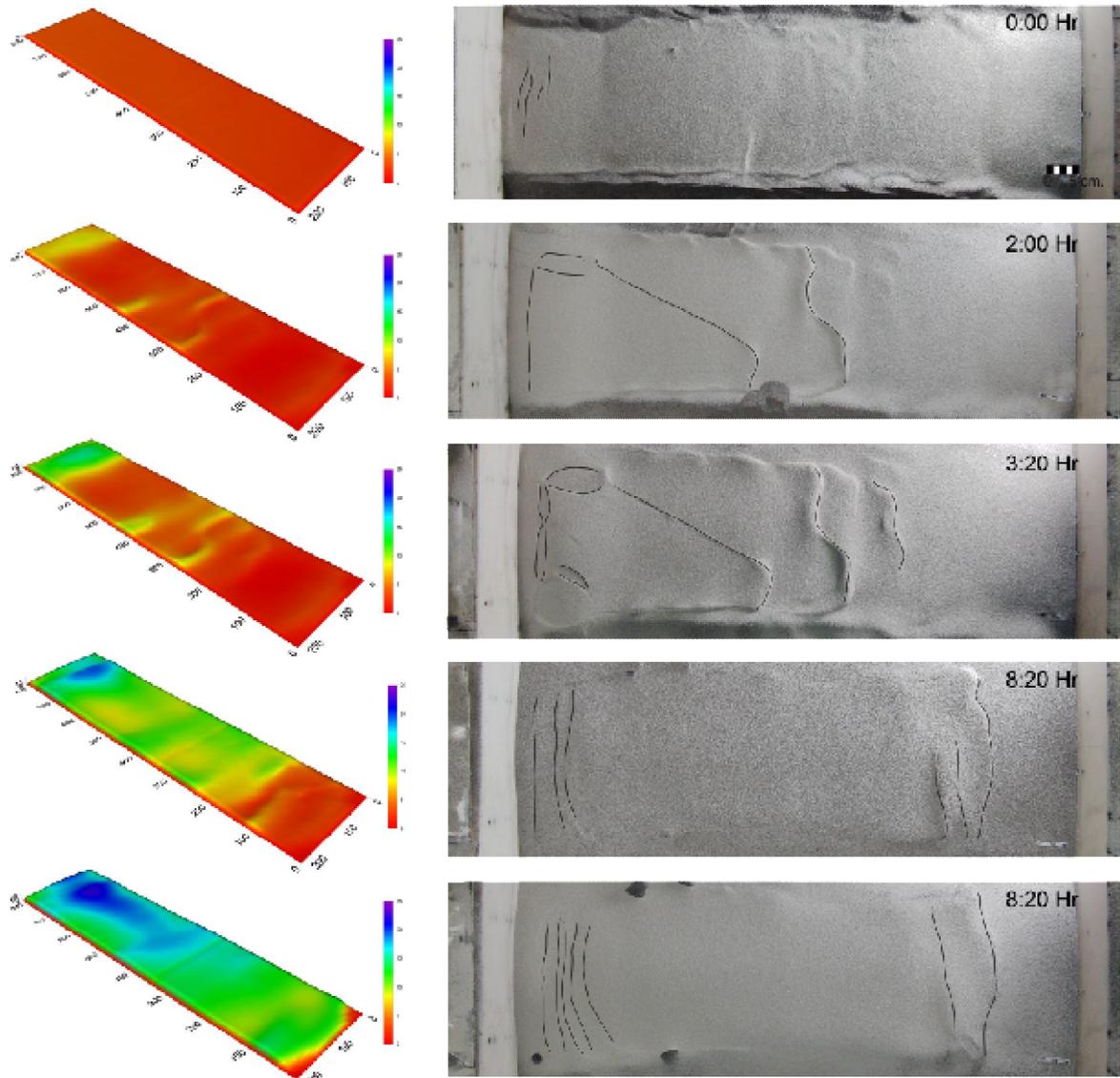


Figura 5.5. En este conjunto de imágenes se presenta en la parte izquierda el relieve 3D de la evolución del experimento 2 de los sistemas regionales (escala en milímetros), en la parte central una serie de imágenes que corresponden al mismo tiempo que los mapas 3D. En la última secuencia de imágenes de la derecha se muestra el tiempo en el que fue tomada la fotografía durante evolución del experimento y la escala en centímetros; además se presenta una delimitación de los rasgos más importantes observados. La zona de extensión se ubica hacia la izquierda y a la derecha la zona de acortamiento en ambas secuencias de imágenes.

5.4 Resumen de las características de los modelos

La deformación en los experimentos se presentó en forma temprana, después de la construcción inicial del experimento y antes del empezar el acortamiento se generó una movilización del silicón, esto fue evidente puesto que se presentaron crestas de pliegues en la parte frontal cercanos al cambio de pendiente. Estos rasgos incipientes se mantuvieron durante el experimento.

Al iniciar la etapa de acortamiento se apreciaron estructuras de acortamiento en la parte trasera del modelo. Al incluir la sedimentación sin-tectónica estas estructuras se inhibieron, mientras que otras nuevas empezaron a formarse fallas con componente normal, las cuales son favorecidas por el peso de los sedimentos, lo que propició una mayor movilización del silicón al incrementarse la pendiente en la parte trasera y la ocurrencia de sistemas de pliegues en la parte frontal.

Al finalizar el acortamiento se generó una mayor inclinación del modelo hacia el oriente, posteriormente se sedimentó el modelo. Estos dos factores (inclinación y sedimentación) favorecieron la formación de estructuras como anticlinales de tortuga y *pinched synclines*. Además se presentaron bloques rotados y la formación de soldaduras

Durante el proceso de deformación por gravedad y con la presencia de la sedimentación las fallas normales en la parte trasera presentaron cambios en su orientación, Además se apreció que el sistema de pliegues sigue avanzando hacia el frente controlado por la movilización del silicón y la carga que se añade hacia la parte trasera del modelo.

Los cambios en los ángulos de inclinación de las fallas son menos recurrentes y se forman nuevas zonas de fallas normales más al frente. El sistema de pliegues avanzó de manera lenta, cuando gran parte del silicón ha sido movilizado hacia el frente la zona de extensión es menos evidente y el cinturón de pliegues avanza más lento hacia la zona frontal del modelo.

CAPÍTULO VI

Resultados sistemas de acortamiento

6.1 Introducción a las zonas de rampas frontales de secciones geológicas y modelos analógicos

De acuerdo con los modelos conceptuales existentes, los cinturones de pliegues y cabalgaduras se pueden formar en una zona donde se presenta una interacción mecánica entre la cobertura, las capas de sal y el basamento. En algunos casos la formación de pliegues y cabalgaduras puede ocurrir sin una disminución aparente del espesor de la secuencia salina o la inexistencia de una rampa en el basamento. Este es el caso propuesto por Gradmann et al (2005); figura 6.1 a) quienes en su modelo no presentan una zona de rampa, sin embargo, postulan que la ocurrencia de los cuatro elementos esenciales para la formación de los sistemas gravitacionales (basamento, sal, capa de pre-carga, cobertura sedimentaria) ejercen una influencia sobre la deformación. En el modelo se observa la presencia de pliegues, fallas y la evolución de estructuras *pop up*.

Sin embargo, en la mayoría de los casos la localización del cinturón de pliegues y cabalgaduras, se encuentra controlada por una disminución significativa o la terminación abrupta (*pinch out*) del espesor de la secuencia salina o por la presencia de una rampa en el basamento. En el trabajo de Letouzey et al. (1995), se muestra que la formación de cinturones plegados y cabalgados está influenciada por la presencia de una zona de rampa (figura 6.1 b) puesto que existe un incremento de la fricción en la base de la cobertura, esto ocurre cuando la presencia de la capa de sal no se extiende en toda la cuenca. La deformación asociada está caracterizada por el levantamiento de bloques favorecidos por la intrusión de sal.

En cuanto a los estilos estructurales se observan diferencias importantes en relación con el espesor de la cobertura, el espesor original de sal y su movilización, la geometría de la rampa, el mecanismo de transmisión del esfuerzo: deslizamiento o dispersión gravitacional, la reología de la sal, la tasa de deformación, la sedimentación y la erosión, entre otros factores. En la figura 6.1 c-f se muestran ejemplos de los estilos estructurales observados en distintas zonas de acortamiento, los cuales presentan diferentes características influenciadas por su estilo estructural. Una observación importante de los modelos presentados es que estos deben ser integrados con análisis de estratigrafía de secuencias para entender las características estructurales y estratigráficas, debido a que estos sistemas deben ser estudiados desde un punto de vista tridimensional.

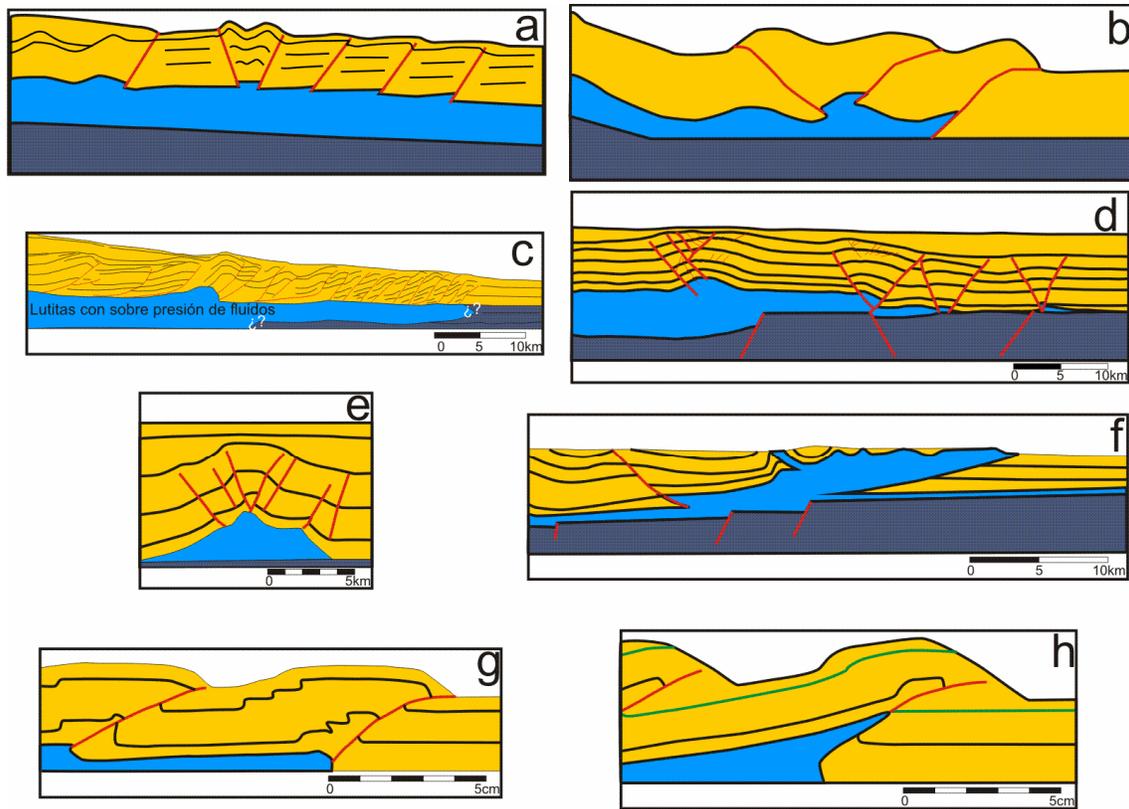
En la sección presentada por McClay et al. (1998) (en la cual los despegues se generaron a partir de una capa de lutitas), la zona de cobertura presenta una vergencia hacia el frente, con sistemas de pliegues y cabalgaduras acoplados con respecto al basamento, aquí se observan dos zonas de rampa frontal. Además, se aprecia que las longitudes de onda de los pliegues son mayores hacia la zona de traspáis y van disminuyendo hacia la antepáis. Las lutitas actúan como superficie de despegue debido a su comportamiento quebradizo-dúctil, éstas presentan un espesor constante y, están sometidas a sobre presión. De la sección presentada se pueden definir dos dominios estructurales caracterizados por el espesor de sal, uno donde se presenta una deformación dúctil-quebradiza con pliegues abiertos y, otro donde se observan cabalgaduras de alto ángulo con vergencia bien desarrollada hacia el frente del cinturón (figura 6.1 c).

En los trabajos presentados por Fiduk et al. (1999), Trudgill et al. (1999), Camerlo & Benson, (2006), la zona de cobertura presenta un plegamiento desacoplado con pliegues concéntricos que tiene una vergencia hacia zona de traspais. La sal presenta una terminación abrupta, además de soldaduras. El análisis estructural permite definir pliegues de despegue amplios con desarrollo de zonas de cizalla en los flancos de los pliegues, así como inflación de la sal, que produce una rotación de la zona de cobertura (figura 6.1 d). En Trudgill et al. (1999), se genera un adelgazamiento de la sal y un levantamiento de la cobertura a través de un despegue dúctil.

En las interpretaciones presentadas por Grando & McClay (2004), la zona de cobertura es de gran espesor, los pliegues se observan con zonas de cizalla en sus flancos. Las últimas capas corresponden a una sedimentación por carga post-cinemática. La sal perteneciente a la formación Louann presenta un ensanchamiento favorecido por la rampa, con una terminación abrupta. La edad de máxima deformación de la secuencia es durante Mioceno Tardío-Plioceno. El análisis estructural permite definir una inflación de la sal, un pliegue de despegue con intrusión forzada de la capa de sal., además de la formación de zonas de cizalla en los flancos sin presentar vergencia (figura 6.1 e). En el trabajo de Grando & McClay (2004), se observa un crecimiento o ensanchamiento de la sal hacia la parte trasera de la rampa, generándose únicamente un levantamiento de la secuencia sedimentaria de la cobertura.

En la sección de Cotton & Koyi (2002) (a partir de Treloar et al 1992), la cobertura sedimentaria en la zona de máxima movilización de sal, se aprecia con un espesor reducido y poca deformación de la cobertura. La sal en este caso es del Cámbrico Inferior, la cual ha sido movilizada llegando hasta la superficie y a la zona de rampa. El análisis estructural permite diferenciar una inflación de la sal y la formación de diapiros debido a la pérdida de resistencia de la cobertura dentro de un delta progradante (figura 6.1 f).

Los modelos analógicos permiten tener bases para estudiar estos sistemas, Costa & Venderville (2002), han enfatizado que la presencia de una zona de rampa favorece la formación y crecimiento de pliegues, además propicia la deformación asimétrica y la inclinación de las capas hacia la zona de traspais, formándose estructuras de tipo *pop up* y pliegues de flexión de falla. Las diferencias principales en los resultados (figura 6.1 g-h) estriban en el espesor de la capa dúctil. En la figura 6.1 g el espesor de la capa dúctil es de 0.5 centímetros por lo que el material fluye con menor facilidad (mayor viscosidad), presentando una mayor resistencia y una localización de la deformación hacia la zona de la rampa; en este modelo el acortamiento fue acomodado primeramente en cinturones plegados y cabalgados y causó una inclinación de los bloques de falla hacia el traspais con una gran presencia de retrocabalgaduras. El modelo en la figura 6.1 h tiene un espesor mayor de la capa dúctil (1 centímetro) por lo cual fluye con mayor facilidad (menor viscosidad) con una menor resistencia y una menor localización de la deformación, con este arreglo experimental solamente se formaron cinturones plegados y cabalgados que crecieron (a diferencia del anterior, (figura 6.1 g), con una menor presencia de retrocabalgaduras.



Basamento
 Capa de sal
 Cobertura sedimentaria

Figura 6.1. Diversos escenarios debidos a la presencia de una rampa frontal sobre la deformación de la cobertura sedimentaria; a) ausencia de una rampa frontal; b) rampa frontal y bloques levantados; c) dos zonas de rampa; d) terminación abrupta de la sal; e) ensanchamiento de la sal; f) presencia de canopies; g) generación de retrocabalgaduras; h) cinturones plegados y cabalgados.

6.2 Resultados de modelado analógico

Se realizaron dos fases experimentales con el objeto de conocer la influencia en la deformación de la zona de rampa frontal. La primera serie experimental estuvo centrada en tres aspectos principales: la existencia de una sola zona de rampa, (experimento 1, 2) la presencia de dos zonas de rampa, (experimento 3) así como, el papel de la sedimentación (experimento 4) en los modelos, todos estos experimentos se acortaron a una tasa de deformación mayor ($3.88 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$). En la segunda fase experimental, sólo se exploró la presencia de una zona rampa frontal (experimento 5, 6 y 7), sin embargo, se varió la tasa de deformación, puesto que fue menor del orden $3.33 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, ver tabla 6.1 para más detalles. Los resultados revelan la importancia de la zona de rampa frontal, favoreciendo y localizando la deformación.

Tabla 6.1 Rasgos relevantes de los experimentos de acortamiento

Experimento	Tasa de deformación s ⁻¹
1	3.88x10 ⁻⁴
2	3.88x10 ⁻⁴
3	3.88x10 ⁻⁴
4	3.88x10 ⁻⁴
5	3.33x10 ⁻⁴
6	3.33x10 ⁻⁴
7	3.33x10 ⁻⁴

Los resultados presentados están separados en tres aspectos que fueron monitoreados y/obtenidos durante o después de la deformación conformando la sistemática que se siguió en cada uno de ellos. Primero se presenta una descripción de la evolución de los modelos tomando como referencia las imágenes de superficie y, también los modelos 3D obtenidos. Después se muestra una descripción detallada de las características, rasgos o estructuras que se formaron considerando las imágenes laterales y la velocimetría. Finalmente se presenta una descripción de las secciones obtenidas al realizar el corte del modelo.

Es importante mencionar que para la primera fase experimental (experimentos 1-4) el monitoreo de la deformación en la parte lateral se centró en la zona de rampa frontal por lo que la información que se presenta para esta descripción está enfocada en esta área, mientras que en los segundos experimentos (experimentos 5-7) se muestran imágenes de la velocimetría de todo el modelo.

Los modelos analógicos de cuñas de acreción han demostrado que los sistemas de fallas crecen de dos maneras, una en la cual la deformación es concentrada a lo largo de las zonas de cizalla y otra cuando la deformación es transmitida hacia el frente (Del Castello & Cooke, 2007), que aquí se denominará como traslación o transmisión de la deformación.

6.2.1 Experimento 1

Evolución en superficie

Este modelo se acortó en total 28.5 %. Los flancos trasero y frontal del primer pliegue (P1) se formaron hacia el 2% de acortamiento, siendo el primero el observarse en la superficie del modelo. Para el 6% de acortamiento se definió una nueva zona de cizalla ubicada en el flanco trasero del pliegue P1.

El avance del pliegue P1 fue continuo con algunos procesos de crecimiento y traslación o avance de la deformación (figura 6.2). Las zonas de cizalla del pliegue P1 en su parte frontal van ampliándose en separación durante el proceso de acortamiento. En el lapso entre 12 y 15% de acortamiento se observaron varios procesos de erosión del frente cabalgado del P1.

Al 16% de acortamiento se apreció un ciclo de acreción con colapso de material, también al 17.5% de acortamiento se observó avance súbito hacia el frente. En este periodo de tiempo fue visible el segundo frente de pliegue (P2) en la zona de rampa frontal y el flanco trasero del pliegue P2, observándose dos zonas de cizalla para el flanco trasero y tres para el frontal que están presentes en el corte del modelo.

Para el 21% de acortamiento, el pliegue frontal P2 ha seguido su evolución y crecimiento (figura 6.2). Durante el lapso del 27% y hasta el final del acortamiento ocurrieron algunos ciclos de acreción de manera continua.

Monitoreo lateral y Velocimetría

Un rasgo importante es la presencia de un diapiro que se formó desde el inicio de la deformación, el cual controló la localización del pliegue P2 que nucleó desde la zona frontal del modelo. La deformación en la zona de rampa se presentó al 18% de acortamiento, iniciando con un levantamiento del paquete de arena en la parte anterior a la terminación de la sal. Hacia el 20% de acortamiento se percibieron dos zonas de cizalla en la parte anterior a la rampa frontal. Estas dos zonas se separaron conforme avanzaba el acortamiento, mientras que hacia el núcleo, el pliegue (P2) generó un levantamiento de la secuencia. Aproximadamente al 25% de acortamiento las zonas de cizalla se observaron en el marcador intermedio del paquete y el diapiro alcanzó el primer marcador, es decir, se mantuvo creciendo.

En cuanto a la velocimetría se observó un levantamiento en la zona de rampa frontal aproximadamente al 20% de acortamiento, lo que indica la actividad del pliegue (P2) en la parte frontal del experimento (figura 6.3 a). Hasta un 24 % de acortamiento, la mayor parte del campo de desplazamiento definió una orientación sub-vertical, mientras que los vectores de menor magnitud, se mantuvieron alternando entre etapas en las que alinearon desde una manera vertical hasta horizontal (figura 6.3 b). Desde 25% de acortamiento, y hasta el final del experimento, los vectores se distribuyeron de una forma sub-horizontal a horizontal (figura 6.3 c-d).

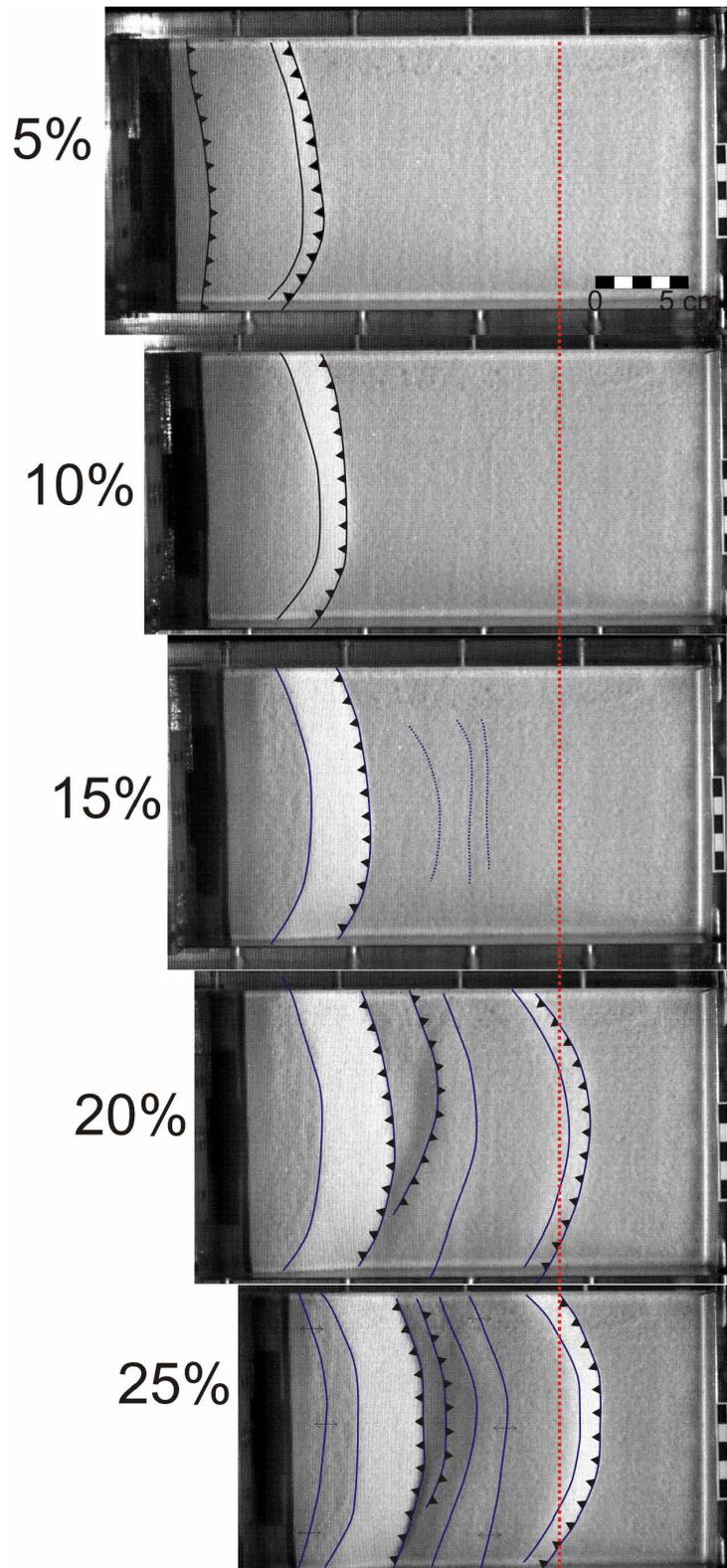


Figura 6.2. Evolución en superficie del experimento 1 de los sistemas de acortamiento, durante la deformación del modelo se observó como el crecimiento de los pliegues favorecen la formación de dos zonas de cizalla principales en los flancos frontales las cuales van ampliándose en la evolución (la línea roja marca la zona de rampa). El acortamiento en esta fase experimental siempre fue de izquierda a derecha.

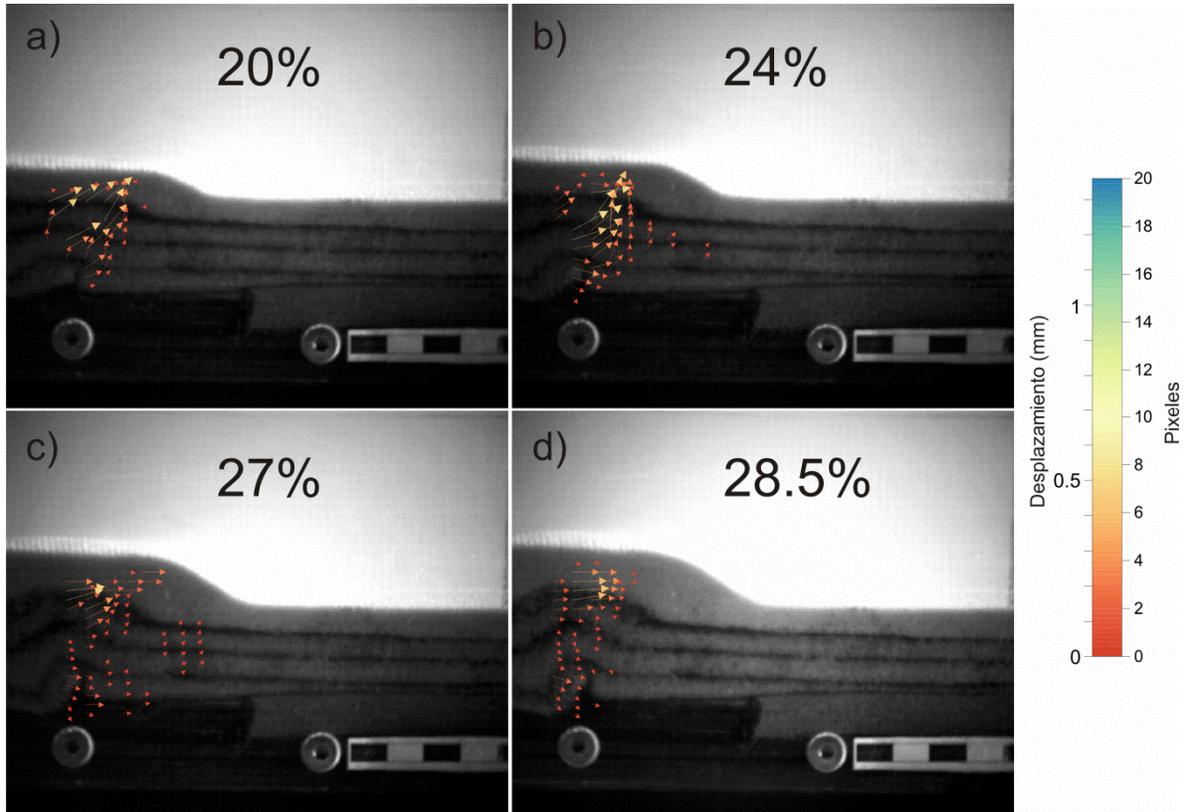


Figura 6.3. Evolución de la velocimetría del experimento 1 de los sistemas de acortamiento. En este experimento se observa una mayor localización de la deformación en el pliegue observado en las imágenes (a y b) y una mayor traslación de la deformación durante la etapa final (c y d). La escala se encuentra en milímetros y en pixeles

Corte del modelo

Se desarrolló una estructura de *pop up* que se encuentra conectada a través de un techo cabalgado pasivo con el segundo rasgo definido por un pliegue de caja, ambos se caracterizan por un ascenso de silicón en su núcleo (figura 6.4).

El pliegue de geometría *pop up* tiene líneas de cizalla que delimitan la estructura, además se presenta un diapiro estrangulado cuya inclinación define una vergencia al frente que evolucionó durante la formación del pliegue (P1). Cabe mencionar que las zonas de cizalla son más pronunciadas hacia la parte de la pared móvil (izquierda)

En el pliegue de caja (P2) delimitado por zonas de cizalla en ambos flancos, se observa también un diapiro., con dos zona de cizalla en el flanco trasero y tres en el frontal.

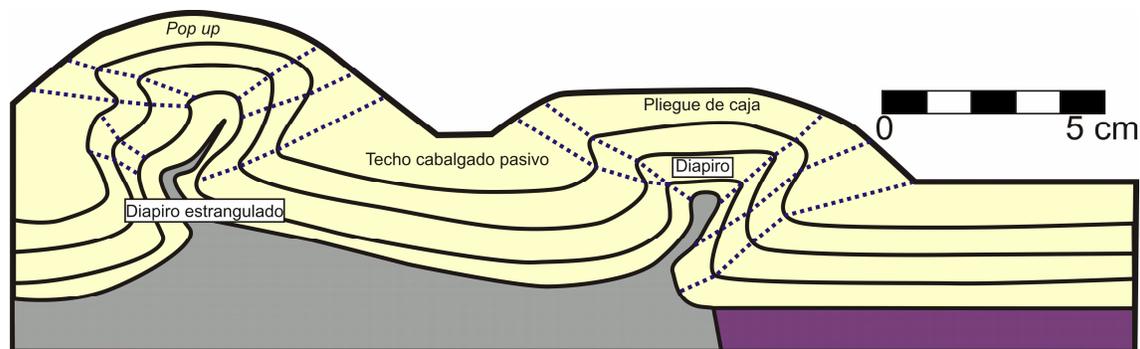


Figura 6.4. Corte del primer modelo de los sistemas de acortamiento donde ocurrieron dos estructuras principales, la deformación ocurrió de una manera apretada en el pliegue de la izquierda y un pliegue caja en la parte derecha. En color gris está representada la capa de silicón en el modelo, en morado la zona de rampa frontal como basamento, en amarillo la cobertura de arena Jurásico-Mioceno con algunos indicadores estratigráficos dentro de la secuencia.

6.2.2 Experimento 2

Evolución en superficie

El experimento 2 (figura 6.5 y 6.6) se acortó 24%. Hacia el 2.5% de acortamiento fueron visibles en superficie las primeras estructuras como el flanco frontal del primer pliegue (P1), que se ubicó cercano a la pared móvil. Al 3% de acortamiento se apreciaron dos zonas de cizalla del flanco frontal del pliegue P1. El flanco trasero del pliegue P1 no fue visible en la superficie debido a la construcción del modelo.

Hacia 6.5% de acortamiento se observó un avance importante de toda la secuencia en el frente del pliegue P1, posiblemente como un ciclo de acreción. Durante este lapso y hasta el 8.5% de acortamiento se observaron ciclos de acreción menores.

Para el 10% de acortamiento se presentó un avance importante de la secuencia y ampliación de la separación entre las zonas de cizalla en el frente del pliegue (figuras 6.5 y 6.6). Para el 13% de acortamiento se comenzó a deformar la zona cercana a la rampa frontal formando un segundo pliegue (P2) con dos zonas de cizalla en su flanco frontal.

Al 15.5% de acortamiento se definió una franja de erosión del pliegue cercano a la pared móvil (P1), de aquí en adelante, este pliegue se mantuvo sin cambios, a excepción de su avance al frente y la amplificación y crecimiento de la erosión de su frente.

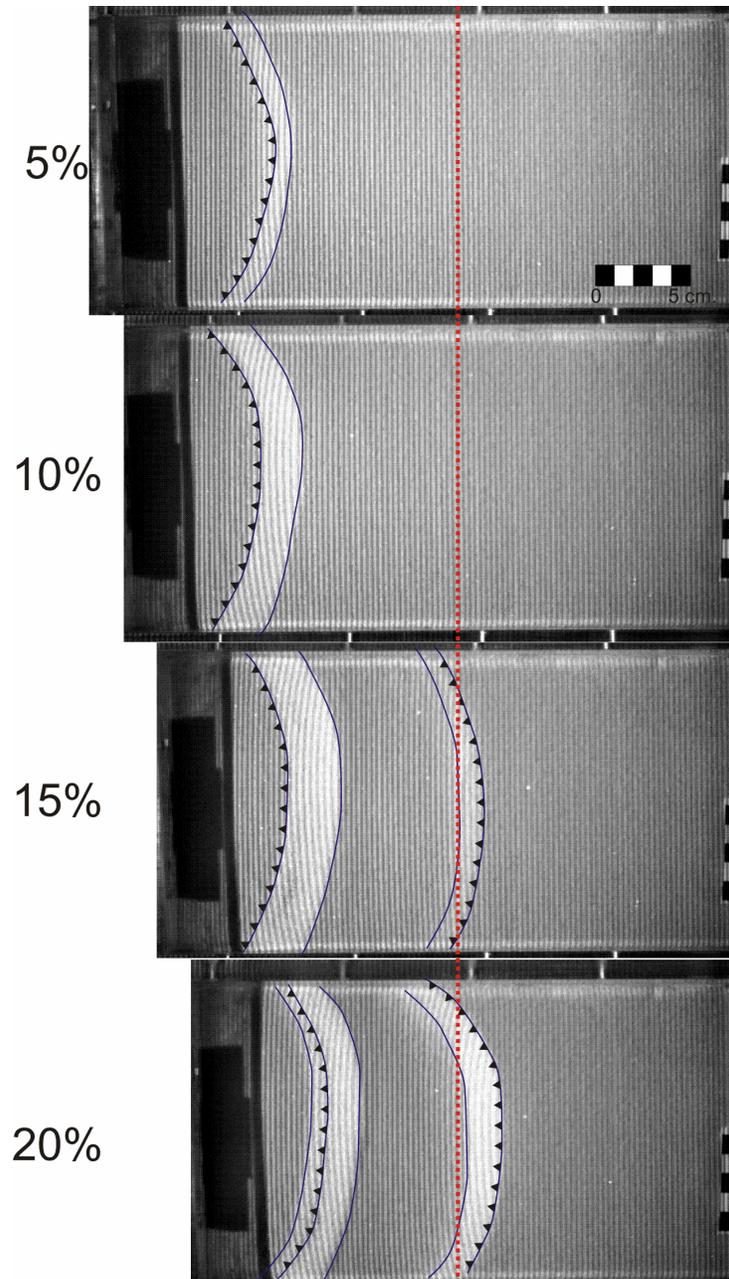


Figura 6.5. Evolución del experimento 2, en el cual la zona de rampa se ubicó más atrás que el experimento anterior (1), lo cual fue consistente para los siguientes experimentos presentados. En la parte izquierda de este experimento se ubicó el primer pliegue reconocido, mientras que en la parte central justo en la zona de rampa frontal se formó el segundo pliegue.

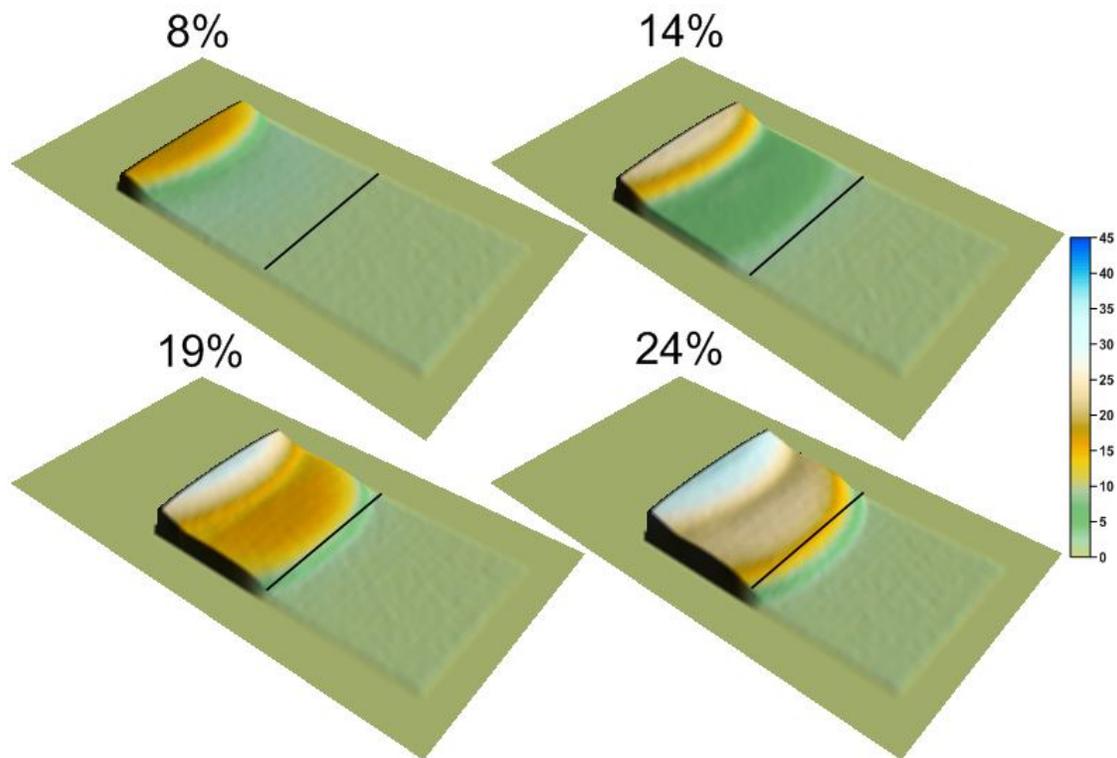


Figura 6.6. Evolución 3D del experimento 2, se muestra el porcentaje de acortamiento para cada mapa de relieve. En esta serie de imágenes se observa principalmente el flanco frontal de los pliegues formados. Estos modelos 3D son consistentes con las fotografías de planta en la generación de los pliegues. Se puede observar las zonas de cizalla frontales de dos pliegues. La escala se encuentra en milímetros y la línea negra sobre los modelos representa la zona de terminación de silicón por debajo de la cobertura de arena.

Monitoreo lateral y veolocimetría

La deformación en la zona de rampa fue visible al 14%, la deformación se presentó en una zona de cizalla con un ángulo de $\sim 45^\circ$. Hacia el 16% de acortamiento se apreciaron dos zonas de cizalla que son evidentes desde la parte superior del modelo en el paquete de arena hasta alcanzar el silicón. A partir de este momento, el pliegue se mantuvo creciendo alternando entre episodios de levantamiento y transmisión de la deformación hacia el frente. En la fase final del experimento se observó que el pliegue trasero cesó su levantamiento y el desplazamiento se concentró hacia el frente en pliegue P2.

Con respecto a la veolocimetría, al 16% se definen algunos vectores con desplazamientos en dirección al levantamiento de la zona de rampa frontal (figura 6.7 b), pero en su mayoría se concentraron de manera horizontal. Aproximadamente al 18% de acortamiento se distinguieron claramente dos patrones en cuanto a la alineación del campo de desplazamiento (específicamente en la zona del pliegue en la rampa frontal) unos orientándose en la dirección que crece el pliegue frontal (P2) y otros más con desplazamiento horizontal, sin embargo el mayor desplazamiento se acumula en el crecimiento del pliegue. Hacia el final del acortamiento, prácticamente en el 23% (figura 6.7 d), la deformación está ampliamente localizada en la propagación hacia el frente (P2).

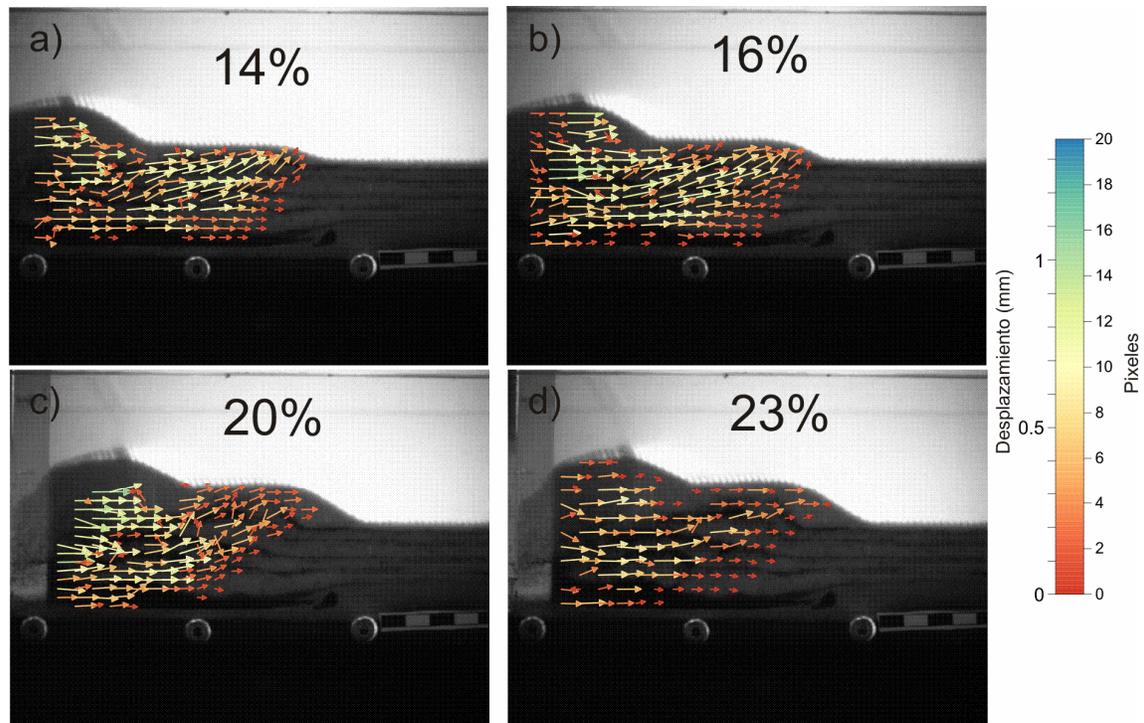


Figura 6.7. Evolución en el arreglo de los experimento 2 de los sistemas de acortamiento. En las imágenes se observa una etapa caracteriza por una definición de zonas de cizalla y traslación de la deformación (a y b), un estadio donde mayormente la deformación se acomoda a lo largo de la zona de cizalla (c) y una última etapa en la cual la deformación es transmitida hacia el frente sin una localización.

Corte del modelo

En la sección se presentaron dos pliegues, el trasero caracterizado por una geometría de *pop up* y el frontal como un pliegue de propagación de falla, los cuales se conectan a través de un techo cabalgado pasivo (figura 6.8).

En el primer pliegue las bandas que generalmente delimitan las estructuras *pop up* no son claras, solamente se observan dos hacia la conexión con el segundo pliegue y tres hacia el borde izquierdo del modelo. La estructura además se caracteriza por una inyección de silicón que sigue la orientación de la zona de vergencia del pliegue que es hacia el frente.

El segundo P2 es un pliegue de propagación de falla que evolucionó a partir de un pliegue de despegue que presenta una charnela erosionada.

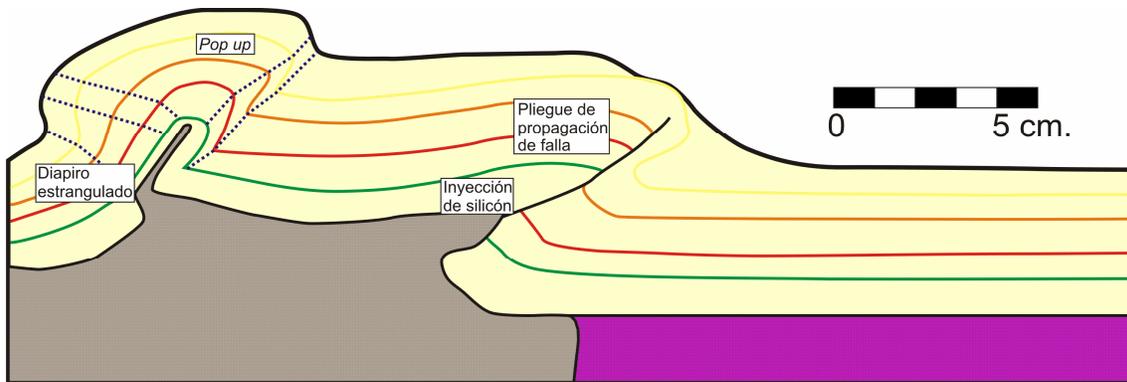


Figura 6.8. Corte del segundo experimento de los sistemas de acortamiento donde se formaron dos estructuras principales. Es de notar el pequeño sinclinal que se formó en el pliegue frontal antes de que éste empezara a crecer. Las líneas de colores indican marcadores estratigráficos dentro de la secuencia de arena agregada.

6.2.3 Experimento 3

Evolución del modelo

Este experimento 3 fue acortado 27%. Hacia el 3.5% de acortamiento fue visible la deformación en superficie del primer pliegue (P1) en su flanco frontal. Para el 4% de la deformación el flanco se observó un avance importante del frente cabalgado. Para el 9% de la deformación, se presentó un avance significativo del pliegue trasero. Mientras que para el 10% se apreció un ciclo de acreción importante sobre el frente cabalgado del pliegue P1 (figuras 6.9 y 6.10).

Hacia el 14% se define el frente del segundo pliegue P2 formándose el flanco frontal del mismo, además es visible una franja de erosión sobre el pliegue P1. En este punto la deformación se concentra en el frente del modelo. Para el 15.5% se observaron dos zonas de cizalla en el pliegue P2. Hacia el 20.5% el pliegue fue mayormente visible en superficie y se apreció un ciclo de acreción.

Para el 23.5%, la distancia entre las zonas de cizalla se amplió en la superficie del modelo, observándose un avance del frente del pliegue P2. En el 25% de acortamiento se formó una franja de erosión en las zonas de cizalla del flanco frontal y al 25.5% se observó un ciclo de acreción importante en el pliegue frontal definido de la secuencia de imágenes, mientras que la zona de erosión se rompió paulatinamente para el final del acortamiento.

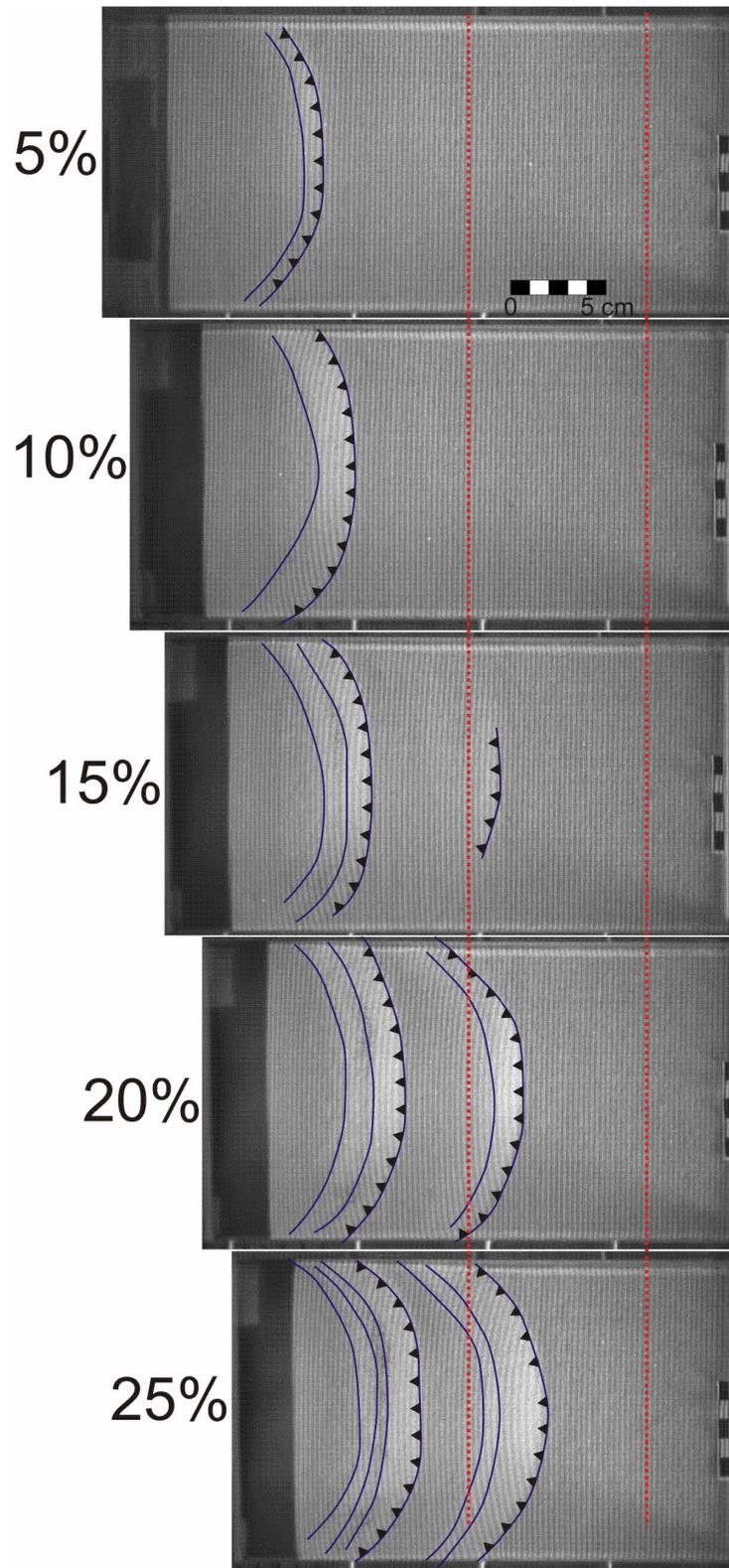


Figura 6.9. Evolución en superficie para el experimento 3 (las dos líneas rojas refieren la zona de rampa frontal). En el pliegue trasero se reconocieron tres zonas de cizalla además del frente del pliegue, zonas de cizalla también son evidentes en el pliegue central.

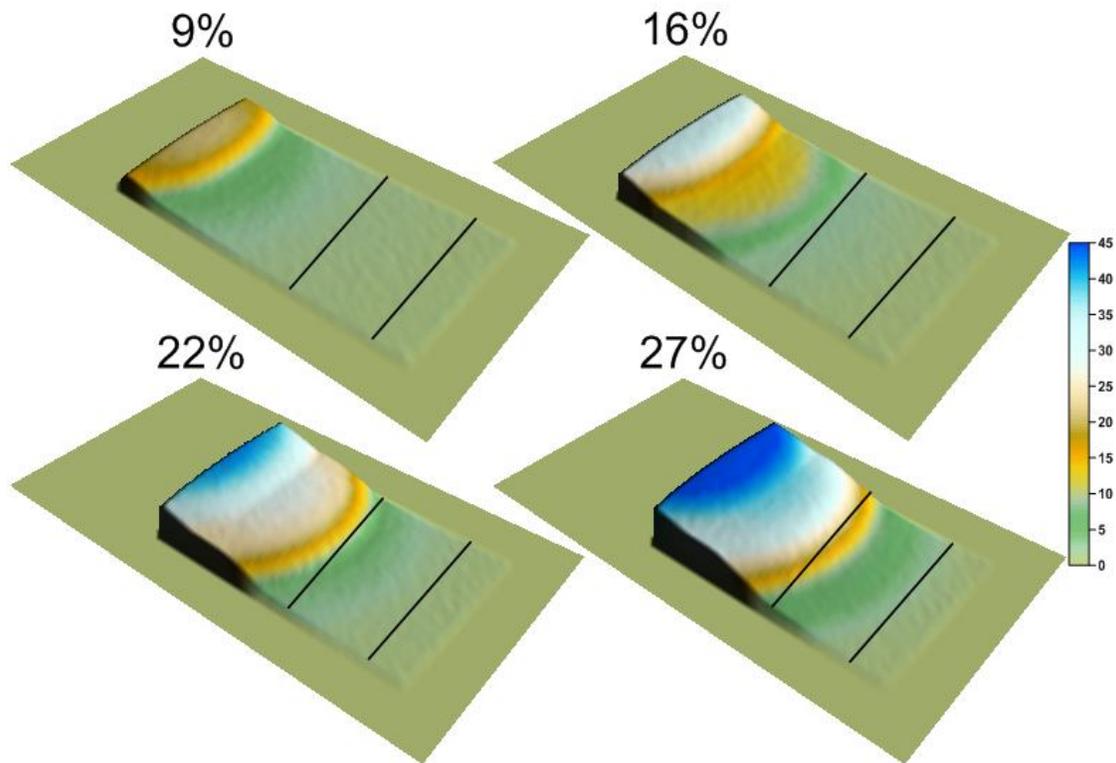


Figura 6.10. Evolución 3D del tercer experimento de los sistemas de acortamiento, la escala define desplazamientos en milímetros, se muestran cuatro diferentes etapas de la evolución del modelo y se observan los dos frentes cabalgados de los pliegues formados.

Monitoreo lateral y velocimetría

En este experimento se simularon dos zonas de rampa frontal o escalones de basamento. A partir del 13% de acortamiento se apreció un levantamiento localizado sobre el primer escalón de basamento. Un diapiro de silicón controló la evolución del pliegue trasero P1 y de una falla en el flanco frontal. Puesto que los dos pliegues se presentaron de una manera muy apretada (en la pared), fue difícil diferenciar las zonas de cizalla del segundo pliegue en el modelo, sin embargo, al 18% de acortamiento se definieron las dos zonas de cizalla en la parte frontal del pliegue P2. Aunque en la superficie del modelo fue posible observar los dos levantamientos, en la imagen lateral y en los marcadores fue complicado diferenciarlos, ya que las dos estructuras se observaron como un sólo pliegue. Así mismo, la evolución de las estructuras presenta fases de levantamiento y transmisión de la deformación. La deformación, en este caso, no alcanzó el segundo escalón de basamento.

Con respecto a la velocimetría el campo de desplazamientos se alineó de manera horizontal hasta el 7% de acortamiento, antes de formarse el segundo pliegue en el frente. A partir del 8% de acortamiento el campo vectorial con orientaciones horizontales a sub-horizontales concentró la mayor parte del desplazamiento. Desde el 10% de acortamiento el campo de desplazamiento fue oblicuo a la dirección del acortamiento (figura 6.11 a), esta condición continuó hasta el 18.5% de acortamiento (figura 6.11 b). Posteriormente, se distinguen dos patrones diferentes en la distribución del campo vectorial; uno de manera oblicua, y uno más que denota un desplazamiento hacia el frente, esto se hace evidente entre el 19 y el 23% de acortamiento (figura 6.11 c). Al final del experimento se observó como paulatinamente los vectores se van alineando de una manera sub-horizontales y la deformación alcanza el segundo escalón de basamento o rampa frontal (figura 6.11 d).

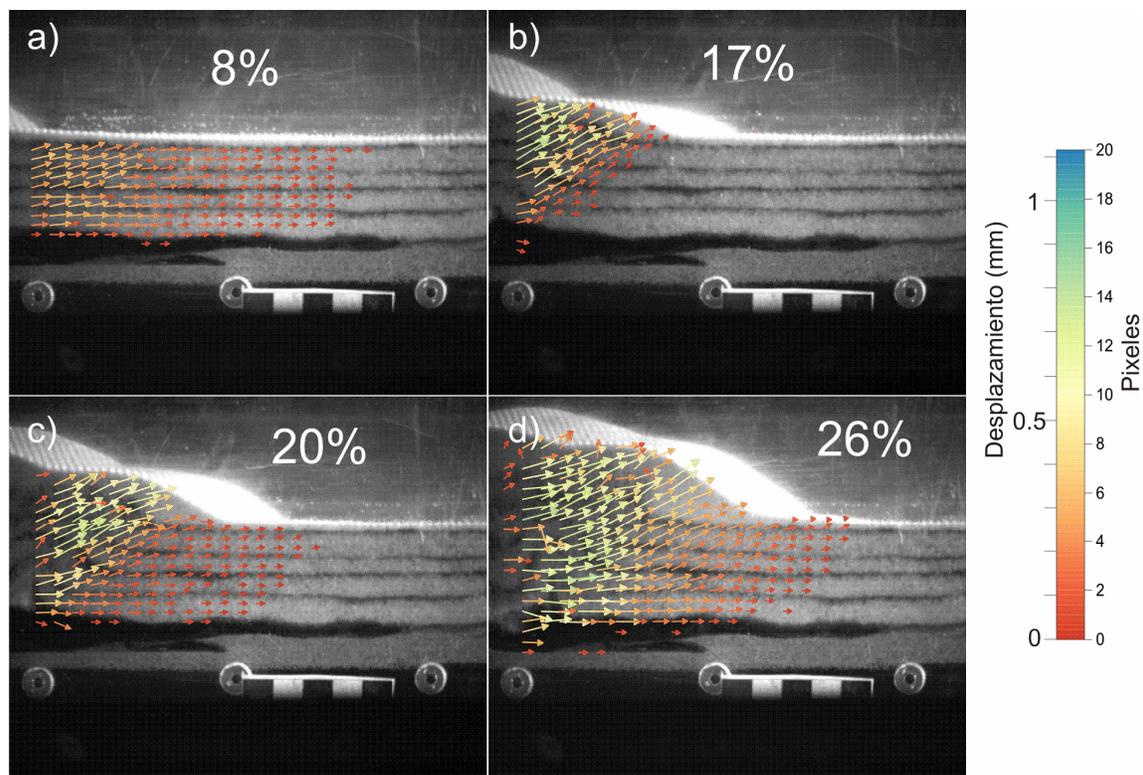


Figura 6.11. En este experimento 3 de los sistemas de acortamiento se ejemplifica de una manera clara la ocurrencia de ciclos en la deformación que corresponde a ciclos de traslación (transmisión) de la deformación y formación de zonas de cizalla, a) localización y transmisión de la deformación, b) localización en la zona de cizalla, c) localización y transmisión de la deformación y d) mayormente transmisión de la deformación.

Corte del modelo

Este modelo se caracteriza por presentar una deformación caracterizada por diapiros o inyecciones de silicón en el núcleo de dos pliegues formados hacia la parte central del modelo: un *pop up* y un pliegue de propagación de falla. Aquí a diferencia de los demás modelos no se observó un techo cabalgado pasivo (figura 6.12).

El primer pliegue *pop up* presenta dos zonas de retrocabalgadura que limitan la primera inyección de sal. La parte frontal de este pliegue se caracteriza por presentar dos cabalgaduras con erosión en su flanco.

El segundo es un pliegue de propagación de falla que nucleó desde una zona más atrás que el primer escalón de basamento.

Es importante resaltar que el avance de la deformación es limitado por el porcentaje de acortamiento y por la localización de la zona de rampa.

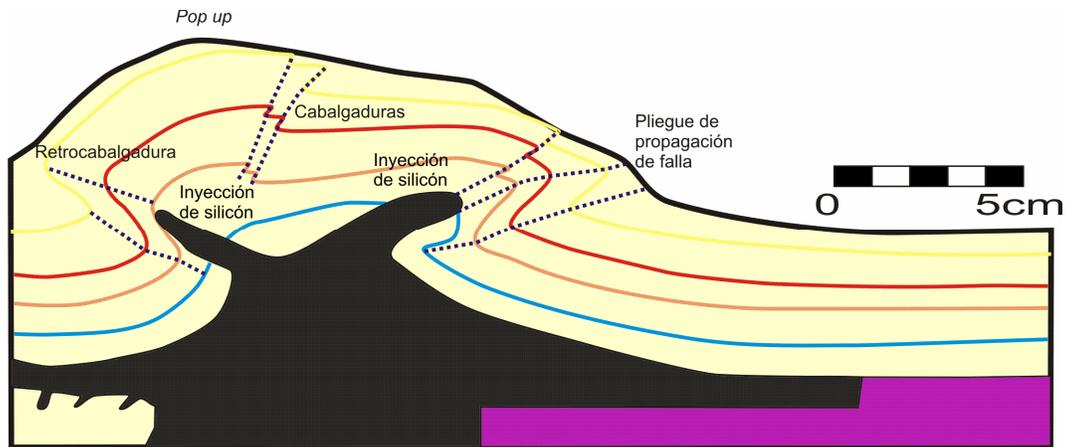


Figura 6.12. La presencia de dos niveles de rampa en el experimento 3 localizó de una manera diferente la deformación, puesto que únicamente la deformación respondió a la presencia del primer nivel de la rampa, sin lograr formar un pliegue asociado al segundo nivel de la rampa frontal. Se muestra en color gris el silicón, morado el basamento y en amarillo la cobertura.

6.2.4 Experimento 4

Evolución del modelo

Este experimento se acortó 26% (ver figuras 6.13 y 6.14). Hacia el 1.5% de acortamiento se comenzó a observar un levantamiento cercano a la pared móvil, este rasgo corresponde a un pliegue por efectos de borde de la pared móvil. Para el 7.5% de acortamiento, se formó el flanco trasero del segundo pliegue P2 que se localizó más al frente del pliegue anterior (P1).

Para el 8.5% de acortamiento, la sedimentación comenzó a inhibir las estructuras o no son visibles en superficie. Hacia el 9% de acortamiento se observó en la superficie del modelo el pliegue de caja P2, que hasta este momento no había sido visible.

El flanco frontal del pliegue P2 mostró un avance sustancial que indica un crecimiento del pliegue hasta el 12.5% de acortamiento (figuras 6.13 y 6.14). Hacia el 15% de la deformación se observó que las zonas de cizalla del flanco frontal de P2 se propagaron en mayor medida en la superficie del modelo.

Para el 16.5% de acortamiento comenzó a observarse el tercer pliegue (P3) que interactúa con la zona de rampa frontal (figuras 6.13 y 6.14). En este tiempo también el flanco frontal de P2 presentó la mayor propagación en la superficie comparado con el flanco trasero, situación que cambió al 19.5% de acortamiento.

Hacia el 22.5% de acortamiento solamente el pliegue más frontal P3 fue observado en la superficie del modelo.

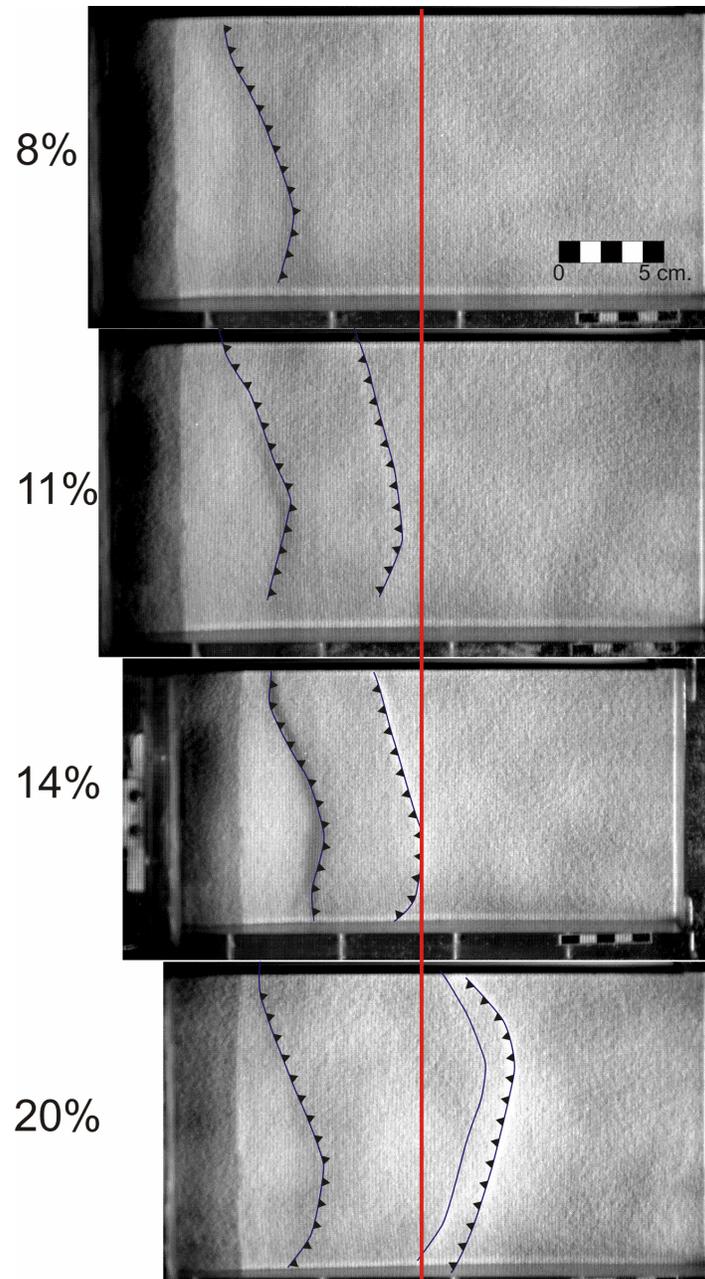


Figura 6.13. En el experimento 4 donde se incluyó la sedimentación, las estructuras se presentaron más temprano que en los modelos donde no se sedimentó.

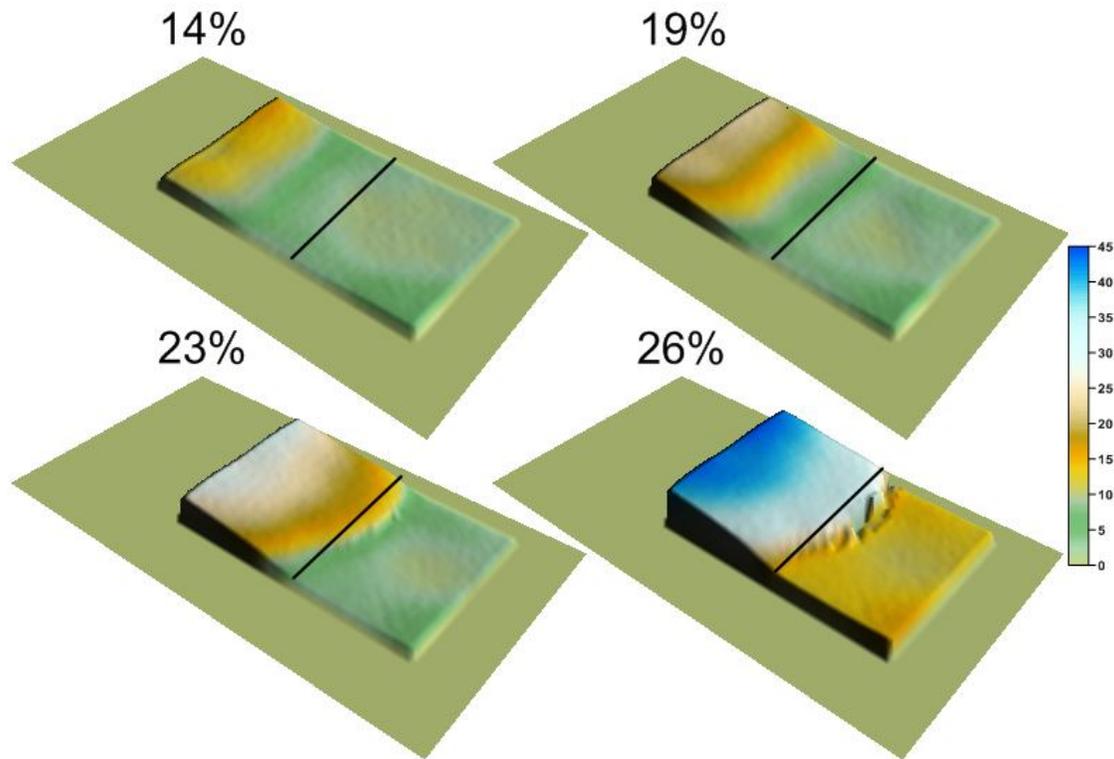


Figura 6.14. Evolución 3D del experimento 4 de los sistemas de acortamiento, las pequeñas diferencias en el relieve de los modelos son debidas al proceso de sedimentación, lo que influyó en la estructuras, ya que presentan cambios en su crecimiento de manera transversal al modelo.

Monitoreo lateral y velocimetría

En este experimento, la sedimentación dificulta la visualización de las estructuras que se están formando. No obstante, se puede considerar que al 11 % de acortamiento se inició la formación del pliegue asociado con la zona de la rampa frontal. Este levantamiento se hace más evidente al 13% después de que se le agregó una nueva capa al modelo. La deformación se concentra hacia el frente, producto de la sedimentación que generó una transmisión de la deformación que se concentró en el pliegue frontal

El patrón del campo vectorial es horizontal o sub-horizontal hasta el 12% de acortamiento. Entre el 12 y 14% los vectores se alinearon de manera oblicua. Posteriormente los vectores alternan entre estadios en los cuales se concentran de manera oblicua y horizontal sub-horizontales con respecto al sentido de la deformación, pero sin definirse dominios claros, estos cambios son función del levantamiento del pliegue y/o la transmisión de la deformación hacia el frente, lo cual ocurrió hasta un 20% de acortamiento (figura 6.15 a, b). Después se empezó a distinguir un patrón de levantamiento y otro con una distribución horizontal de los vectores, este último escenario es consistente hasta el final del acortamiento (figuras 6.15 c y d).

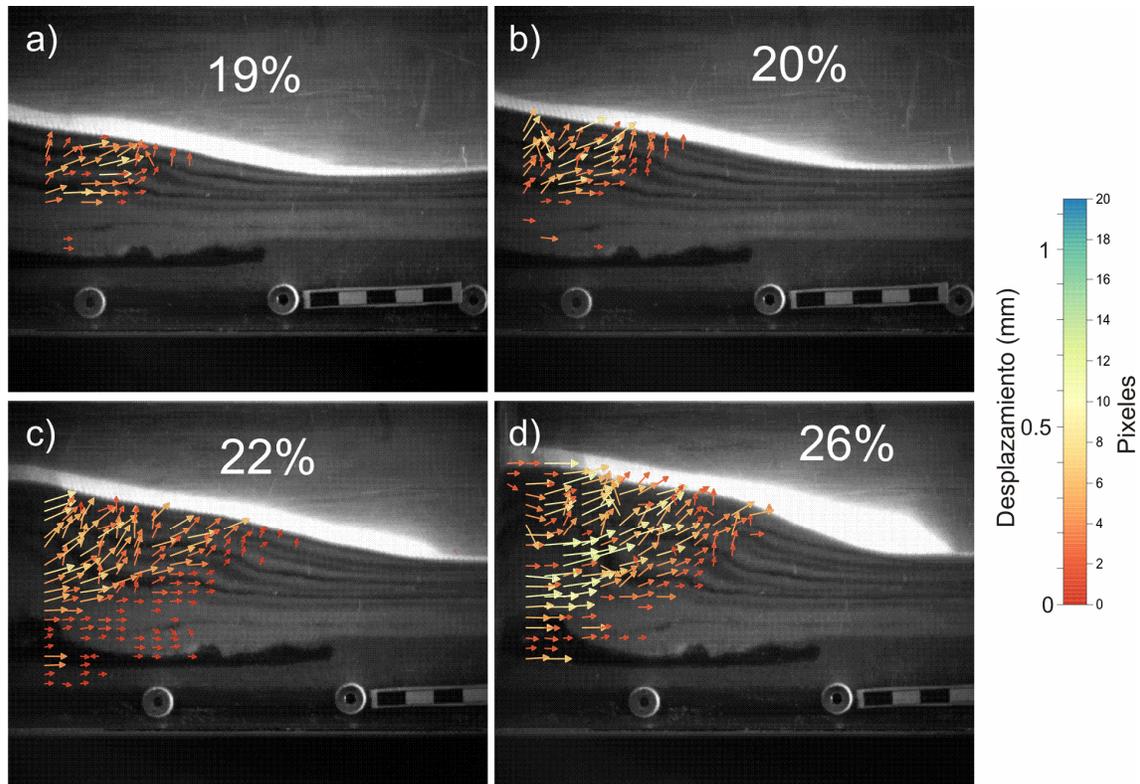


Figura 6.15. Evolución del patrón en el arreglo de los vectores del cuarto experimento. La localización de los vectores está mayormente asociada a la generación de zonas de cizalla que se presentaron durante el experimento, además se observan otros vectores que reflejan una transmisión de la deformación hacia el frente.

Corte del modelo

En el corte final se observa un pliegue seguido por un techo cabalgado pasivo o un *growth syncline* y un pliegue de caja, la última estructura formada hacia la parte de la zona de rampa frontal corresponde a un pliegue de propagación de falla (figura 6.16).

El pliegue P1 es apretado y tiene en su núcleo un diapiro estrangulado y vergencia hacia el frente que presentó efectos de borde.

El pliegue de caja está conectado por un techo cabalgado pasivo al primer pliegue en cuyo núcleo se observa un diapiro estrangulado.

El pliegue de propagación de falla sobre la zona de la rampa, probablemente evolucionó desde un pliegue de despegue a un pliegue de caja.

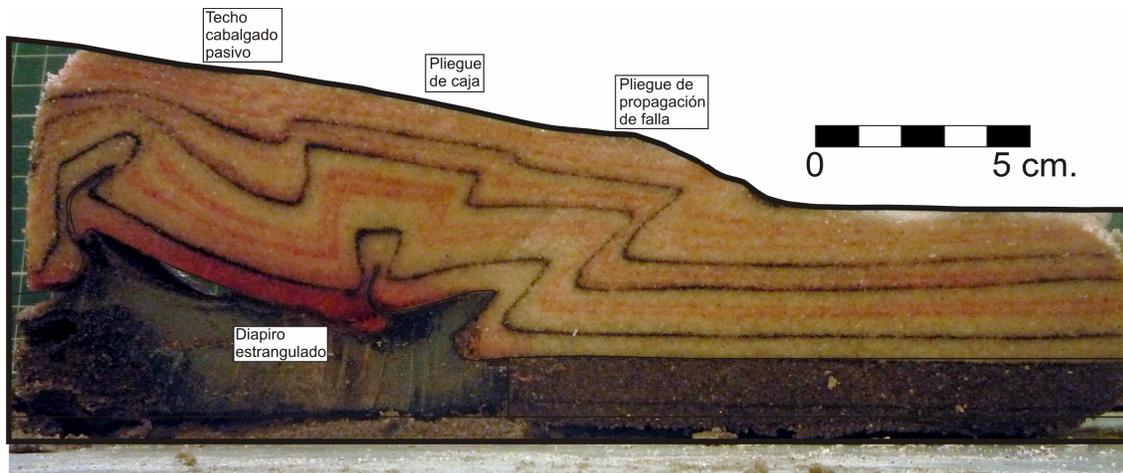


Figura 6.16. Corte final del experimento 4 donde son evidentes cambios en la formación de las estructuras producto de la sedimentación, por ejemplo el techo cabalgado pasivo creció como un *growth syncline* durante el final de la sedimentación.

6.2.5 Experimento 5

Este experimento se deformó un 24.5%. Las primeras estructuras se observaron hacia el 2.5% de acortamiento, en la zona cercana a la pared móvil correspondiendo al pliegue P1, dos zonas de cizalla fueron visibles para el 4.5% en el frente del pliegue (figura 6.17).

Aproximadamente al 8% y 9.5% de acortamiento fue posible observar dos ciclos de acreción importantes para el primer pliegue. Para el 10% de la deformación, se presentó una zona de erosión entre las dos zonas de cizalla en el flanco frontal del pliegue P1, la cual disparó la deformación en el pliegue generando varios ciclos de deformación en el pliegue, este proceso se mantuvo casi hasta el final del acortamiento hasta un 22.5% del acortamiento.

Para el 16.5% de acortamiento el avance de la deformación llegó hasta la zona de rampa frontal formando un segundo pliegue P2. La ocurrencia de dos zonas de cizalla para el segundo pliegue fue evidente para el 20% de acortamiento (figura 6.17). Los dos pliegues (P1 y P2) se mantuvieron hasta el término del experimento, no se observó el flanco traseros del segundo pliegue, debido a la iluminación del modelo.

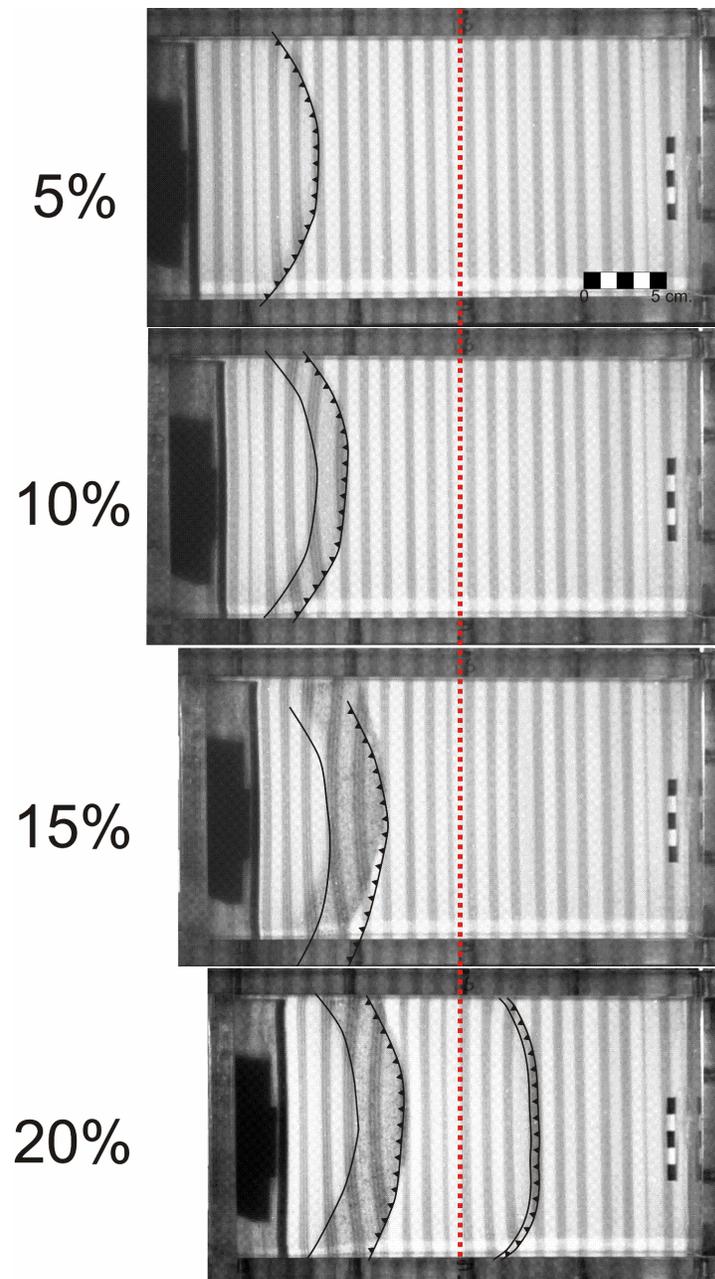


Figura 6.17. Evolución en superficie del experimento 5. Es evidente la formación de una primera zona de cizalla de la cabalgadura del pliegue trasero, después se formó una nueva zona de cizalla y finalmente una segunda zona ubicada al frente de la zona de terminación del silicón.

Velocimetría

Entre el 7-9.5% de acortamiento, se observó un patrón en los vectores caracterizado por una alineación en dirección paralela al transporte tectónico.

En el lapso de 10-13.5% de la deformación, se apreció un arreglo que definió una zona de cizalla incipiente del flanco frontal del pliegue trasero P1, mientras que otros vectores se alinearon de manera horizontal al modelo.

Para el estadio entre 14.5 y 16% de la deformación se definió un patrón caracterizado por una prominente zona de cizalla del pliegue P1, la deformación se distribuyó en la zona de cizalla y hacia el frente (figura 6.18 a).

Entre el 16.5-17.5 % se presentó un mayor distribución de la deformación que se propagaba hacia el frente. Cuando el modelo se encontraba entre el 18-20.5% de acortamiento, se observó un patrón mayormente caracterizado por un avance hacia el frente de la deformación, pero con la incipiente formación de una nueva zona de cizalla cercana a la pared móvil, que corresponde al flanco frontal del pliegue P2 (figura 6.18 b).

En el lapso de 21.5-22.5% de acortamiento la deformación se localizó en la zona de cizalla en la rampa frontal, mientras que para el final del acortamiento se encontró ampliamente concentrada la deformación a lo largo del pliegue frontal P2 (figura 6.18 c-d).

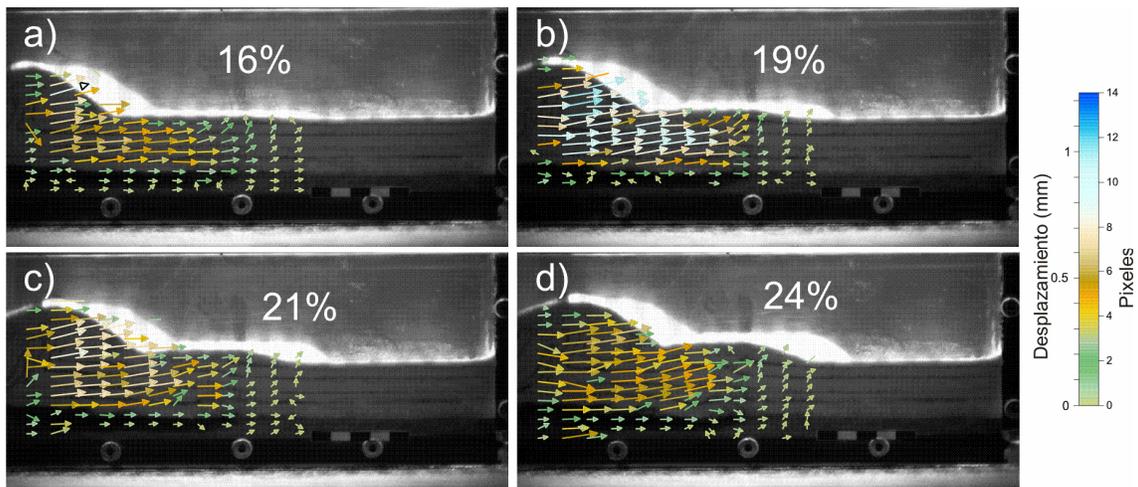


Figura 6.18. El arreglo de los vectores para el experimento 5 está principalmente caracterizado por una transmisión de la deformación durante casi toda la fase del experimento.

Corte del modelo

En este experimento se presentaron dos estructuras principales, un pliegue de propagación de falla además de un pliegue de caja en la zona de rampa frontal, estas dos estructuras están conectadas a través de un techo cabalgado pasivo (figura 6.19).

El primer pliegue P1 se caracteriza por tener una fuerte vergencia en la dirección de transporte, además que la inyección de silicón que se encuentra en el centro que aprovechó la zona de falla para movilizarse.

El pliegue frontal P2 con una geometría de caja, se observan sus cuatro zonas de cizalla definidas (dos en cada flanco), además de presentar un pequeño diapiro en el núcleo del pliegue, el cual presenta un cambio en su orientación, probablemente asociado a la evolución del pliegue P2.



Figura. 6.19. El experimento 5 de los sistemas de acortamiento se caracterizó por presentar dos estructuras con una fuerte vergencia en la dirección de transporte tectónico y además de que el pliegue ubicado en la zona de rampa frontal se ubicó más al frente de este rasgo, aprovechado este contraste para crecer.

6.2.6 Experimento 6

Evolución en superficie

Este experimento se deformó un 24.5%. Las primeras estructuras en la superficie del modelo fueron evidentes al 3% de acortamiento con la formación de dos zonas de cizalla del primer pliegue (P1) que se observó cercana a la pared móvil del modelo. Avanzando en el acortamiento hacia el 11% se formó un segundo frente de pliegue P2, el cual fue ampliamente evidente para el 12.5% de la deformación, con la formación de dos zonas de cizalla en este pliegue hacia el 14% de acortamiento (figura 6.20).

El último pliegue P3 observado en el modelo y que interactuó con la zona de rampa frontal apareció hacia el 20% de acortamiento se apreciaron su flanco trasero y frontal, en su parte frontal se observaron dos zonas de cizalla (figura 6.20).

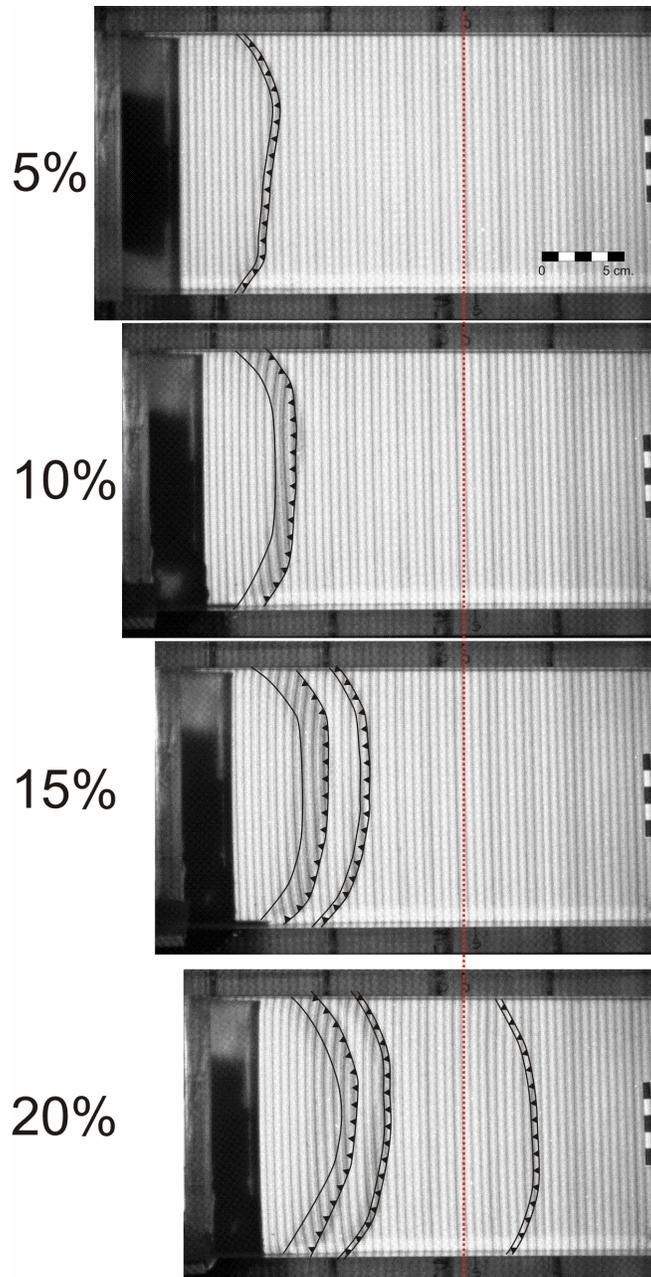


Figura 6.20. Para el experimento 6 las estructuras formadas corresponden a un pliegue caracterizado por dos zonas de cabalgadura que se ubicaron en la parte trasera y un pliegue formado en respuesta a la zona de terminación de la capa de silicón.

Velocimetría

Al iniciar el acortamiento se observó un arreglo mayormente horizontal de los vectores, para el lapso entre 2-8% del acortamiento se apreció una prominente zona de cizalla definida para el primer pliegue P1 (figura 6.21 a).

Entre el 8-12.5% el campo vectorial se caracterizó por presentar un arreglo con un desplazamiento a través de la zona de cizalla frontal del primer pliegue P1 (figura 6.21 b), además de una avance de la deformación hacia el frente.

En el lapso de 13-15.5% se definió un arreglo en los vectores donde se distribuyeron de manera horizontal al modelo. Para el caso de la zona de cizalla anterior los vectores se concentraron de una manera sub-horizontal.

En el estadio entre 16 y 17% de la deformación, se definió la zona de cizalla del pliegue P2, mientras que los demás vectores se concentraron de manera horizontal.

Para el 18-19%, la deformación se caracterizó por un arreglo de los vectores, horizontal en la parte trasera del modelo, en la parte central una zona de cizalla prominente del pliegue P2 y, una nueva zona de cizalla ubicada en la parte frontal que corresponde al último pliegue en formarse P3 (figura 6.21 c).

Durante el último tiempo de la deformación, los vectores se alinearon de manera horizontal en la parte trasera, mientras que las zonas de cizalla para los pliegues P2 y P3 se mantienen alternando en su orientación (figura 6.21 d).

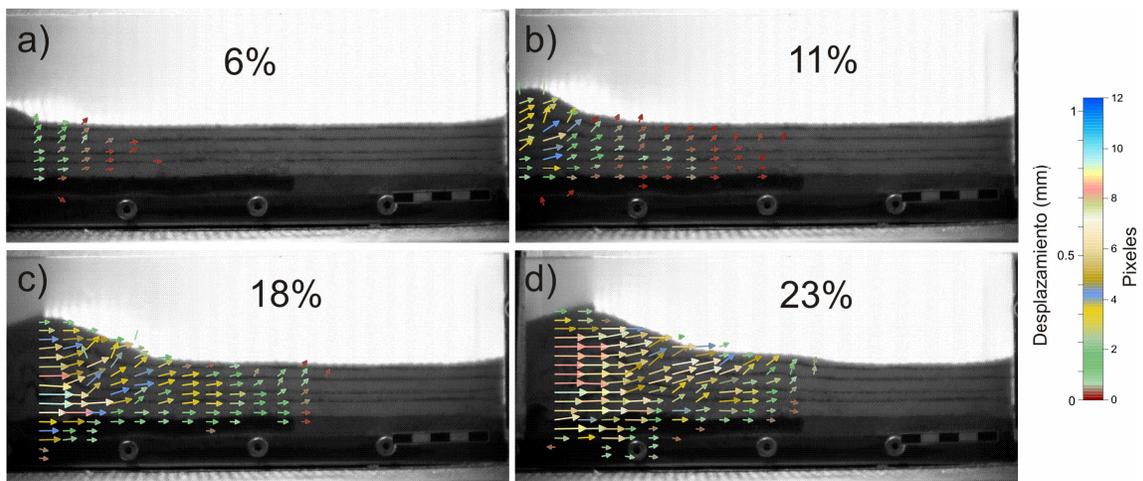


Figura 6.21. Para este experimento 6 se observó una mayor localización de las zonas de cizalla (a y b) además de una transmisión de la deformación durante las etapas más avanzadas del experimento (c y d).

Corte del modelo

En este experimento fueron visibles tres estructuras plegadas, que corresponde a estructura *pop up*, que es el pliegue P1, un segundo pliegue P2 con geometría de propagación de falla, posteriormente se aprecia un techo cabalgado pasivo y, un último pliegue de propagación de falla P3 (figura 6.22).

El primer pliegue se distingue como un *pop up* o pliegue de caja volcado con una vergencia opuesta, el cual tiene un núcleo de silicón. La segunda estructura es un pliegue de propagación de falla que presenta una inyección de silicón en su núcleo que coincide con la dirección de crecimiento del pliegue.

Es evidente un techo cabalgado pasivo “incipiente” antes de observarse un pliegue de propagación de falla formado en la zona de terminación de silicón el cual creció en un inicio como una estructura en caja, pero se desarrolló una falla en su flanco frontal.



Figura. 6.22. Corte del experimento 6 con la formación de estructuras con vergencia en el sentido del transporte.

6.2.7 Experimento 7

Evolución en superficie

Este experimento se deformó un 24.5%. Para el 2.5% de acortamiento se apreció el primer pliegue formándose dos zonas de cizalla ubicadas en el flanco trasero del pliegue.

Para el 4.5% de acortamiento el pliegue P1 ya se ha propagado a través de dos zonas de cizalla en su flanco frontal (figura 6.23).

Hacia el 13.5% de la deformación, se observó un segundo frente de pliegue P2, con dos zonas de cizalla que fueron evidentes al 15% de la deformación (figura 6.23)

Para el 19% de la deformación del experimento fue evidente un tercer pliegue P3 que se localizó en la zona de rampa frontal con dos zonas de cizalla.

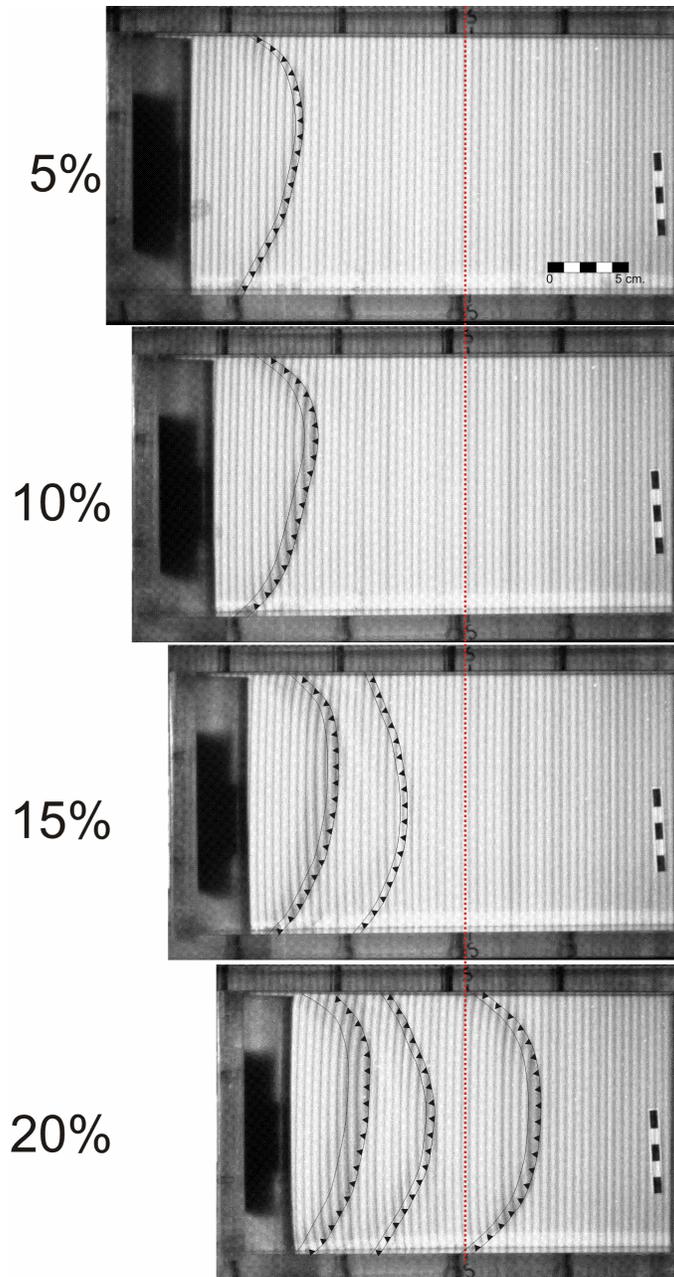


Figura 6.23. Evolución en superficie del último experimento de los sistemas de acortamiento con la ocurrencia de tres pliegues principales dos en la pared móvil y uno que interactuó con la zona de rampa frontal.

Velocimetría

Al inicio del experimento antes del 2.5% de acortamiento se definió un patrón caracterizado por la presencia de una incipiente zona de cizalla para el primer pliegue P1, además de una transmisión horizontal de la deformación hacia el frente.

Hacia el 3.5% de acortamiento toda la deformación se localizó en la zona de cizalla del pliegue P1. Entre el 4.5-6.5% se siguió observando la zona de cizalla para el pliegue P1, además se definieron dos arreglos: uno donde los vectores se acomodan de manera horizontal y, otro donde los vectores se orientan de manera oblicua que definen la presencia de la zona de cizalla para el segundo pliegue P2.

Entre el 7.5-8.5% del acortamiento se definió un arreglo caracterizado por las dos zonas de cizalla anteriores, pero con una mayor transmisión de la deformación hacia el frente (figura 6.24 a).

Para el 9-11% se presentaron estas zonas de cizalla, sin embargo, los vectores más frontales mostraron una orientación horizontal en la parte cercana a la rampa frontal. Hacia el 11.5% se presentó una mayor transmisión de la deformación de manera horizontal hasta la zona de rampa frontal.

Entre el 12-13% de la deformación se observó una tercera zona de cizalla, la cual se ubica en la rampa frontal, la primera zona de cizalla ha desaparecido, puesto que los vectores se observan de manera horizontal, mientras que la segunda sigue presente (figura 6.24 b). Para el 13.5% de acortamiento se observó una transmisión de la deformación hacia la zona de rampa frontal.

Entre el 15-20.5% se apreció un patrón en el que paulatinamente la segunda zona de cizalla del pliegue P2 se orientó de manera horizontal (figura 6.24 c), es decir, toda la deformación se transmitió hacia el frente. La primera zona de cizalla del pliegue P1 es horizontal también, y la tercera del pliegue P3 se apreció de manera oblicua.

Para el final del acortamiento 21-24% se conserva la zona de cizalla del pliegue más frontal P3, por lo que ya toda la deformación se acomoda a través de este pliegue (figura 6.24 d), mientras que los vectores en la parte trasera se orientaron de manera horizontal.

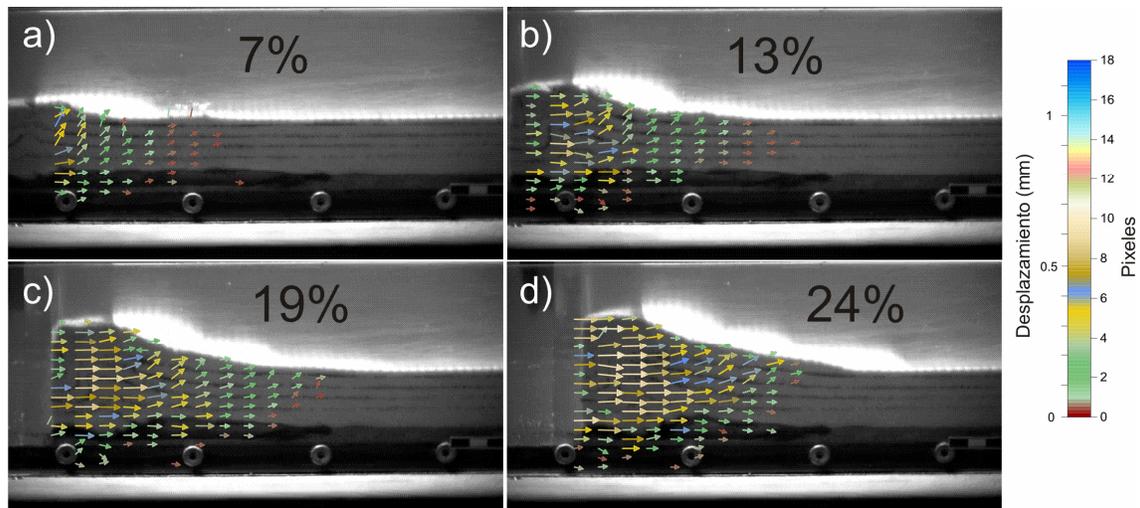


Figura 6.24. En el último experimento de los sistemas de acortamiento se observó una localización de los vectores a lo largo de las zonas de cizalla durante casi toda su evolución.

Corte del modelo

Este último experimento se caracteriza por presentar tres estructuras plegadas principales, un primer pliegue P1 con una vergencia opuesta con características de *pop up*, además de un segundo pliegue P2 asociado a la inyección de silicón con geometría de propagación de falla, después se apreció un techo cabalgado pasivo, para finalizar con la última estructura en la zona de rampa frontal con un tercer pliegue P3 como un pliegue de propagación de falla (figura 6.25).



Figura 6.25. Corte del modelo 7 con resultados similares al anterior (experimento 6), que refieren estructuras de vergencia en dirección del transporte tectónico.

6.3 Resumen de los resultados

En este apartado se mencionarán los rasgos y características más importantes observados en los modelos y que son de especial interés para el siguiente capítulo. Se presenta un resumen para la primera fase experimental a tasa de deformación mayor y, otro más sobre la descripción de los experimentos realizados a una velocidad menor.

6.3.1 Experimentos 1-4

Evolución en superficie y estructuras

Los modelos realizados en esta fase experimental concentran resultados similares en cuanto a la formación de estructuras (a excepción del último experimento), se caracterizan principalmente por presentar dos estructuras, un pliegue con características de *pop up* hacia la parte trasera y un pliegue de caja o propagación de falla hacia el frente, además de la presencia de techos cabalgados pasivos y/o sinclinales que conectan estas dos estructuras. El experimento 4 presenta tres estructuras principales, un pliegue por efectos de borde en la parte trasera, un pliegue de caja hacia la parte intermedia de la deformación y un último de propagación de falla hacia la zona de rampa frontal, estas diferencias son atribuidas a que este experimento se incluyó una sedimentación sin-tectónica.

Velocimetría

Los modelos aquí presentados muestran distintos patrones en la velocimetría, caracterizado por distintos dominios en la evolución, esto muestra dos principales etapas; cuando la deformación se concentra a lo largo del modelo (horizontal) y otro cuando las cabalgaduras se están formando.

Estas diferencias en los patrones de vectores de desplazamiento de las partículas se deben a los procesos que están actuando. Los resultados permiten identificar la influencia de la deformación (acortamiento), las condiciones reológicas distintas entre el silicón y la arena y el contraste mecánico de los materiales sobre los modelos. Se puede establecer cómo el acortamiento y la forma en la que éste se acomoda marca la orientación de los vectores. El proceso de deformación está controlado por la formación de las cabalgaduras; cuando un cinturón plegado y cabalgado se inicia, los vectores tiene una orientación a lo largo del modelo (horizontal) esto podría ser llamado como traslación; después, los vectores se alinean en la dirección de la zona de cizalla formando la cabalgadura del pliegue. Finalmente, se empiezan a orientar horizontalmente al modelo. Esto define patrones que se delinean por el acomodo de la deformación y que corresponden a su traslación y/o localización

Los vectores se concentran en la zona de contraste mecánico o antes, pero nunca más allá de esta área, en parte debido al porcentaje que los modelos fueron deformados. Entonces la evolución de los modelos está caracterizada por una etapa de traslación de la deformación y otro de formación de estructuras.

Influencia de la sedimentación en los estilos de deformación

La sedimentación tiene una gran importancia y favorece los estilos de deformación, también las estructuras hacia la zona de rampa frontal se forman más rápido que en los tres primeros modelos. Otro rasgo importante es la inhibición y formación de estructuras cuando los modelos se estaban sedimentando.

La deformación y evolución de los modelos sin sedimentación presentan una evolución similar, la formación y crecimiento de pliegues cerca de la zona de rampa frontal ocurrió al 13% de acortamiento. Por otro lado, los modelos que incluyeron la sedimentación las estructuras hacia la zona de interés se presentaron al 9% de acortamiento. Después a un nuevo pliegue se formó al 20% de acortamiento, caracterizado por una geometría de pliegue de propagación de falla.

La cronología de las estructuras formado en la zona de rampa frontal se presenta como pliegues de despegue y después pliegues de propagación de falla.

6.3.2 Experimentos 5-7

Evolución en superficie y estructuras

Para el caso del primer experimento de esta fase (experimento 5), se presentaron dos estructuras: un pliegue de propagación de falla en la zona trasera de la deformación y otra estructura de pliegue en caja formado hacia la zona de rampa frontal. Para el caso de los experimentos 6 y 7 se presentaron tres estructuras, un pliegue con características de *pop up* en la zona trasera, además de un pliegue muy cercano con geometría de un pliegue de propagación de falla, además de un tercer pliegue de propagación de falla generado por la zona de rampa frontal.

Las diferencias en los resultados de los experimentos se atribuyen al cambio en la tasa de deformación de los modelos, debido a que varió entre $3.88 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (experimentos 1-4) y $3.33 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (experimentos 5-7). Estos pequeños cambios generan diferentes resultados en los modelos. Otra posibilidad son las diferencias sutiles en el espesor del silicón o en el peso de la cobertura.

Velocimetría

Los patrones de arreglo de los vectores están caracterizados por ciclos de acreción definidos por la formación de las estructuras en los modelos. Sin embargo, en el caso de estos experimentos no se apreció una localización de los vectores en las zonas de cizalla, más bien, existe una transmisión de la deformación de manera continua a lo largo de los experimentos.

CAPÍTULO VII

Discusión

Este capítulo se divide en tres secciones: en la primera parte se discuten algunos de los temas relevantes en la evolución del GdM, que conforman aspectos geológicos, sedimentológicos y/o morfológico son de interés para el desarrollo de esta tesis; en el segundo apartado se detallan los resultados obtenidos y se comparan con las secciones sísmicas de la zona de estudio; y por último, se discuten los mecanismos de generación de las estructuras en los modelos y en la naturaleza

7.1 Discusión sobre la geología de los sistemas gravitacionales.

Algunos autores han afirmado que la zona del GdM representa un caso excepcional de deformación gravitacional que liga la extensión y el acortamiento (Brun & Fort, 2011), tal excepcionalidad está relacionada con la secuencia salina alóctona y la dinámica de su movilización a partir de la capa madre de sal. Algunos rasgos y/o características primarias de este margen pasivo (pendiente topográfica, eventos tectónicos y térmicos, deltas y el depósito y la geometría en la terminación de la sal) han influido directamente sobre los mecanismos de deformación y los estilos estructurales en la zona.

7.1.1 Pendiente

La inclinación de un margen pasivo es una consecuencia de la subsidencia térmica durante el *rifting* o posterior al *rift* y depende del ancho del margen, generalmente los valores se encuentran entre 1° y 4° (Brun & Fort, 2011). Esta inclinación en los márgenes pasivos desde la zona del continente hacia la zona distal es un rasgo que modifica la energía potencial y actúa como un disparador de la deformación por gravedad. Ocasionalmente, durante esta etapa en el GdM se pudo haber presentado una deformación por deslizamiento gravitacional o una combinación de deslizamiento-dispersión favorecida por esta pendiente, sin haberse depositado una carga sedimentaria mayor en la cuenca (Rowan et al., 2000, 2004).

En las interpretaciones de las secciones sísmicas no se ha establecido una deformación pre-Paleoceno en la zona, probablemente la escala o la calidad de las secciones no permite distinguirla o está oscurecida por la formación de nuevas estructuras en la zona y por lo tanto, no es posible determinar una deformación por deslizamiento gravitacional o combinación en la etapa temprana de la evolución de la zona favorecida por la inclinación de la pendiente.

Otro rasgo que pudo haber favorecido un aumento de la pendiente en la zona proximal al continente es el acortamiento regional Laramide, el cual en el noreste de México ocurrió en el Cretácico Tardío-Eoceno Medio, pero en la zona profunda del GdM se cree que se presentó durante el Paleoceno- Eoceno (Fiduk et al., 1999; Camerlo & Benson, 2006; Eguiluz, 2011), este levantamiento provocó que el máximo avance del frente de la SMO se extendiera hasta la zona de la CB. La deformación Laramide re-activó o formó fallas inversas de basamento que produjeron un levantamiento de la zona proximal en la CB, y una subsidencia térmica en la parte distal; lo cual habría generado, al menos para el inicio del Paleógeno, un mecanismo de deslizamiento gravitacional o combinado, antes del aporte mayor de sedimentos a la cuenca. Algunos informes inéditos de Pemex han referido una movilización temprana de la sal durante el Eoceno-Oligoceno Inferior cuando los deltas ya operaban en la zona norte del GdM (Galloway et al., 2000, 2011).

El efecto combinado del levantamiento regional y la instauración de los sistemas deltáicos mayores en el noreste de México favoreció la acumulación de sedimentos, y posiblemente una flexura cortical, propiciando una inclinación de la base de las evaporitas hacia el continente, con lo cual quedaría anulado el mecanismo anterior de deformación y la cuenca sufrió mayormente dispersión gravitacional.

La PAOM es un evento magmático importante que generó un levantamiento de la zona durante el Oligoceno originando una exhumación de la cobertura sedimentaria (Eguiluz, 2011). La exhumación cenozoica podría haber propiciado que el delta del Bravo aportara una mayor carga sedimentaria a la cuenca, y una mayor inclinación de la base de las evaporitas. Este proceso coincide en tiempo con el pico en la deformación del CPP.

Además de estos rasgos sedimentológico-tectónicos, algunos de carácter morfológico de la cuenca inciden en la localización de las estructuras. En particular, la zona donde la pendiente se vuelve horizontal favorece la localización de los pliegues, puesto que es a partir de esta zona donde se formó el primer pliegue experimental. En las secciones sísmicas se ha reconocido que es a partir de esta zona donde se presentan los primeros pliegues. Los pliegues experimentales se formaron tanto en la zona de cambio de pendiente como en la zona de terminación de la sal. La formación de pliegues en el cambio de pendiente puede deberse a contrastes de resistencia de la secuencia de cobertura (debido a su espesor) o ensanchamiento de la capa de sal y los pliegues pueden desarrollarse de manera sincrónica o diacrónica en toda esta área. Los resultados indican que la zona de inicio de formación de los pliegues se ubica ligeramente atrás del cambio de pendiente y se forman nuevos cinturones de pliegues hacia la zona de terminación de la capa dúctil de manera casi sincrónica, en un lapso de tiempo pequeño, tal como ocurre en el CPP (Gradmann et al., 2009).

Los cambios de pendiente en el margen continental pasivo del GdM por el desequilibrio isostático, ya sea por el acortamiento regional laramídico que por la carga sedimentaria diferencial, tienen una influencia mayor sobre la deformación como se ha demostrado en los resultados presentados.

7.1.2 Deltas

La presencia de deltas es una característica recurrente en los márgenes pasivos (Galloway et al., 2000, 2011). Se llaman deltas progradantes porque la carga sedimentaria avanza ganando terreno hacia el mar y el espesor de los sedimentos disminuye hacia la parte marina profunda.

El incremento en la tasa de sedimentación es un mecanismo disparador de la deformación debido a la baja resistencia al flujo de la sal. A lo largo de todo el GdM se encuentran presentes grandes afluentes que han descargado sedimentos sobre la zona, específicamente en su parte noroeste desde el Paleoceno debido al levantamiento laramide de la SMO. Durante el Oligoceno-Mioceno, está ampliamente reconocido que los sistemas fluviales del Bravo y del Río Houston aportaron grandes cantidades de sedimentos (Galloway et al., 2000, 2011). Galloway et al. (2011) han reconocido un tercer ambiente separando entre Bravo en la parte mexicana y Grande en Estados Unidos.

Los resultados experimentales muestran que la sedimentación juega un papel relevante en la deformación, ya sea inhibiendo la formación de estructuras, controlando su tamaño, o bien retrasando o favoreciendo su formación.

Los experimentos regionales (experimentos 1 y 2) se construyeron añadiendo una carga sedimentaria sin-tectónica para disparar la deformación gravitacional. El adelgazamiento de la capa de silicón es producto de la carga sedimentaria.

En el primer experimento de los sistemas regionales se formaron estructuras como soldaduras, anticlinales de tortuga, fallas de crecimiento y *pinched-out syncline*, mientras que, en el segundo, se caracterizó por presentar estructuras de *raft tectonics*, grábenes extensionales y *pinched-out syncline* (e.g., Brun & Fort, 2004). Mientras que el experimento 4 de los sistemas de acortamiento se presentó un sinclinal de crecimiento o *growth syncline*.

Se ha observado a partir de modelos analógicos que la sedimentación progradante también puede causar la inversión de los dominios de deformación (Vendeville, 2005; Brun & Fort, 2011), debido al avance en el aporte de carga, por lo que las estructuras que inicialmente se formaron en un ambiente contraccional puede ser incluidas dentro de la zona de extensión, aunque este aspecto no fue observado en los modelos.

7.1.3 Depósito y terminación de la sal

Se estima que el depósito de secuencias de sal en la zona del GdM tiene entre 2.5 y 3 km de espesor considerado potente por algunos autores (Rowan et al., 2000, 2004). Se ha mencionado que la sal se depositó dentro de una cuenca con un alto de basamento hacia la zona de la corteza transicional (parte distal), o en una zona de subsidencia que fue delimitando la capa al momento de su depósito, con lo cual tiene una terminación en el continente y otra en la parte distal. La finalización de la secuencia salina en la parte distal se ha interpretado en diversas secciones sísmicas del CPP (Trudgill et al., 1999; Camerlo y Benson, 2006).

El límite distal de los depósitos salinos se observa inmediatamente debajo del CPP lo que sugiere una relación entre el desarrollo de los pliegues y la finalización de la capa de sal subyacente. Los pliegues están ausentes al frente de la terminación de la sal. De acuerdo con Trugill et al. (1999), la sal ocurre hasta 10 km al oriente del último pliegue del CPP en su parte americana.

Este rasgo está bien definido en la parte estadounidense, pero en la interpretación de las secciones mexicanas (ver secciones en el capítulo 3) se muestra que las secuencias evaporíticas terminan incluso más al oeste de la zona de plegamiento del CPP. Desde las primeras pruebas de la fase experimental (resultados no presentados) se observó que la rampa entre el basamento y el silicón localiza y limita el plegamiento, es decir no existe un avance del frente del plegamiento más allá de esta zona, con los acortamientos alcanzados, que se corrobora en los resultados experimentales presentados. En el caso de los experimentos en la fase de acortamiento se apreció que los pliegues terminan en esta zona; sin embargo, en los primeros cuatro experimentos de esta fase el pliegue más frontal no se ubicó en la zona exacta de terminación de la capa de silicón, sino que formó un pequeño sinclinal antes de propagarse hacia el frente. Aunque algunos niveles de sal pueden generar pliegues (Rowan et al., 2000, 2004), no existe información que relacione un nivel de sal alóctona con el pico máximo de la deformación.

En la sección geológica base (figura 3.2), la secuencia pre-Oligoceno no está deformada, no obstante, un canopy de grandes dimensiones podría haber generado al CPP, pero este rasgo está ausente en la interpretación. Posiblemente este efecto del avance de los pliegues más allá de la terminación de la sal está sustentado en la gran acumulación de la capa dúctil en la parte distal. Este ensanchamiento de la sal no ocurre en la naturaleza, más bien se presenta una disminución hacia la zona ultra profunda en los márgenes pasivos. Los resultados experimentales sugieren la posible presencia de una capa de sal por debajo del CPP que favorecería la formación de pliegues de despegue en esta zona. Los experimentos sugieren que al menos la sección base (figura 3.11) y este rasgo en particular podrían haber sido mal interpretados.

Esta interpretación surgió posiblemente debido a que las condiciones geológicas en la parte mexicana de la zona profunda del GdM son diferentes, no obstante, desde un contexto mecánico es difícil formar pliegues en un pico máximo de la deformación sin una capa de sal subyacente.

En secciones sísmicas con mayor resolución (figura 3.8), se interpreta que la secuencia sedimentaria está plegada desde el Cretácico, lo que refuerza la idea de que por debajo de esta secuencia se encuentra un paquete de sal con una zona de rampa frontal.

Un tema de debate es la presencia de dos escalones o rampas frontales en la zona de cuenca del GdM. Este podría haberse formado debido a una expulsión de la sal por encima del límite inicial del depósito, posiblemente en la etapa temprano cuando la zona presentó subsidencia en la zona distal. Este rasgo puede entenderse como un canopy que funcionaría como una superficie despegue más superficial. La posible existencia de un segundo nivel sólo causaría la generación de sistemas de pliegues y cabalgaduras con características muy similares a los formados más atrás en la zona de máxima localización de la deformación, pero este tendría que ser de varios kilómetros de espesor para generar estructuras importantes.

7.2 Discusión de los resultados experimentales

Un modelo no demuestra de manera directa que determinado proceso exista en la naturaleza, sino más bien es una herramienta para estudiar la dinámica de un sistema con base en un concepto físico de un sistema natural (Brun & Fort, 2011).

7.2.1 Sistemas regionales

La comparación geométrica entre los resultados experimentales regionales y las estructuras halladas en el GdM presentan similitudes relevantes. Se reprodujeron adecuadamente: la zona de extensión, con la formación de fallas normales, estructuras de rollover y estructuras de tortuga; mientras que la parte de acortamiento se presentaron sistemas de pliegues de despegue, pliegues de propagación de falla con desarrollo de vergencia opuesta y en el sentido del deslizamiento, estructuras de *pop up*, entre otras que han sido interpretadas en las secciones disponibles.

En el noreste de México donde el frente de la SMO se halla más cercano a la zona de cuenca del GdM, el avance en el acortamiento se ha interpretado en la CB. En la sección presentada por Escalera (2010), se observan cabalgaduras de bajo ángulo en el basamento, ubicadas en la parte continental, tanto en la zona donde no se depositó sal y hasta la terminación del continente, es decir tanto en la CB como en la provincia del GdM.

Las estructuras de acortamiento formadas en esta primera fase son retomadas durante la deformación gravitacional. Por ejemplo, un pliegue que se desarrolló al momento de la deformación por acortamiento en el modelo se asocia con el basculamiento del basamento y la reactivación de fallas inversas (figura 5.2). Esta estructura favoreció la formación de una estructura de tipo tortuga, limitada por dos fallas de rollover antitético y sintético durante la extensión, dicho rasgo se considera indicador de una zona altamente extendida (Brun & Mauduit, 2009).

Alternativamente, los anticlinales de tortuga se ha interpretado como resultado de la inversión de canales extensionales iniciales flanqueados por diapiros de sal que colapsan debido a la movilización de la sal hacia el frente a lo largo de la evolución (Vendeville & Jackson, 1992), es decir, se forman debido a la movilización de la sal contemporáneamente al depósito en la cuenca.

La formación de estructuras de tipo tortuga, no ha sido definida en detalle en las secciones disponibles para la parte de México ni para Estados Unidos (su ocurrencia ha sido presentada en otros márgenes pasivos). No obstante, en la sección de Peel et al. (1995), se observa una estructura de tortuga en la zona extensional dentro del estrado de Texas definida para las rocas del Mesozoico y Paleoceno, esta zona se caracteriza porque la sal se movilizó por completo generando una zona amplia de soldadura delimitada por dos fallas con rollover. Estos anticlinales no son descartables en la parte mexicana, puesto que las características son propicias para la formación de ellas, particularmente en la Provincia Salina del Bravo se ha postulado la existencia de estas estructuras dentro de informes inéditos asociados a la deformación gravitacional.

Al frente de estas estructuras se presenta una falla con rollover antitético, la cual delimita la zona de extensión presentándose la zona de traslación hacia la zona distal. Estos rasgos se observan con claridad en todas las secciones distribuidas a lo largo de la zona noroeste del GdM, delimitando la zona de extensión de la parte de traslación. Aunque en este modelo no se logró la generación de fallas normales de menor escala, si se formó una falla de rollover importante a partir de la cual se define un patrón distintivo delimitando la zona de traslación. Este rasgo en las secciones define un cambio en la deformación, a partir de esta falla y en dirección hacia la cuenca el desplazamiento de los bloques es menor hasta llegar a la zona de formación de los sistemas de pliegues, mientras que hacia la parte continental también define un patrón en las fallas con menor desplazamiento de los bloques. Este aspecto podría conllevar a una delimitación más pequeña de los sistemas de deformación por gravedad, pero se necesita de mayor experimentación para comprobar o desechar este punto.

Para el caso del segundo experimento, la zona de extensión está caracterizada por estructuras complejas que corresponden a *raft tectonics* (tectónica de balsa), además de un graben y por último la formación de un segundo frente de extensión con una falla casi vertical.

La zona de deformación con rasgos de *raft tectonics*, se puede considerar como una estructura de rollover, pero con mayor desplazamiento. De acuerdo con Jackson & Talbot (1992) y Gemmer et al. (2004), un *raft tectonics* se define como un bloque de falla aislado que se desplaza a tal punto que no se puede distinguir el bloque de piso original debido a una extensión importante aunando a la sedimentación. Este tipo de deformación no se ha interpretado en la zona de estudio. Algunos trabajos han mencionado la existencia de estas estructuras en la parte más occidental de la parte extensional en el límite entre México y Estados Unidos (Fiduk et al., 2004) pudiéndose extender más al sur dentro del territorio mexicano, esta estructura tiene como superficie despegue la secuencia salina y se forman cuando existe un alta tasa de sedimentación (Brun & Fort, 2008, 2011)

En este modelo se formó un segundo frente de extensión influenciado posiblemente por el avance en la sedimentación del sistema. Trabajos técnicos disponibles para la zona de la CB (Pemex, 2008) han reconocido una migración de la extensión tanto en espacio como en tiempo, puesto que se identifican distintos niveles para la formación y crecimiento de las fallas normales, los cuales se hacen más jóvenes en la dirección de la cuenca.

La zona de traslación en ambos experimentos tiene poca o nula deformación que se ubica desde la parte posterior a la última falla y hasta antes de que el basamento se vuelva horizontal para continuar con la zona de acortamiento. En esta zona se observaron ensanchamientos o adelgazamientos de la capa de sal, asociadas con la carga sedimentaria.

La zona de acortamiento para el primer experimento se caracteriza por pliegues con vergencia en ambas direcciones (hacia el sentido de transporte tectónico y opuesto) además de un *pop up* o pliegue de caja hacia la zona de terminación del silicón. Estos dos pliegue definen una estructura denominada como "*pinched-out syncline*" (Brun, 2004), además de un dúplex de techo compuesto (*composite-roof duplex*; Bonini, 2007).

En el segundo experimento regional, se formaron predominantemente pliegues de despegue, algunos de ellos presentan una vergencia en el sentido del transporte tectónico, además de estructuras de *pinched synclines*, estas estructuras se formaron en los dos pliegues anteriores a la zona de rampa frontal. Los *pinched synclines* corresponden a pliegues con vergencia opuesta uno del otro, para el caso del primer pliegue es el sentido del transporte, mientras que el segundo es opuesta. En la zona intermedia el adelgazamiento de la capa de silicón genera el "hundimiento" de la secuencia, formando un sinclinal con respecto a los bloques contiguos, el cual es favorecido por la sedimentación y que después es oscurecido al añadir mayor carga sedimentaria. No es descartable la presencia de estas estructuras en la zona del GdM, pero la resolución de las secciones sísmicas no permite su interpretación.

El estilo estructural para la zona de GdM se interpreta como pliegues con longitudes de onda pequeñas y cabalgaduras en los flancos (Trudgill et al., 1999); sin embargo, en nuevas publicaciones (Camerlo & Benson, 2006) se observan como pliegues apretados concéntricos de longitudes pequeñas sin desarrollo de vergencia. En el caso del segundo experimento se observaron pliegues con longitudes de onda regulares.

Trudgill et al. (1999), han mencionado la existencia de estructuras de *pop up* para el GdM, Camerlo & Benson (2006), han referido que se son probables dentro de la cuenca. Sin embargo, a diferencia del modelo aquí presentado donde la estructura triangular se formó exactamente en la terminación de sal, los estudios previos no detallan la presencia de un *pop up* en esta zona particular.

Tal vez este rasgo ubicado en la rampa frontal es más difícil de hallar en el GdM. Lo que se ha visto en las secciones disponibles es que la sal presenta una disminución en su espesor hasta desaparecer en la zona ultra profunda, esto dificulta la formación de estructuras triangulares, ya que éstas se forman sobre una capa de despegue más o menos regular, pero la activación de fallas con planos de vergencia en ambas direcciones puede ocurrir.

Algunas similitudes pueden encontrarse entre la naturaleza y los modelos, particularmente se ha visto que los pliegues en el CPP presentan longitudes constantes, situación que se reprodujo en los modelos analógicos (figura 7.1). Estos pliegues pueden evolucionar a una geometría de propagación de falla en la zona profunda y ultra profunda.

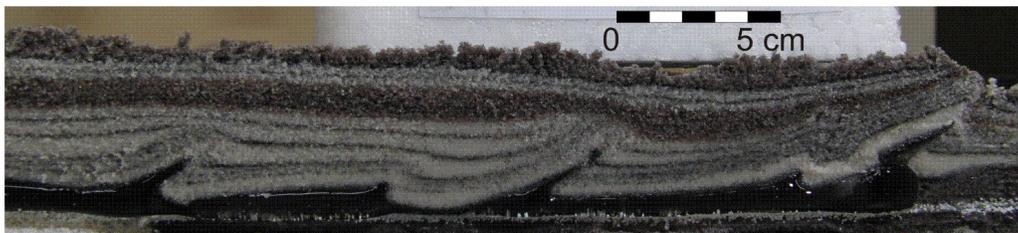
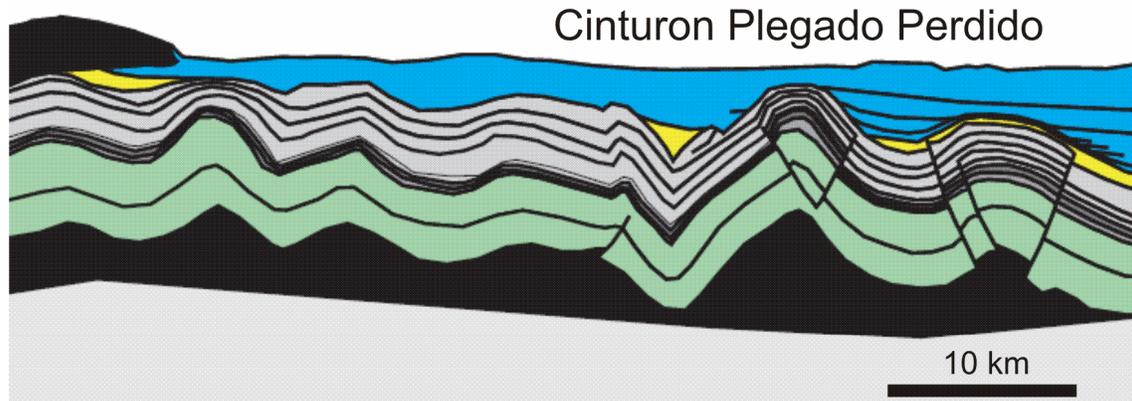


Figura 7.1. Comparación geométrica entre las estructuras halladas en la zona profunda del Golfo de México en el Cinturón Plegado Perdido (imagen superior, tomada de Rowan et al., 2004) y el resultado de los modelos analógicos de los sistemas regionales (imagen inferior).

7.2.2 Sistemas de acortamiento

En esta fase experimental se generaron estructuras caracterizadas por geometrías de *pop up*, pliegues de caja, pliegues de propagación de falla, diapiros estrangulados, techos cabalgados pasivos y algunos pequeños sinclinales. Existe una gran diversidad en la geometría de las estructuras presentes en la zona profunda, desde pliegues *kink band*, concéntricos, o pliegues de propagación de falla, cuya distribución responde a características específicas en la zona (sedimentológicas, estratigráficas, morfológicas, entre otras). Las estructuras más recurrentes en los modelos corresponden a pliegues de propagación de falla, pliegues de caja y zonas triangulares, los cuales se abordarán en esta sección. Los resultados revelan características de las estructuras que pueden ocurrir en la zona profunda y ultra profunda del GdM.

Por ejemplo, se ha reconocido en la denominada “Provincia del Delta del Bravo” en su parte más oriental pliegues de propagación de falla (pozo Trión; reporte inédito de Pemex). En el caso del CPP se ha distinguido pliegues de despegue, pliegues de propagación de falla, algunas veces se han referido pliegues de caja y estructuras de *pop up* (Camerlo & Benson, 2006).

Los pliegues de propagación de falla se forman cuando una falla de cabalgamiento de propagación disminuye su desplazamiento propiciando que el acortamiento favorezca el desarrollo de un pliegue en su punta (Suppe & Medwedweff, 1990). Este tipo de pliegues en los modelos responde a la zona de terminación capa dúctil, aunque en el GdM se han interpretado por debajo de la zona dominada por canopies en el fondo del mar.

Los pliegues de caja han sido referidos como una interpretación posible para el CPP (Camerlo & Benson, 2006). En los modelos se formaron en la zona de contraste reológico o en la zona anterior en el modelo que incluyó una sedimentación sin-tectónica.

Las estructuras de *pop up* corresponden a pliegues de despegue donde la capa incompetente está ausente y las capas se pliegan debido a la rotación de los flancos, son comunes donde existe un nivel de sal que subyace a una cobertura sedimentaria (Davis & Engelder, 1985). La existencia de estas estructuras no se ha referido en detalle en el GdM. Trudgill et al. (1999), Hudec (2003) y Camerlo & Benson (2006), han mencionado la existencia de *pop ups* dentro de la secuencia de pliegues Oligoceno-Mioceno.

En los modelos, los *pop-ups* se formaron en la parte trasera del cinturón de pliegues en esta fase experimental, comúnmente en estas estructuras se desarrollan diapiros estrangulados en su núcleo.

7.3 Modelo conceptual y descripción de la deformación asociada a rampas con distintas geometrías

Con base en las características geométricas de los sistemas gravitacionales, principalmente de la zona de rampa frontal, observadas en los modelos cuando existe uno o dos escalones de basamento en la zona de antepaís, se proponen dos modelos (figuras 7.2 y 7.3) para la formación y crecimiento de los cinturones plegados y cabalgados.

En la figura 7.2 a-b se ilustra la presencia de una sola rampa frontal, al iniciar el acortamiento (el cual es de izquierda a derecha, como lo indica la flecha), primeramente se genera un pliegue de despegue en la zona de rampa (figura 7.2 a), éste se forma atrás de la zona de cambio reológico favorecido por el contraste mecánico entre la sal, el basamento y la cobertura. Conforme avanza el acortamiento, se forman zonas de cizalla en ambos flancos del pliegue que acomodan la deformación, al continuar el acortamiento (figura 7.2 b), solamente las zonas de cizalla frontales se conservan y se amplifican formándose a través de ellas un pliegue de propagación de falla, el cual siempre se forma atrás de la zona de rampa frontal.

En el escenario con dos zonas de rampa (figura 7.2 c-d), se forman dos pliegues, cada uno en respuesta a la rampa frontal del basamento. En la figura 7.2 c se observan dos sistemas de pliegues con dos zonas de cizalla, formados en la zona de contraste reológico. Cuando se continua con el acortamiento las zonas de cizalla favorecen la rotación de los flancos de los pliegues (figura 7.2 d), de igual forma los pliegues se forman más atrás de la zona de rampa frontal.

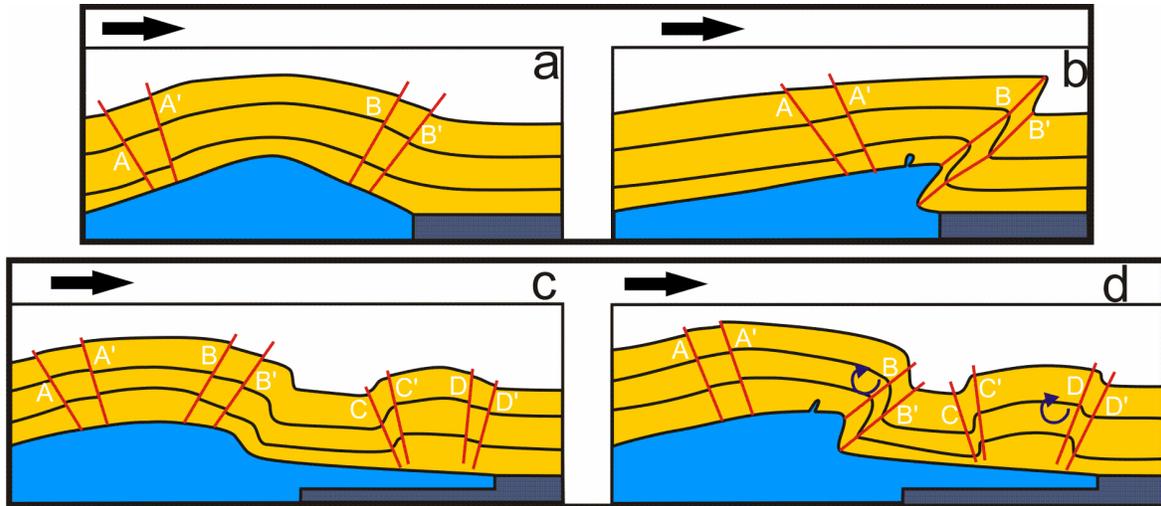


Figura 7.2. Modelo conceptual de la deformación cuando los experimentos fueron acortados a tasas de acortamiento mayores. En color azul se representa a la capa de sal, en gris la rampa frontal y en amarillo la cobertura sedimentaria. Las líneas negras dentro de la cobertura representan marcadores estratigráficos, mientras que las líneas rojas zonas de cizalla para los pliegues. En a) se muestra la presencia de una sola zona de rampa generando un pliegue, b) la evolución de este pliegue asociado a la rampa frontal. En c) se ubican dos zonas de rampa frontal generando dos pliegues y posteriormente d) estos dos pliegues presentan una vergencia en la dirección de transporte además de que se presenta una rotación de los flancos frontales de los pliegues.

A tasas de acortamiento menores, la deformación se localiza exactamente en la zona de rampa (figura 7.3), sin formar un sinclinal, lo que genera un ensanchamiento del silicón. En el escenario de la figura 7.3 a se forma un pliegue de despegue con dos zonas de cizalla, posteriormente las zonas de cizalla frontales propician la formación de un pliegue de propagación de falla, que aprovecha la zona la zona de rampa para crecer como en la figura 7.3 b.

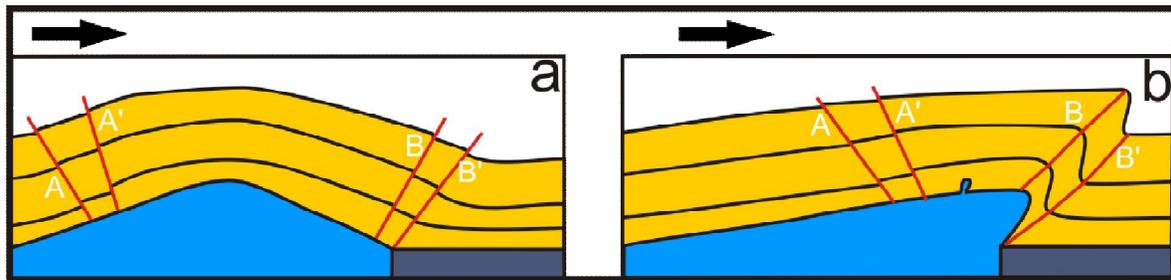


Figura 7.3. Modelo conceptual para la generación de pliegues asociados a la presencia de una zona de rampa frontal a tasas de acortamiento menores. En azul la sal, gris la rampa frontal y amarillo la cobertura sedimentaria. Las líneas negras definen marcadores de la estratigrafía dentro de la cobertura y las líneas rojas planos de cizalla para los pliegues.

7.4 Discusión sobre los mecanismos de deformación

Uno de los aspectos relevantes de los sistemas de deformación por gravedad son los mecanismos que propician la deformación. Como se ha mencionado ampliamente en este trabajo han sido evocados tres mecanismos predominantes para explicar la deformación que ocurre en estas zonas (Rowan et al., 2000, 2004; Brun & Fort, 2011): a) deslizamiento gravitacional, b) dispersión gravitacional, y c) combinación de ambos, los cuales están en función entre otras cosas de la pendiente del margen y del aporte de sedimentos hacia la cuenca. Sin embargo, diferenciar entre ellos no es algo trivial (Schultz, 2001), puesto que requiere de fundamentos geológicos, conocimiento de la zona, además de la experimentación física para dilucidar cuál es el mecanismo predominante.

Las diferencias entre estos mecanismos de deformación son importantes desde el punto de vista geológico. Por ejemplo, Brun & Fort (2011), definen que sólo una dispersión gravitacional o una combinación de deslizamiento-dispersión son los mecanismos más comunes en los márgenes pasivos, ellos descartan el deslizamiento gravitacional porque una premisa fundamental de este mecanismo es que no debe existir deformación interna de la cobertura conforme esta se desliza hacia la cuenca. Por otro lado, Vendeville (2005), menciona que el deslizamiento gravitacional es imposible en el GdM debido al rebote isostático producto de la carga sedimentaria que genera una inclinación de la parte distal hacia la zona del continente. Rowan et al. (2000, 2004), mencionan que los márgenes con presencia de un delta progradante y una superficie de despegue que inclina hacia el continente están afectados por dispersión gravitacional, como lo es el caso del GdM en su parte noroeste. Vendeville (2005), también sustenta la idea de que el GdM está afectado por dispersión gravitacional. Sin embargo, estos autores coinciden que los márgenes experimentan en mayor o menor medida uno, ambos o una combinación en toda su evolución debido a sus rasgos geomorfológicos. Por lo anterior, según estos autores solo consideran dos mecanismos para los sistemas de deformación por gravedad: dispersión gravitacional o una combinación, deslizamiento-dispersión.

Caracterizar la deformación y tratar de circunscribirla a un mecanismo de deformación es algo complejo, puesto que intervienen factores geológicos, paleogeográficos y sedimentarios. Desde esta perspectiva, la deformación del GdM en su parte noroeste está influenciada por diferentes etapas en la deformación, debido a las diversas condiciones que se presentaron en su evolución geológica.

Al concretarse la precipitación de la sal y el depósito de la capa de precarga, seguramente se presentó una movilización del paquete de sal propiciando un deslizamiento gravitacional sin presentarse deformación en la zona trasera. Esta deformación temprana está documentada por la existencia de algunos pliegues con una formación anterior al Oligoceno Superior (informes inéditos Pemex, 2008).

Posteriormente una etapa de deslizamiento-dispersión se presentó el depósito de las capas del Paleoceno, donde los efectos combinados de levantamiento orogénico y de un delta progradante generaron una mayor energía potencial en la parte trasera, que propició la deformación interna del paquete sedimentario con una inclinación constante hacia la zona de cuenca.

Finalmente, una etapa de dispersión gravitacional actuó en el GdM favorecida por la mayor presencia de carga sedimentaria que generó el rebote isostático en la parte profunda de la cuenca con la cual ha generado un basculamiento en la zona distal hacia el continente, pero al seguir depositándose sedimentos se favorece la deformación de la zona hasta prácticamente el Plioceno Temprano (Galloway, 2000, 2011 para el CPM (Grando & McClay, 2004)).

En los experimentos regionales presentados se reconocen estos mecanismos. El deslizamiento gravitacional es favorecido por la inclinación del margen construido anterior al evento de acortamiento regional y forma estructuras de acortamiento en la zona distal, sin fallas normales o una deformación importante en la zona. Posteriormente al incluir una carga sedimentaria, la deformación se caracteriza por fallas normales y pliegues hacia la zona trasera y frontal respectivamente por lo que un proceso de deslizamiento-dispersión actúa. El proceso de dispersión gravitacional tiene como condicionante una inclinación de la base de la sal desde la zona distal hacia la zona del continente producto del rebote isostático, este efecto es una limitante del modelado analógico, por lo que este mecanismo no se presentó en los modelos, sin embargo es inherente a los sistemas de deformación por gravedad. La migración de los pliegues desde la zona de pendiente hasta la rampa frontal constituye un indicador de una dispersión gravitacional.

La transmisión de la deformación hacia la zona frontal está en función de la carga sedimentaria y del mecanismo de deformación en la cobertura. Indistintamente del mecanismo que opere en la secuencia sedimentaria se generará una zona de extensión en la zona proximal y acortamiento en la parte distal. Este avance en la deformación genera zonas de ensanchamiento de la sal que van a generar zonas de cizalla que influyen en la formación de cinturones plegados, además la zona de contraste reológico genera la acumulación de energía potencial y el plegamiento de la secuencia (Figura 7.2).

Rowan et al. (2000, 2004), afirman que existen dos zonas donde se puede generar deformación por acortamiento en la zona distal: una localizada al pie del talud donde los esfuerzos compresivos son mayores y, otra más que se ubica en la zona de terminación de la sal (Letouzey et al., 1995); conformando una zona amplia de deformación entre estos dos rasgos con el desarrollo de pliegues sincrónicos. También pueden formarse de manera alternativa pliegues que crecen desde estas mismas zonas, según estos autores estos pueden unirse conforme la sedimentación del delta prograda hacia la cuenca.

De los resultados de la fase de experimentación de los sistemas regionales se observa que existe una localización de la deformación de la zona distal, que inicia desde el cambio de pendiente en el basamento y que avanza de manera paulatina hacia el frente hasta alcanzar la zona de rampa frontal, donde se localiza la deformación y se genera un engrosamiento de la sal. El engrosamiento de la secuencia salina es otro rasgo que puede favorecer la localización o zona de crecimiento de los pliegues (figura 7.2).

De manera indistinta al mecanismo que actúe en los sistemas de deformación por gravedad, en la parte proximal se genera una zona de extensión. Esta deformación es transmitida hacia el frente caracterizando por una geometría de flujo *Couette* con zonas específicas donde se produce una pérdida de la resistencia formando pliegues. Las zonas de crecimiento de los pliegues están en relación con el cambio topográfico en el basamento, al ensanchamiento de la capa de sal por debajo de la cobertura o la zona de terminación en la parte distal de los sistemas (figura 7.4).

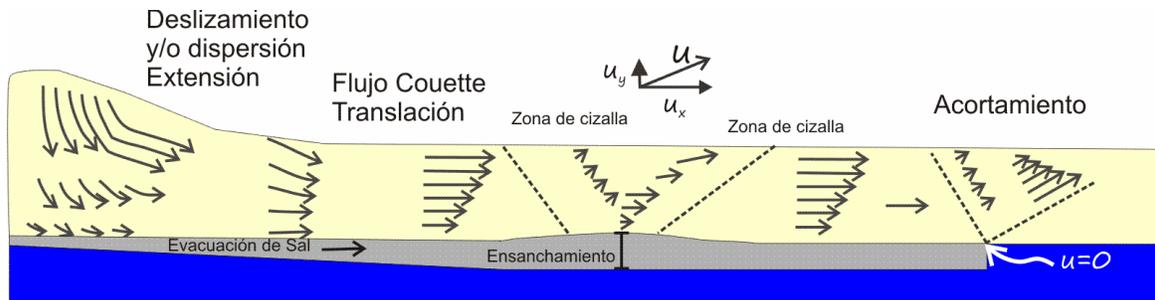


Figura 7.4. Modelo mecánico donde la deformación comienza en la parte trasera con la formación de zonas de extensión independientemente del mecanismo que opere, esta energía se transmite hacia el frente, donde la energía se acumula en zonas puntuales como en el cambio de pendiente o en la zona de terminación de la sal. El color morado representan el basamento, la sal está definida por el color gris, mientras que la cobertura sedimentaria en amarillo. El campo de desplazamiento u se puede descomponer en dos desplazamientos u_x y u_y .

De acuerdo con Rowan et al. (2000, 2004), los estilos estructurales resultantes están en función del espesor de la capa de sal. Mencionan que los pliegues están caracterizados por pliegues despegue con núcleos de sal, los cuales tienen una longitud de onda constante, localmente cortados por fallas inversas de alto ángulo sin el desarrollo de una vergencia preferencial.

La extensión en los experimentos regionales se caracteriza por fallas normales con ángulos sub-verticales, además de zonas con rotación de bloques y estructuras de rollover. En la zona frontal las geometrías de acortamiento son diversas con presencia mayormente de pliegues de propagación de falla, además de pliegues con vergencia opuesta, y diapiros hacia la zona frontal del sistema, así como de la expulsión de material de forma lateral.

En el caso de los experimentos de la fase de acortamiento las estructuras estuvieron dominadas por pliegues de propagación de falla y de caja. Hacia la parte trasera de los modelos se generaron estructuras de *pop up* con una fuerte influencia de los efectos de borde. Sin embargo las estructuras más frontales asociadas a la terminación de la capa dúctil están representadas por pliegues de propagación de falla a excepción de los experimentos uno y cinco de esta fase experimental.

La influencia de la tasa de deformación en los modelos es más evidente en los experimentos de los sistemas de acortamiento, en los que se varió este parámetro obteniéndose que la localización de la deformación en la zona de rampa frontal cambió con la tasa de acortamiento.

Los estilos estructurales son susceptibles a las pequeñas variaciones en la tasa de deformación o a cambios sutiles en el espesor de la capa dúctil. En los modelos con una tasa de deformación mayor (cuatro experimentos) el cabalgamiento frontal se formó a diferentes distancias de la ubicación de la rampa frontal (figuras 6.3, 6.7, 6.11, 6.15). Una posible causa para esto es el incremento en la resistencia entre el límite silicón-arena y consecuentemente un aumento en la fricción basal de la cobertura.

Para el caso de los experimentos a tasas de deformación menores (tres experimentos; figuras 6.18, 6.21, 6.24), la deformación se localiza justo en la zona de rampa, al incrementarse el acortamiento los pliegues frontales desarrollan vergencia en la dirección de transporte tectónico al distribuirse la zona de cizalla en el cambio reológico entre el basamento y el silicón.

Conclusiones

La deformación que ocurre en el GdM constituye un tópico de gran interés debido a las características propias de la zona que formaron los sistemas de deformación por gravedad. Particularmente, la parte mexicana ha recibido menor atención y la información disponible es limitada, lo que dificulta comprender los rasgos presentes. Por lo anterior, se necesita de mayor investigación para contar con buenas herramientas que ayuden a entender las características que ocurren en la parte continental y en la zona profunda. Esta tesis constituye un primer esfuerzo para integrar la interpretación de los sistemas gravitacionales con modelos analógicos de la parte mexicana del GdM.

Es posible distinguir tres mecanismos de deformación que han actuado de manera diacrónica en el GdM:

- 1) Después del depósito de una secuencia uniforme de precarga del Jurásico-Cretácico se presentó una deformación por deslizamiento gravitacional. Esta deformación no ha sido cuantificada debido a la dificultad de observarla en las secciones sísmicas.
- 2) Posteriormente tuvo lugar una etapa de deslizamiento-dispersión gravitacional favorecida por el levantamiento laramide durante el Paleoceno-Oligoceno Temprano. Este evento aumentó la energía potencial, con lo cual se generó una deformación interna en la parte trasera con la ocurrencia de sistemas de fallas del Paleoceno que se hacen más jóvenes hacia el oriente (en dirección hacia la cuenca) hasta llegar al Mioceno en la zona de plataforma continental. Algunos sistemas de pliegues han sido reconocidos como consecuencia de esta deformación.
- 3) La etapa de máxima deformación por dispersión gravitacional fue favorecida por el transporte de sedimentos hacia la cuenca, la exhumación de la cobertura sedimentaria favorecida por el emplazamiento de la PAOM reactivando estructuras antiguas (Eguiluz, 2011) y el rebote isostático de la zona profunda. Durante este evento (Oligoceno Tardio-Mioceno Temprano) se formó el Cinturón Plegado Perdido, asociado a la zona de terminación de la sal en la zona ultra profunda del GdM. La presencia de fallas normales para este tiempo se concentró en la zona cercana a la costa. La deformación en la cuenca se presentó hasta el Plioceno-Pleistoceno.

Estos mecanismos han actuado de manera general a lo largo de la evolución de la zona, no obstante, determinar la contribución exacta de cada mecanismo es más complejo. Estos mecanismos pudieron haberse presentado de manera conjunta en el GdM, es decir, mientras que en algunas zonas del margen actuaría un deslizamiento gravitacional en otras zonas se presentaría una dispersión gravitacional o actuar un deslizamiento-dispersión de manera sincrónica

Algunas de las estructuras formadas en los modelos pueden estar subestimadas o mal interpretadas en las secciones disponibles en la parte mexicana, como tectónica de balsa, anticlinales de tortuga, dúplex de techo compuesto o *pinched synclines*. Estos rasgos caracterizan una deformación sincrónica con el depósito sedimentario (sin-desposicionales) deposicional, algunos de estos rasgos han sido mencionados en la zona (anticlinales de tortuga, Pemex, 2008), pero no han sido explicados en detalle.

Los modelos indican que es factible la presencia de estos rasgos, las estructuras extensionales sin-deposicionales están en función, entre otras cosas, de:

- la inclinación del basamento,
- el espesor de la capa de sal,
- la tasa de sedimentación, y
- la progradación de los sedimentos hacia la cuenca

Estas estructuras se presentarían durante el deslizamiento-dispersión o dispersión gravitacional lo que ocurrió en una etapa avanzada de evolución (más jóvenes que el Paleoceno), posiblemente su formación coincide con el pico de la deformación. Las estructuras por acortamiento están en relación con el tiempo de máximo aporte de sedimentos a la cuenca y con la terminación de la sal autóctona.

Finalmente, es necesario realizar mayor experimentación para entender con detalle los sistemas de deformación por gravedad. Se podrían realizar series experimentales de la zona de extensión para contar con más información y replantear experimentos regionales que ayuden a obtener una mayor cantidad de resultados, pero sobre todo se necesita de mayor acceso a la información para desarrollar más investigación.

Referencias

- Adam, J., Lohrmann, J., Hoth, S., Kukowski, N., Oncken, O. (2002), Strain variation and partitioning in thrust wedges: high-resolution data from scaled sandbox experiments by 2D–3D PIV analysis. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata*, v. 42, (1/2), 123–126.
- Adam, J., Urai, J. L., Wieneke, B., Oncken, O., Pfeiffer, K., Kukowski, N., Lohrmann, J., Hoth, S., van der Zee, W., Schmatz, J. (2005), Shear localization and strain distribution during tectonic faulting—New insights from granular-flow experiments and high-resolution optical image correlation techniques, *Journal of Structural Geology*, v. 27, (2), 283–301
- Addy, S.K., Buffler, R.T. (1984), Seismic stratigraphy of the shelf and slope northeaster Gulf of Mexico, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 68, (11), 1782-1789.
- Barrientos, B., Cerca, M., García-Marquez, J., Hernandez-Bernal, C. (2008), Three-dimensional displacement fields measured in a deforming granular-media surface by combined fringe projection and speckle photography: *Journal of Optics*, v. 10, 10 pp.
- Bernard, S., Avouac, J. P., Dominguez, S., Simoes, M. (2007), Kinematics of fault-related folding derived from a sandbox experiment, *Journal of Geophysical Research*. 112, B03S12, doi:10.1029/2005JB004149.
- Bertagne, A. J. (1980), Seismic stratigraphic investigation, western Gulf of Mexico, M.A. Thesis, University of Texas at Austin, 171 pp.
- Bird, D. E., Burke, K., Hall, S. A., Casey, J. F. (2005), Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 89, (3), 311–328.
- Bonini, M. (2003), Detachment folding, fold application, and diapirism in trust wedge experiments. *American Geophysical Union. Tectonics*, v. 22, (6), 4-25.
- Bonini, M. (2007), Deformation patterns and structural vergence in Brittle-ductile thrust wedges: An additional analogue modelling perspective *Journal of Structural Geology*, v. 29, (1), 141-158
- Bruce, C. H. (1983), Shale tectonics, Texas coastal area growth faults, *in* A. W. Bally, ed., *Seismic expression of structural styles: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology Series 15*, v. 2, p. 2.3.1/1–2.3.1/6.
- Brun, J. P. (1999). Narrow rifts versus wide rifts: interferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* v. 357, 695–712.
- Brun, J. P., Fort, X. (2011), Salt tectonics at passive margins: geology versus models. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1123-1145. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.03.004.
- Brun, J. P., Fort, X. (2012), Salt tectonics at passive margins: Geology versus models – Reply. *Marine and Petroleum Geology*, v. 37, (1), 195–208
- Brun, J. P., Merle, O. (1985), Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics*. V, 4, 705-719.

Bryant, W. R., Antoine, J., Ewing, M., Jones, B. (1968), Structure of Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, 1204–1228.

Buffler, R. T., Shaub, F. J., Watkins, J. S., Worzel, J. L. (1979), Anatomy of the Mexican Ridges, southwestern Gulf of Mexico. In J.S. Watkins, L. Montadert y P.W. Dickerson, (eds), Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. American Association of Petroleum Geologists Memoir 29, pp 319-327

Buffler, R. T., Watkins, J. S., Worzel, J. L., Shaub, F. J. (1980), Structure and early geologic history of the deep central Gulf of Mexico. In PILGER, R., (ed)., Proceedings of a Symposium on the Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic, Baton Rouge, Louisiana, Louisiana State University, pp 3-16.

Buffler, R. T. (1983), Structure of the Mexican Ridges Foldbelt, southwest Gulf of Mexico, in BALLY, A.W., (eds)., Seismic exploration of structural styles. A picture and work atlas, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 15, v. 2, p 2.3.2.-56.

Burollet, P. F. (1975), Tectonique en radeaux en Angola (Raft tectonics in Angola) Bulletin de la Societe Geologique de France, v. XVII, 503-504

Byerlee, J. D. (1978), Friction of rocks. Pure and Applied Geophysics, v. 116. 625-626.

Camerlo, R. H., Benson E. F. (2006), Geometric and seismic interpretation of the Perdido Fold Belt: Northwestern deep-water Gulf of Mexico,. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 90 (3), 363 – 386.

Cerca, M., Barrientos-García, B., García-Márquez, J., Hernández-Bernal, C. (2007), Obtención del relieve digital mediante proyección de luz estructurada en modelos analógicos de extensión. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 59, (1), 101-113

Christensen, A. F. (1983), An example of a major syndepositional listric fault, *in* A. W. Bally, ed., Seismic expression of structural styles: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology Series 15, v. 2, p. 2.3.1/36– 2.3.1/40.

Cobbold, P. R., Szatmari, P. (1991), Radial gravitational gliding on passive margins. Tectonophysics, v. 188, 249-289.

Cohen, H.A., Hardy, S. (1996), Numerical modelling of strata architectures resulting from differential loading of a mobile substrate. In Alsop, G. I., Blundell, D. J. & Davison, I., (eds), Salt Tectonics, Geological Society Special Publication 100, pp 265-273.

Costa, E., & Vendeville, B.C., (2002), Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic decollement, Journal of Structural Geology, v 24 (11), 1729-1739

Cotton, J. T., Koyi, H. A. (2000), Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. Geological Society of America Bulletin, v. 112, 351-363.

Crans, W., Mandl, G., Haremboure, J. (1980), On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding: Journal of Petroleum Geology, v. 2, 265–307.

Dailly, G. C. (1976), A possible mechanism relating progradation, growth faulting, clay diapirism and overthrusting in regressive sequence of sediments, *Canadian Petroleum Geologists Bulletin*, v 24, 92-116.

Davy, P., Cobbold, P. R. (1991), Experiments on shortening of a 4-layer continental lithosphere: *Tectonophysics*, v. 188, 1-25.

De Jong, K.A., Scholten, R. (1973), *Gravity and Tectonics*: John Wiley, (ed), New York, 502 p.

Del Castello, M., Cooke M. L. (2007), Underthrusting-accretion cycle: Work budget as revealed by the boundary element method, *Journal of Geophysicist Research.*, v. 112, B12404, doi:10.1029/2007JB004997

Demercian, S., Szatmari, P., Cobbold, P. R. (1993), Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos Basins, offshore Brazil. *Tectonophysics* v. 228, 393-433. doi:10.1016/0040-1951(93)90351-J.

Dickinson, W. R., Lawton, T. F. (2001), Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, v, 113, 1142-1160.

Diegel, F. A., Karlo, J. F., Schuster, D.C., Shoup, R.C., Tauvers, P. R. (1995), Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework of the northern Gulf coast continental margin, in Jackson, M.P.A., Roberts, D.G, y Snelson, S. (eds), *Salt tectonics: a global perspective*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 65, 109-151.

Duval, B., Cramez, C., Jackson, M. P. A. (1992), Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola, *Marine and Petroleum Geology*, v 9, 389- 404.

Echánove, E. O. (1986), Geología petrolera de la Cuenca de Burgos: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 38, 1-74.

Eguiluz, S. (2011), Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63 (2), 323-332

Eguiluz, S., Aranda-García, M., Randall, M. (2000), Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, 1-26.

Escalera-Alcocer, J. A. (2010), Estrategia, logros y desafíos de la exploración petrolera en México Trabajo de Ingreso a la Academia de Ingeniería Especialidad: Ingeniería Geológica, 67 p.

Evamy, B. D., Haremboure, J., Kamerling, P., Knapp, W. A., Molloy, F. A., Rowlands, P. H. (1978), Hydrocarbon habitat of the Tertiary Niger Delta, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 62, 1-39.

Faust, M. (1984), Seismic stratigraphy of the mid-Cretaceous unconformity (MCU) in the central Gulf of Mexico basin, *Geophysics*, v 55, 968- 884.

Fiduk, J. C., Weimer, P., Trudgill, B. D., Rowan, M. G., Gale, P. E, Korn, B. E, Phair, R. L., Roberts, G. R., Gafford, W. T., Lowe, R. S., Queffelec, T. A. (1999), The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico: Part 2. Seismic stratigraphy and petroleum systems: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 83, 578-612.

Flawn, P. T., Goldstein Jr., A., King, P. B., Weaver, C. E. (1961), The Ouachita System: Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, The University of Texas, 401 p.

Galloway, W. E., Ganey-Curry, P. E., Li X., Buffler, R. T. (2000), Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84, (11) 1743–1774

Galloway, W. E., Whiteaker T. L., Ganey-Curry, P. (2011), History of Cenozoic North American drainage basin evolution, sediment yield, and accumulation in the Gulf of Mexico basin, *Geosphere*, v. 7 (4), 938–973; doi:10.1130/GES00647

Ge, H., Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C. (1997), Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 81, 398-423.

Gemmer, L., Beaumont C., Ings S. J. (2005), Dynamic modeling of passive margin salt tectonics: effects of water loading, sediment properties, and sedimentation patterns, *Basin Research*, v. 17, 383-402.

Gemmer, L., Ings, S. J., Medvedev, S., Beaumont, C. (2004), Salt tectonics driven by differential sediment loading: Stability analysis and finite element experiments, *Basin Research*, v. 16, 199-219.

Gibbs, A. D. (1984a), Structural evolution of extensional basins margins, *Journal of Geological Society of London*, v 141, 609-620.

Gibbs, A. D. (1984b), Clyde field growth fault, secondary detachment above basement faults in the North Sea, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 68, 1029-1039.

Goldhammer, R. K. (1999), Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *in* C. Bartolini, J. L. Wilson, and T. F. Lawton, eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, 1–58.

Goldhammer, R. K., Johnson, C. A. (2001), Mesozoic sequence, stratigraphy and paleogeographic evolution of the northeast Mexico en Bartolini, C. Wilson, J. L. Lawton, T. F. (ed) *Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico*, Geological Society of America, Special Paper 340, 1-58

Gradmann, S., Beaumont, C., Albertz, M. (2009), Factors controlling the evolution of the Perdido Fold Belt, northwestern Gulf of Mexico, determined from numerical models. *Tectonics*, v, 28, 1-28. doi:10.1029/2008TC002326.

Gradmann, S., Hübscher, C., Ben-Avraham, Z., Gajewski, S., Netzeband, G. (2005), Salt tectonics off northern Israel. *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, 597-611.

Grando, G., McClay, K. (2004), Structural evolution of the Frampton growth fold system, Atwater Valley e southern Green Canyon area, deep water Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology* v. 21, (7) 889-910.

Hamilton, R., De Vera, J. (2009), A review and global comparison of deepwater fold and thrust belt settings – implications for their hydrocarbon prospectivity. Shell University Lecture Series, Geological Society of London. <http://www2.geolsoc.org.uk/presentations/090311Hamilton/#>.

Hossack, J. R. (1984), The geometry of listric growth faults in the Devonian basins of Sunnfjord, W Norway, *Journal. of Geological. Society of London*, v. 141, 629-637.

<http://www.searchanddiscovery.com/documents/2009/30085krueger/index.htm>.

Hubbert, M. K. (1937), Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America*. v. 48 1459- 1520.

Huerta, R. (1980), Seismic stratigraphic and structural analysis of northeast Campeche Scarpment, Gulf of Mexico, M.A. Thesis, University of Texas at Austin, 107 p.

Ibrahim, A. K., Carye, J., Latham, G., Buffler, R. T. (1981), Crustal structure in the Gulf of Mexico from OBS refraction and multichannel reflection data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 65, 1207-1229.

Ings, S. J., Beaumont, C., Gemmer, L. (2004), Numerical modeling of salt tectonics on passive continental margins: preliminary assessment of the effects of sediment loading, buoyancy, margin tilt, and isostasy. 2004 GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference papers (on CD).

Jackson, J., McKenzie, D. (1983), The geometric evolution of normal fault systems: *Journal of Structural Geology*, v. 5, 471–482.

Jackson, M. P. A., Talbot, C. J. (1991), A glossary of salt tectonics: University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Geologic Circular 91-4, 44 p.

Jackson, M. P. A., Cornelius, R. R. (1987), Stepwise centrifuge modeling of the effects of differential sediment loading on the deformation of salt structures, *in* I. Lerche and J. J. O'Brien, eds., *Dynamical geology of salt and related structures*: Orlando, Florida, Academic Press, 163–259.

Jackson, M. P. A., Cramez C. (1989), Seismic recognition of salt welds in salt tectonics regimes, *in* Gulf of Mexico salt tectonics, associated processes and exploration potential: Gulf Coast SEPM Foundation Tenth Annual Research Conference Program and Abstracts, p. 66–71.

Jackson, M. P. A., Galloway, W. E. (1984), Structural and depositional styles of Gulf Coast Tertiary continental margins: application to hydrocarbon exploration: *American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Notes*, v. 25, 226 p.

Jackson, M. P. A., Talbot C. J. (1991), A glossary of salt tectonics, *Geological Circular*, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin, v 19, (4), 44 p.

Jackson, M. P. A., Talbot, C. J. (1986), External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, 305–323.

Jackson, M. P. A., Talbot, C. J. (1989), Salt canopies, *in* Gulf of Mexico salt tectonics, associated processes and exploration potential: Gulf Coast Section of SEPM Foundation Tenth Annual Research Conference Program and Abstracts, 72–78.

Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C., Schultz-Ela, D. D. (1994), Structural dynamics of salt systems, *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, v. 22, 93-117.

Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C., Schultz-Ela, D. D. (1994), Structural Dynamics of Salt Systems *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 22: 93-117 DOI: 10.1146/annurev.earth.22.050194.000521

Jaeger, J. C., Cook, N. G. W. (1979), *Fundamentals in Rock Mechanics*: Chapman y Hall, London, 593p

Kaus, B. J. P., Podladchikov, Y. Y. (2001), Forward and reverse modelling of the three-dimensional viscous Rayleigh-Taylor instability: *Geophysical Research Letters*, v. 28, 11095-11098.

Kehle, R. O. (1970), Analysis of gravity sliding and Orogenic translation: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, 1641– 1664.

Krueger, A., Gilbert, E. (2009). Deepwater fold-thrust belts: not all the beasts are equal. *AAPG Search and Discovery Article #30085*.

Larberg, G. M. B., (1983), Contra-regional faulting: salt withdrawal compensation, offshore Louisiana, Gulf of Mexico, *in* A. W. Bally, ed., *Seismic expression of structural styles: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 15, v. 2.3.2, 42–44.

Le Roy C., Rangin, C. (2008), Cenozoic crustal deformation of the offshore Burgos basin region (NE Gulf of Mexico). A new interpretation of deep penetration multichannel seismic reflection lines, *Bulletin de la Societe Geologique De France*, v. 179, (2), 161-174

Lehmann, C., Osleger, D. A., Montanez, I. P. (2000), Sequence stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian-Albian) carbonate platforms of northeastern Mexico: Regional and global correlations: *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, 373–391.

Lehner, F. K. (2000), Approximate theory of substratum creep and associated overburden deformation in salt basins and deltas. In: *Aspects of Tectonic Faulting* (Ed. by F.K. Lehner & J.L. Urai), pp. 21-47. Springer-Verlag, Berlin.

Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R., Chermette, J. C. (1995), Evolution of salt-related structures in compressional settings, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, y S. Snelson, (eds)., *Salt tectonics: a global perspective American Association of Petroleum Geologists Memoir* 65, 41-60.

Lord J. (1986), Seismic stratigraphy and geologic history of the West Florida basin, eastern Gulf of Mexico, M.A. thesis, Rice University, 207 p.

Macías, E. (2007), Estilos estructurales en el golfo de México frente a la costa de Tamaulipas Resúmenes Simposio AMGP Delegación Tampico Evaluación de Plays: Hábitat de Hidrocarburos 8-9 Noviembre, 2007, Tampico, Tam. Disponible en línea en la dirección: <http://www.amgp.org/ws/images/stories/symposium/SimposioAMGPPlaysTampico.pdf>

Martin, R.G. (1980), Distribution of salt structures in the Gulf of Mexico; Map and descriptive text, U.S. Geological Survey Map MF-1213, 2 hojas.

McClay, K. R., Dooley, T., Lewis, G. (1998), Analog modeling of progradational delta systems. *Geology* v. 26, 771-774.

McKee, E. D., Goldberg, M. (1969), Experiments on formation of contorted structures in mud: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, 231–244.

Michalzik, D. (1988). Trias bis tiefste Unter-Kreidede/nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko-fazielle Entwicklung eines passive Kontinentalrendes. TH-Darmstadt, tesis doctoral. 247 p.

Michalzik, D. (1991), Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico, *Sedimentary Geology* v. 71, 243-259.

- Morales, C. (2009), Deep Water Exploration Strategy, Pemex, disponible en línea http://www.pemex.com/files/content/deepwater_0905071.pdf
- Morley, C. K., Guerin, G. (1996), Comparison of gravity-driven deformation styles and behavior associated with mobile shales and salt. *Tectonics*, v. 15, 1154–1170.
- Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M., Backe, G. (2011), Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review. *Earth-Science Reviews* 104 41–91
- Nelson, T. H. (1989), Style of salt diapirs as a function of the stage of evolution and nature of the encasing sediments, *in* Gulf of Mexico salt tectonics, associated processes and exploration potential: Gulf Coast Section of SEPM Foundation Tenth Annual Research Conference, p. 109–110.
- Nelson, T. H. (1991), Salt tectonics and listric-normal faulting, *in* A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, 73–89.
- Ortiz-Ubilla, A., Tolson, G. (2004), Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz–Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, 226-235.
- Peel, F. J., Travis, C. J., Hoosack, J. R. (1995), Genetic structural provinces and salt tectonics of the Cenozoic offshore US Gulf of Mexico: A preliminary analysis, *in* Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., y Snelson, S. (eds) *Salt Tectonics: A global perspective*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 65, 109-151.
- Pemex, (2008), Reservas de hidrocarburos, en Pemex, Memoria de labores 2007, publicado 5 de abril de 2008, disponible en http://www.pemex.com/files/content/MEM2007_V2_2.pdf
- Pemex, (2010), Las reservas de hidrocarburos de México. Evaluación al 1 de enero de 2009, disponible en: <http://www.ri.pemex.com/files/content/Libro%202009.pdf>
- Pemex, (2011), Las reservas de hidrocarburos de México. Evaluación al 1 de enero de 2010, disponible en: <http://www.ri.pemex.com/files/content/Libro%202010.pdf>
- Pérez-Cruz, G. A. (1992), *Geologic Evolution of the Burgos Basin, Northeastern Mexico*: Houston, Texas, Rice University, tesis doctoral, 155 p.
- Phair, R. L. (1984), *Seismic stratigraphy of the Lower Cretaceous rocks in the southwestern Florida Stairs, southeastern Gulf of Mexico*. M.A. Thesis The University of Texas in Austin, 319 p.
- Pindell & Kennan, L. (2009), Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Journal Article*, v. 228, 1-55
- Pindell, J. (1993), Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution. *Transactions of GCSSEPM 13th Annual Research Conference*, 251-274
- Pindell, J., Kennan, L., Stanek, K. P., Maresch, W. V., Draper, (2006), Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geológica Acta*, v 4 (1-2) 303-341

Podladchikov, Y., Talbot, C., Poliakov, A. N. B. (1993), Numerical models of complex diapirs: stratigraphy and petroleum systems, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 83 (4), 578 – 612.

Portillo-Pineda, R. (2008), Influencia de la heterogeneidad mecánica de medios estratificados en el estilo y evolución estructural durante el acortamiento: Experimentos físicos. Tesis de Licenciatura, IPN, ESIA 94p.

Radovich, B., Moon, J., Connors, C., Bird, D. (2007b), Insights into structure and stratigraphy of the northern Gulf of Mexico from 2D pre-stack depth migration imaging of mega-regional onshore to deep water, long-offset seismic data, *Trans. Gulf Coast Association of Geological Societies*, v. 57, 633-637.

Ramberg, H. (1981), Gravity, deformation and Earth's crust in theory, experiments and geological application (2nd Edition): Academic Press, London, 452 p.

Ranalli, G. (1987), *Rheology of the Earth*. Ed Allen & Unwin, 366 p.

Rettger, R. E. (1935), Experiments on soft-rock deformation: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 19, 271–292.

Robin, C. (1981), Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique: Application au passage entre volcanisme alcalin et andésitique dans le Sud mexicain: Clermont-Ferrand, Auvernia, Francia, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, tesis doctoral, 503 p.

Robison, B. A. (1983), Low-angle normal faulting, Marysriver Valley, Nevada, *in* A. W. Bally, ed., *Seismic expression of structural styles: AAPG Studies in Geology Series 15*, v. 2, p. 2.2.2/12–2.2.2/16.

Rosenthal, D. B. (1987), Distribution of crust in the deep eastern Gulf of Mexico (M.A. thesis), The University of Texas in Austin, 149 p.

Rowan M. G., Peel, F. J., Vendeville, B. C. (2000), Gravity-driven foldbelts on passive margins Manuscript submitted to *American Association of Petroleum Geologists Memoir on Thrust Tectonics*.

Rowan, M. G., Peel, F. J., Vendeville, B. C. (2004), Gravity-driven foldbelts on passive margins, in McClay K.R., (ed), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, Association of Petroleum Geologists Memoir v. 82.

Rowan, M. G., Peel, F. J., Vendeville, B. C., Gaullier, V. (2012), Salt tectonics at passive margins: geology versus models e discussion. *Marine and Petroleum Geology*, v. 37, (1), 184–194

Salvador, A. (1987), Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 71, (4), 419-451.

Salvador, A. (ed) (1991). The Gulf of Mexico Basin, Boulder, Colorado, *Geological Society of America*, The Geology of North America, v J., 568 p.

Savage, W. Z.; Varnes, D. J. (1987), Mechanics of gravitational spreading of steep-sided ridges (??sackung??) *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, v. 35 (1) 31 - 36

Schultz-Ela, D. D. (2001), Excursus on gravity gliding and gravity spreading. *Journal of Structural Geology* v. 23, 725-731.

- Segerlind, L (1976), Applied finite element analysis. Ed John Willey & Sons, 422 p.
- Seni, S. J., Jackson M. P. A. (1983a), Evolution of salt structures, East Texas diapir province, part 1: sedimentary record of halokinesis: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, 1219–1244.
- Seni, S. J., Jackson, M. P. A. (1983b), Evolution of salt structures, East Texas diapir province, part 2: patterns and rates of halokinesis: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, 1245-1274.
- Shaub, F. J. (1983a), Origin of Caroché Tongue, southeastern Gulf of Mexico, in BALLY, A.W. (ed.), *Seismic expression of structural styles. A picture and work atlas*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 15, v 2, 2.2.3.-129.
- Shaub, F. J. (1983b), Growth faults on the southwestern margin of the Gulf of Mexico, in Bally, A.W. (ed.), *Seismic expression of structural styles. A picture and work atlas*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 15, v 2, p 2.2.3-2.2.3-15.
- Shaub, F. J., Buffler, R.T., Parsons, J. G. (1984), Seismic stratigraphic framework of the deep central Gulf of Mexico, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v 68, 1-14.
- Simpson, G. D. H. (2009), Mechanical modelling of folding versus faulting in brittle-ductile wedges. *Journal of Structural Geology*, v. 31, 369–381.
- Smit, J. H. W. (2005), Brittle-Ductile Coupling in thrust wedges and Continental transform. Thesis
- Spiers, C. J., Urai, J. L., Lister, G. S., Boland, J. N., Zwart, H. J. (1986), The influence of fluid-rock interaction on the rheology of salt rock. Commission of the European Communities, Nuclear Sciences and Technology, Final Report, EUR 10399 EN, 131 pp
- Suppe, J., Medwedeff, D. A. (1990), Geometry and Kinematics of Fault Propagation Folding. *Eclogae Geologicae Helveticae*, v.83, 409-454.
- Talbot, C. J. (1978), Halokinesis and thermal convection: *Nature*, v. 273, 739-741.
- Talbot, C. J. (1992), Centrifuged models of Gulf of Mexico profiles. *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, 412-432.
- Tari, G., Molnar, J., Ashton, P. (2003), Examples of salt tectonics from West Africa: a comparative approach. In: Doyle, P., Gregory, F.J., Griffiths, J.S., Hartley, A.J., Holdsworth, R.E., Morton, A.C., Robins, N.S., Stocker, M.S., Turner, J.P. (Eds.), *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*: Geological Society of London, Special. Publications., v. 207, 85–104.
- Téllez, A. M. H., Espiricueto, I. A., Marino, C. A., Hernández C. A., De León, C. J. J. (2000), Estudio de los *Plays* Eoceno Wilcox - Queen City, 2000, Etapa I, Informe Interno, PEMEX Exploración y Producción.
- Treloar, P. J., Coward, M. P., Chambers, A. F., Izatt, C. N., Jackson, K. C. (1992), Thrust geometries and rotations in the northwest Himalaya, in McClay, K. R., ed., *thrust tectonics*: London, Chapman and Hall, 325–343.

Treviño, R. H., Vendeville, B. C. (2008), Origin of coast-perpendicular extensional faults, western Gulf of Mexico: The relationship between an early-stage ridge and a late-stage fault American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 92, (7), 951–964

Trudgill, B. D., Rowan, M. G., Fiduk, J. C., Weimer, P., Gale, P. E., Korn, B. E., Phair, R. L., Gafford, W. T., Roberts, G. R., Dobbs, S. W. (1999), The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico; Part 1, Structural geometry, evolution and regional implications, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 83, 88-113.

Trusheim, F. (1960), Mechanism of salt migration in northern Germany: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 44, 1068–1093.

Turcotte, D., Schubert, G. (2002), Geodynamics, Second Edition. Ed. Cambridge University Press 848 p.

Turcotte, D., Schubert, G. (2002), Geodynamics, Second Edition. Ed John Willey & Sons 450 p.

Urai, J. L., Spiers, C. J., Lister, G. S. (1986), Weakening of rock salt by water during long-term creep. Nature, v. 324, 554-557

Usmani, T. U. (1980). Seismic stratigraphic analysis of the southwestern abyssal Gulf of Mexico. M.S. Thesis, University of Houston, Houston, Texas, 91 p.

Van de Fliert, Graven, H., Hermes, J.J., De Smet, E. M., (1980). On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. Eclogae Geol. Helv., v 73, (1), 223-237.

Van Keken, P. E., Spiers C. J., van den Berg A. P., Muzyert, E. J. (1993), The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady state creep laws in numerical models of salt diapirism: Tectonophysics, v. 225, 457–475.

Vázquez Meneses, M. E. (2005), Gravity tectonics, western Gulf of Mexico, Ph D thesis Royal Holloway University of London, 462 p.

Vendeville, B. C. (2005), Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I – Mechanics and kinematics, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v 89, 1071-1079

Vendeville, B. C., Cobbold, P. R. (1987), Syntectonic gravitational sliding and listric normal growth faults-insights from scaled physical models. Complete Rendus, *Academie de Science*, v 305, 1313-1319.

Vendeville, B. C., Cobbold, P. R., Davy, P., Brun, J. P., Choukroune, P. (1987), Physical models of extensional tectonics at various scales, in Coward, M.P., Dewey, J.F. And Hancock, P.L. (eds), Continental Extensional Tectonics, Geological Society of London Special Publication, v. 28, 95-107.

Vendeville, B. C., Jackson, M. P. A. (1992). The fall of diapirs during thinskin extension, Marine and Petroleum Geology, v 9, 354-371.

Vendeville, B. C., Jackson, M. P. A. (1992). The rise of diapirs during thinskin extension, Marine and Petroleum Geology, v 9, 331-353.

Viera-Décida, F., Ramírez-Fernández, J. A., Velasco-Tapia, F., Orozco-Esquivel, M. T. (2009), Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, Ciencia UANL, v. XII (1)

Waller T. D II, (2007), Structural analysis of the Perdido Fold Belt: timing, evolution, and structural style, Texas A&M University, Master of Science, 117 p.

Walters, R. D. (1985), Seismic stratigraphy and salt tectonics of the Plio-Pleistocene deposits, continental slope and upper Mississippi Fan, northern Gulf of Mexico, M.A. Thesis, University of Texas at Austin. 408p.

Weijermars, R., Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C. (1993), Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics* 217, 143-174

Weijermars, R., Schmeling, H. (1986), Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modeling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 316-329.

Weimer, P., Buffler, R.T. (1989), Distribution and seismic facies of the Mississippi Fan channels, *Geology*, v 16, 900-903.

Weimer, P., Buffler, R.T. (1989a), Structural origin and evolution of Mississippi Fan foldbelt, Gulf of Mexico, (abs), *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 73, 425pp.

White, D. J., Take, W. A., Bolton, M. D. (2001), Measuring soil deformation in geotechnical models using digital images and PIV analysis. In: 10th International Conference on Computer Methods and Advances in Geomechanics, Tucson, Arizona.

Winker, C. D. (1982), Cenozoic shelf margins, northwestern Gulf of Mexico basin: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 32, 427-448.

Winker, C. D., Buffler, R. T. (1988), Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean), *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 72, 318-346.

Wolf, H., König, D., Triantafyllidis, T., (2003). Experimental investigation of shear band patterns in granular material. *Journal of Structural Geology* 25, 1229-1240.

Worrall, D. M., Snelson, S. (1989), Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt, in A. W. Bally and A. R. Palmer, eds., *The Geology of North America—an overview*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, v. A, 97-138.

Worrall, D. M., Snelson, S. (1989), Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of the salt, in Bally A. W. AND Palmer, A.R., (eds), *The Geology of North America – An Overview*, Geological Society of America, Boulder Co., 97-138.

Ye, H. (1997), The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the southwestern North American continental margin, in K. Soegaard, K. Giles, F. Vega, and T. Lawton, eds., *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-early Tertiary Parras-La Popa Foreland Basin near Monterrey, Mexico*: American Association of Petroleum Geologists Field Trip Guidebook, Field Trip no. 10, AAPG Annual Meeting, Dallas, Texas, 82-115.

Zhou, Y., Murphy, M. A., Hamade, A. (2006), Structural development of the Peregrina – Huizachal anticlinorium, Mexico, *Journal of Structural Geology*, v. 28, 494-507

A. Deformación de la sal

La sal se deforma como un material viscoso puesto que presenta una resistencia baja tanto en tensión como en compresión y por lo tanto puede fluir bajo condiciones de esfuerzos de cizalla muy pequeños (figura A.1; Urai et al., 1986; Spiers et al., 1990; Weijermars et al., 1993). Además, la sal tiene una densidad constante que es casi independiente de la profundidad al mantenerse cerca de 2.2 g/cm^3 (figura A.2). También presenta una viscosidad baja del orden de 10^{14} a $10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ (Bonini, 2007).

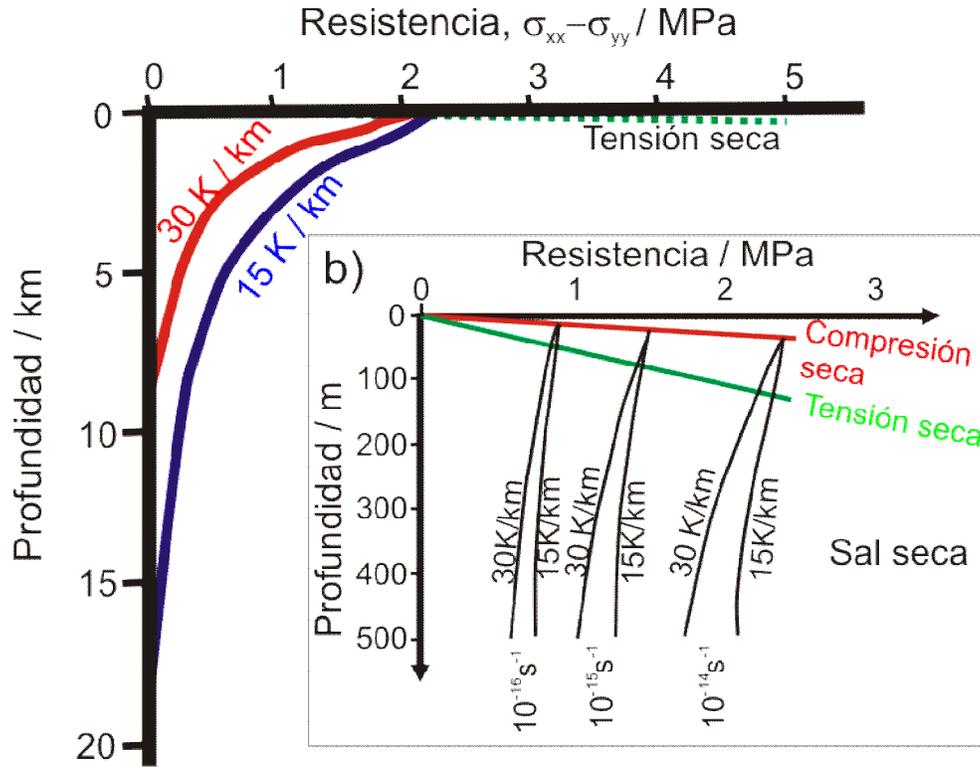


Figura A.1. Resistencia de la sal deformada por *dislocation creep*, con una tasa de deformación de 10^{14} s^{-1} y gradientes térmicos de 15 y 30 K / km, con una temperatura en la superficie de 275 K. La profundidad para el límite quebradizo-dúctil se halla para compresión extensión en 10 y 130 m respectivamente; b) Ampliación de la parte superior de la gráfica principal, mostrando la transición del límite quebradizo-dúctil en sal seca para compresión y (ex) tensión, las curvas mostradas corresponden a diferentes tasas de deformación, variando entre 10^{-14} y 10^{-16} s^{-1} y gradientes térmicos de 15 y 30 k/km, con una temperatura en la superficie de 275 K. La resistencia de los materiales está dada por la diferencia entre el esfuerzo principal máximo y el mínimo. La resistencia de la sal se encuentra cercana a cero, por lo cual no se necesita grandes esfuerzos para que ésta fluya (modificado de Weijermars et al., 1993).

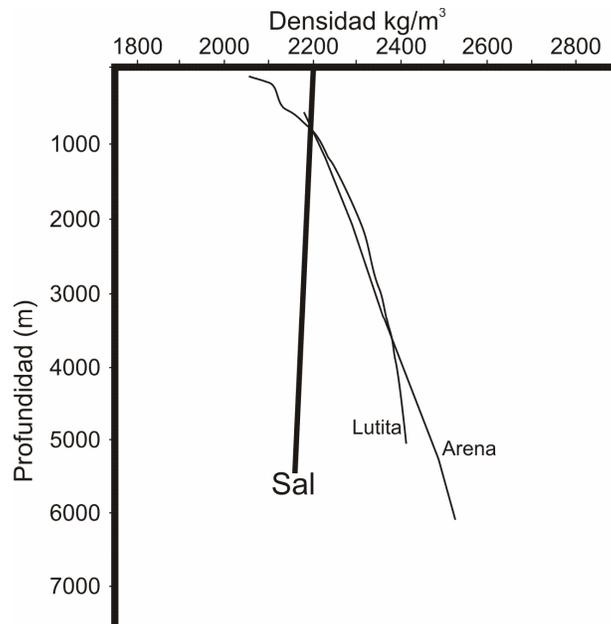


Figura A.2. Variación de la densidad de algunas rocas con respecto a la profundidad. A diferencia de otras rocas la sal presenta una densidad casi constante con una pequeña disminución con respecto a la profundidad.

En presencia de un espesor importante de la cobertura ésta puede ser inestable (moverse horizontalmente) y deformarse iniciando un flujo en la capa de sal que se puede deformar de acuerdo a dos principales tipo de flujo: 1) tipo *Poiseuille* o 2) tipo *Couette*, o por una combinación de ambos bajo condiciones intermedias.

A.1 Flujo tipo *Poiseuille*

Este flujo corresponde a un adelgazamiento vertical y una expulsión lateral de la sal principalmente por debajo de los depocentros sedimentarios (Rowan et al., 2000; figura A.3). No se requiere una traslación lateral de la cobertura, por lo cual no necesariamente se presenta deformación de la cobertura (Gemmer et al., 2004; Ings et al., 2004).

La carga diferencial causada por la variación en el espesor de la cobertura puede generar un flujo de este tipo dentro de la capa de sal (Turcotte & Schubert, 1982). Este tipo de flujo es característico de los sistemas donde la cobertura es estable (Gemmer et al., 2004; Ings et al., 2004).

La tasa de subsidencia vertical de la cobertura y el adelgazamiento de la sal está en función de:

- La presión litostática en la base de la cobertura
- El espesor de la capa de sal

Bajo condiciones de carga sedimentaria iguales, el flujo de tipo *Poiseuille* será más rápido con espesores mayores del paquete de sal.

A.2 Flujo tipo *Couette*

Este tipo de flujo corresponde a una cizalla simple paralela a las capas conforme los sedimentos avanzan hacia el frente (figura A.3). Bajo este flujo la sal no se adelgaza ni engrosa, se mantiene con espesor constante.

Un flujo de tipo *Couette* se presenta en condiciones de inestabilidad que pueden ser favorecidas por una sedimentación progradante, o por una baja resistencia del paquete sedimentario, con lo cual la cobertura sedimentaria puede alcanzar su límite de cedencia (Gemmer et al., 2004; Ings et al., 2004).

La tasa de desplazamiento entre la cobertura durante el flujo *Couette* es directamente proporcional a:

- El espesor de la capa de sal
- El esfuerzo de cizalla aplicado

Consecuentemente, la deformación por flujo *Couette* es más rápida donde el espesor de la capa de sal es mayor.

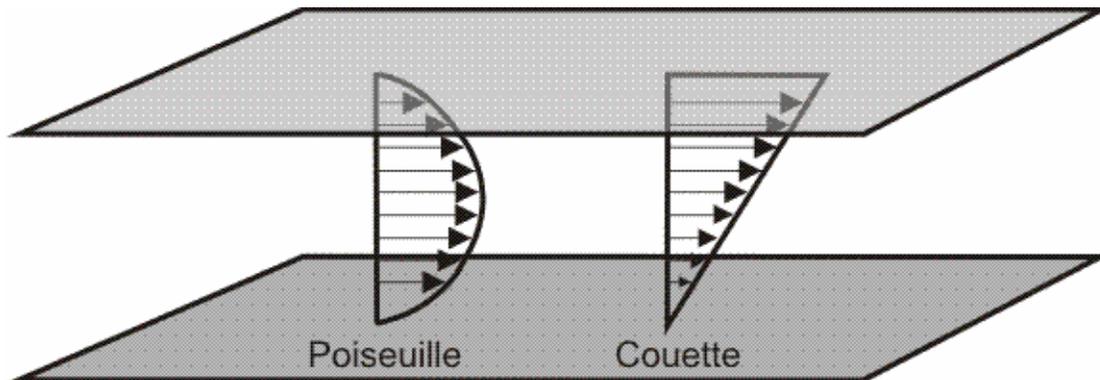


Figura A.3. Esquema que muestra diferencias en el flujo de secuencias salinas entre dos capas rígidas. El flujo de tipo *Poiseuille* se caracteriza por una cizalla pura, la velocidad es mínima en los contactos y máxima en el centro del flujo. El flujo de tipo *Couette* define una cizalla simple, en este caso el desplazamiento de la capa de cobertura induce el flujo y la velocidad en el contacto sal-cobertura es máximo. Tomado de Brun & Mauduit, (2009).

B. Desarrollo matemático

Para estudiar los desplazamientos tridimensionales del orden de milímetros se ha utilizado una técnica basada en la combinación de fotografías de moteado y proyección de franjas (Barrientos et al., 2008). En este caso, una sola cámara CCD (charge-coupled device, dispositivo de carga acoplada), registra en una imagen, el patrón de moteado y el patrón de franjas resultante proyectado sobre en la superficie del modelo durante su deformación. Esta sección corresponde a una traducción del trabajo presentado por Barrientos et al. (2008).

B.1 Proyección de franjas

Las franjas binarias de periodo p son proyectadas sobre la superficie del modelo, en este caso por un proyector de computadora. Para una superficie plana y cuando la distancia de iluminación es lo suficientemente grande, el periodo p puede ser tomado como constante en todo el modelo para la proyección de franjas. En este caso el patrón de franjas puede describirse por Barrientos et al., 2008.

$$f(x) = \sum_{n=0}^{\infty} c_n \cos\left(\frac{2\pi}{p} nx\right) \quad (A.1)$$

Donde c_n son los coeficientes de las series de Fourier y n es un entero. Cuando se aplica un filtro pasabandas a un dominio de frecuencia, solamente los dos primeros términos de la serie son suficientes para el análisis. Entonces, la rejilla proyectada puede ser expresada como:

$$f(x, y) = a(x, y) + b(x, y) \cos\left(\frac{2\pi}{p} x\right) \quad (A.2)$$

Donde, por comparación con interferometría, $a(x, y)$ es conocido como la iluminación de fondo y $b(x, y)$ es el contraste de las franjas. Como la cámara CCD registra este patrón, efectos de perspectiva aparecen en la región de observación (lo cual puede evitarse con el uso de lentes telecéntricos) y el periodo de registro varía con la posición (x, y) . Entonces la imagen registrada por la cámara CCD puede expresarse como:

$$I(x, y) = a(x, y) + b(x, y) \cos\left[\frac{2\pi}{p(x, y)} x\right] \quad (A.3)$$

Donde un factor constante que toma en cuenta la conversión del formato análogo en volts a la forma digital en niveles de grises es omitido. La ecuación A.3 puede escribirse como:

$$I(x, y) = a(x, y) + b(x, y) \cos\left[\frac{2\pi}{p} x + \theta(x, y)\right] \quad (A.4)$$

Donde $\theta(x, y)$ es el término de modulación relacionado a los efectos de perspectiva y aberración óptica.

Cuando el modelo está sujeto a deformación se produce una variación adicional del periodo. Entonces.

$$I(x, y) = a(x, y) + b(x, y) \cos \left[\frac{2\pi}{p} x + \theta(x, y) + \phi(x, y) \right] \quad (A.5)$$

Donde $\phi(x, y)$ es la modulación de fase generada por la deformación y que está en relación con el desplazamiento fuera del plano $w(x, y)$

$$w(x, y) = \frac{\phi(x, y)}{2\pi} \frac{p}{\tan \alpha} \quad (A.6)$$

Donde α es el ángulo promedio entre las direcciones de observación e iluminación. La ecuación A.5 implica que, si $\phi(x, y)$ es conocido, entonces los desplazamientos correspondientes fuera del plano pueden ser medidos. Una manera de obtener $\phi(x, y)$ es tomando la diferencia de los argumentos de las ecuaciones A.4 y A.5 $\left[\frac{2\pi}{p} x + \theta(x, y) + \phi(x, y) \right] - \left[\frac{2\pi}{p} x + \theta(x, y) \right]$. Se puede notar que en la última operación los efectos de perspectiva y aberración son cancelados. Para calcular los argumentos de las ecuaciones A.5 y A.6, se puede aplicar el método de Fourier. Por ejemplo, para calcular el argumento de la ecuación A.5, primero se escribe la ecuación como:

$$I(x, y) = a(x, y) + \frac{1}{2} b(x, y) \exp[i g(x, y)] \exp\left(\frac{i2\pi}{p} x\right) + \frac{1}{2} b^*(x, y) \exp[-i g(x, y)] \exp\left(\frac{-i2\pi}{p} x\right) \quad (A.7)$$

Donde $g(x, y) = \theta(x, y) + \phi(x, y)$. Para obtener $g(x, y)$, la transformada de Fourier de la ecuación A.7 se obtiene:

$$I_F(f_x, f_y) = A(f_x, f_y) + B(f_x, -f_0, f_y) + B^*(-f_x - f_0, f_y) \quad (A.8)$$

Donde $f_0 = 1/p$, $A(f_x, f_y) = \mathfrak{F}\{a(x, y)\}$ y $B(f_x, f_y) = \mathfrak{F}\left\{\frac{1}{2} b(x, y) \exp[i g(x, y)]\right\}$, donde $\mathfrak{F}\{\}$ denota el operador de la transformada de Fourier. Aplicando un filtro pasabandas al espectro producido por la ecuación A.8, se obtiene:

$$I_F(f_x, f_y) = B(f_x - f_0, f_y) \quad (A.9)$$

En este paso, cualquier componente altamente armónico de la serie dado para la ecuación es removido. Después, se toma el inverso de la transformada de Fourier de la ecuación A.9

$$\begin{aligned}\mathfrak{F}^{-1}\{B(f_x - f_0, f_y)\} &= \mathfrak{F}^{-1}\left\{\mathfrak{F}\left\{\frac{1}{2}b(x, y)\exp[ig(x, y)]\right\}_{f_x-f_0, f_y}\right\} \\ &= \frac{1}{2}b(x, y)\exp[ig(x, y)]\exp[i(2\pi f_0 x)] = R(x, y) + iM(x, y)\end{aligned}\quad (A. 10)$$

Donde

$$R(x, y) = \frac{1}{2}b(x, y)\cos[2\pi f_0 x + g(x, y)] \quad (A. 11)$$

y

$$M(x, y) = \frac{1}{2}b(x, y)\sen[2\pi f_0 x + g(x, y)] \quad (A. 12)$$

De las ecuaciones A.11 y A.12, el término de la fase deseada puede ser encontrado de:

$$2\pi f_0 x + g(x, y) = \frac{2\pi}{p}x + \theta(x, y) + \phi(x, y) = \tan^{-1}\left[\frac{M(x, y)}{R(x, y)}\right] \quad (A. 13)$$

Una vez que la diferencia de argumentos es calculada, la fase resultante es proporcional al desplazamiento fuera del plano por la ecuación A.6. Este término de fase puede presentar el problema común de ambigüedad de la fase 2π , pero éste puede ser eliminado con el uso de algún algoritmo para desenvolver.

B.2 PIV, Velocimetría de imágenes de partículas

PIV corresponden a una técnica de correlación de imágenes ópticas de alta resolución que se ha utilizado en el modelado analógico (White et al., 2001; Adam et al., 2002; Wolf et al., 2003, Adam et al., al 2005, Bernard et al., 2007, Cerca et al., 2008; Barrientos et al., 2008.). Provee mediciones de alta resolución de la evolución de patrones de deformación progresiva tanto en las zonas de cizalla como en el material circundante. Esto muestra como ciertos aspectos del campo complejo de desplazamiento están controlados por las propiedades transitorios de los materiales granulares (Adam et al., 2005).

Esta herramienta de PIV genera una medición precisa del campo instantáneo de velocidad/desplazamiento del flujo de laboratorio y sistemas de deformación. En los experimentos, la correlación óptica de las imágenes permite la resolución espacial de los datos de desplazamiento en el rango de tamaño de partícula del material empleado.

Cuando un modelo es iluminado por una luz coherente, un patrón de moteado se forma en el plano de una cámara CCD. Conforme se deforma el modelo las motas son correspondientemente desplazadas. El desplazamiento de las motas para dos estados consecutivos de deformación se obtiene por la correlación cruzada de subimágenes en dos diferentes estados secuenciales.

El campo de desplazamiento correspondiente es calculado por correlación cruzada de la translación y la distorsión del patrón de partículas de la arena en imágenes sucesivas con un intervalo de tiempo. Está basado en el hecho de que una imagen F en un tiempo $t + dt$ puede ser escrito como (Bernard et al., 2007):

$$F(t + dt) \approx F(t)\bar{\nabla}F(t)dX \quad (A.14)$$

Donde dX es el campo de desplazamiento y $\bar{\nabla}F(t)$ es el gradiente espacial de la imagen $F(t)$. La ecuación A.14 es solamente una aproximación debido a que los términos de mayor orden en el desarrollo de Taylor-Lagrange son despreciado. El gradiente es estimado del método Rider (Press et al., 1995). La técnica fue primeramente aplicada a los modelos analógicos por Domínguez et al., (2001).

La correlación de las imágenes se logra comparando dos imágenes (imagen 1 en un tiempo (t) y una imagen 2 en un tiempo $(t + dt)$). Las imágenes son divididas en pequeñas sub-muestras (ventanas de interrogación IW 1 y IW 2 y B en la posición (m, m)). La segunda ventana de interrogación es intercambiado incrementalmente por (dx, dy) en las direcciones de $x - y$ y $y - y$ y la correlación de patrones es calculada por la transformada rápida de Fourier.

El pico de máxima correlación es más probablemente el vector de desplazamiento (dx, dy) para esta sub-muestra para igualar el patrón de IW 1 a IW 2. Esta correlación cruzada digital establece una región espacial promedio del vector de desplazamiento local en el tamaño de la sub-muestra sin necesidad de monitorear cada partícula. El campo completo de desplazamiento se compone de todos los vectores (n, m) de todas las ventanas de interrogación para el campo bajo estudio.

Se puede definir $I_1(x, y)$ y $I_2(x, y)$ como la intensidad de las distribuciones de los patrones moteados en un punto (x, y) en el plano del objeto para un estado de referencia y deformado respectivamente. Denotando por $u(x, y)$ y $v(x, y)$ los desplazamientos relativos del moteado en las direcciones de x y y para los dos estados de deformación, entonces es posible escribir:

$$I_2(x, y) = I_1[x - u(x, y), y - v(x, y)] \quad (A.15)$$

Denotando la transformada de Fourier de $I_1(x, y)$ y $I_2(x, y)$ por $F_1(f_x, f_y)$ y $F_2(f_x, f_y)$, entonces la distribución del espectro de potencia puede ser calculado en el dominio de Fourier (f_x, f_y) como:

$$P(f_x, f_y) = \frac{F_1(f_x, f_y)F_2^*(f_x, f_y)}{|F_1(f_x, f_y)F_2(f_x, f_y)|} = \exp\{i[\phi_1(f_x, f_y) - \phi_2(f_x, f_y)]\} \quad (A.16)$$

Donde $\phi_1(f_x, f_y)$ y $\phi_2(f_x, f_y)$, son las fases correspondientes del espectro de $F_1(f_x, f_y)$ y $F_2(f_x, f_y)$ respectivamente e $i = \sqrt{-1}$. En la ecuación A.16 el $(*)$ denota la operación conjugada compleja. Por la traslación apropiada de la transformada de Fourier

$$\phi_1(f_x, f_y) - \phi_2(f_x, f_y) = 2\pi[u(x, y)f_x + v(x, y)f_y] \quad (A.17)$$

Por medio de la inversa de la transformada de Fourier ecuación A.16, se puede obtener $C[x + u(x, y), y + v(x, y)]$, que es una función compleja centrada en las coordenadas dada por los desplazamientos en plano deseados. Entonces, localizando el pico de esta función, se pueden obtener los componentes de desplazamiento para cada sub-imagen para un par de imágenes de moteado.