



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

## PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Estructura y cinemática de la apertura del Golfo de California, por  
Medio de experimentos físicos de extensión cortical y litosférica

# T E S I S

Que como requisito parcial para obtener el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

**Rodrigo Portillo Pineda**

Jurado Examinador:

Dr. Luis Mariano Cerca Martínez

Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego

Dr. Shunshan Xu

Dr. Luca Ferrari Pedraglio

Dr. Mario González Escobar

(23-03-12)



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

---

En este trabajo se presentan modelos analógicos que simulan la deformación en dos zonas contrastantes del Golfo de California:

1. La zona Norte es influenciada por una alta tasa de sedimentación y subsidencia que se registra desde el Mioceno medio en los pozos de Petróleos mexicanos (PEMEX). Los sedimentos provenientes del Rio Colorado rellenan las cuencas extensionales, dejando un relieve relativamente plano, este efecto además de influir en la evolución estructural, complica la interpretación en superficie. Para conocer la estructura marina del Golfo se interpretaron secciones sísmicas, las cuales muestran cuencas y estructuras inactivas en la parte oriental del Norte del Golfo y una migración de la deformación hacia el occidente (donde la actividad se concentra en las fallas Wagner y Consag). La descripción, interpretación y análisis de tres secciones sísmicas, permitieron obtener las condiciones iniciales del modelado. Partiendo de estos parámetros se realizó una serie de modelado analógico de esta zona en la cual se midieron algunas variaciones geométricas de las estructuras a lo largo de la evolución, tal y como: el azimut, el espesor y la distancia de las fallas con respecto a una línea fija (bloque fijo), de esta manera se analizaron los estilos estructurales resultantes. Los modelos parten como primera instancia en considerar el relleno sedimentario y partiendo de la idea que la tasa de subsidencia iguala a la tasa de sedimentación; representan un sistema constituido de dos capas, dúctil y quebradiza, que simulan la corteza inferior y superior, respectivamente. En particular, los modelos muestran una evolución de las fallas que es similar a la de las secciones sísmicas, así como en superficie se observa una migración estructural de oriente a occidente.

2. La zona Sur está caracterizada por cuatro principales sistemas estructurales: a) un sistema de fallas transformes y cuencas extensionales en el centro del Golfo, b) un sistema de fallas de borde que presenta características diferentes tanto en la parte Oeste de la placa Norteamericana como en la parte oriental del bloque de Baja California, c) un sistema de dispersión oceánica en la zona de la dorsal pacífico Rivera con extensión ortogonal a esta estructura y d) un sistema de fallas localizado en la antigua zona de subducción denominado Tosco-Abreojos. Para poder analizar y explicar la deformación de esta zona, se realizaron modelos analógicos en una fase de extensión oblicua y a escala litosférica. Los modelos representan un sistema constituido de tres capas: una corteza superior quebradiza, una corteza inferior dúctil y un manto litosférico. Se encuentran construidas sobre un fluido viscoso que representa al manto astenosférico, permitiendo de esta manera ajustes isostáticos en el sistema. Para el arreglo experimental de estos modelos se partió de la idea de simular un patrón preexistente de fallas de borde en forma de zigzag, siguiendo las trazas de las fallas de borde continentales. Comparando los modelos de elevación digital en el modelo y en la naturaleza se observa similitudes estructurales como: las fallas de borde escalonadas o en zigzag, la formación de cuencas extensionales con orientación perpendicular a la dirección de desplazamiento, la asimetría entre los bordes oeste y oriental así como diferencias en el relieve entre el bloque rígido y el móvil.

**Palabras clave:** Modelos analógicos, extensión oblicua, secciones sísmicas, interpretación estructural, Golfo de California.

# Abstract

---

In this thesis analogue models simulating the deformation in two contrasting areas of the Gulf of California are presented:

1. The northern part is influenced by high sedimentation and subsidence rates recorded since the middle Miocene in wells drilled by PEMEX. Sediments from the Colorado River filled extensional basins, leaving a relatively flat relief in the surface. This effect also influences the structural development and complicates interpretation. The offshore Gulf interpreted seismic sections, show inactive basins and structures in the eastern part of the Northern Gulf and confirm a westward migration of deformation (where the focus is actually on Consag and Wagner faults). The description, interpretation and analysis of three seismic sections allowed to obtain the initial conditions of modeling. Based on these parameters a series of physical experiments was performed in which some geometric variations in the structures were measured throughout evolution, such as: the azimuth, the thickness and the distance of the fault with respect to a fixed block. The resulting structural styles were analyzed and confronted with the seismic sections. The models consider a sedimentary fill in which subsidence rate equals the rate of sedimentation. They represent a system composed of two layers, ductile and brittle, which simulate the upper and lower crust, respectively. The models show an evolution of the faults similar to that of seismic sections and on the surface is observed a structural migration from east to west.

2. The southern zone is characterized by four main structural systems: a) a system of transform faults and extensional basins in the central Gulf, b) a border fault system presents different characteristics in the western part of the North American plate from those at the eastern side of the Baja California block, c) a oceanic dispersion system in the region of the Pacific Rivera plate with orthogonal extension to this structure and d) a system of faults located in the ancient subduction zone called Tosco-Abreojos. In order to analyze and explain the deformation of this area, analogue models were performed in a phase of lithospheric oblique extension. The models represent a system consisting of three layers: a brittle upper crust, ductile lower crust and lithospheric mantle, and are built on a viscous fluid representing the mantle, thus allowing the isostatic adjustment of the system. The experimental setup of these models was based on the idea of simulating a pre-existing fault pattern in a zigzag border, following the traces of the continental rift bordering faults. Comparing the model results and the structural pattern observed in nature, the similarities include: the en echelon or zigzag geometry bordering faults, the formation of extensional basins oriented perpendicular to the direction of tectonic transport, the asymmetry between the western and eastern edges, and differences in relief between the rigid and mobile plates.

**Keywords:** analogue models, oblique extension, seismic sections, structural interpretation, Gulf of California.

# Dedicatorias

---

Quiero dedicar este trabajo al único modelo que me salió perfecto a lo largo de la maestría, quien además me ha enseñado infinidad de cosas y me ha puesto retos que he logrado sacarlos adelante. Me ha llenado de dicha, alegría y ha iluminado mi vida como nunca antes nadie lo había hecho. Para ti mi angelito: "Olin Gabriel".

A otra persona muy importante en mi vida cuyo nombre es sinónimo de bondad, amor y perseverancia. Quien me ha regalado lo mejor de sí y en quien he descubierto a una gran mujer, en gran medida este trabajo te lo debo a ti gracias: "Moni"

Para toda mi familia: a mis padres quienes me han tenido una gran paciencia, a mis 6 hermanos que siempre me tienen presente y a mis sobrinos que siempre tienen una sonrisa para mí.

A mis amigos que siempre están conmigo y me brindan su apoyo en todos los aspectos.

A mi asesor que siempre me brido dedicación y apoyo a lo largo de este trabajo y durante toda mi estancia en el Centro de Geociencias, gracias: "Mariano"

# Agradecimientos

---

Quiero enfatizar mi agradecimiento a mi asesor y director de tesis Luis Mariano Cerca Martínez, por su atención, enseñanza, apoyo profesional, moral y económico a lo largo de de este trabajo.

A CONACyt por la beca otorgada durante el tiempo establecido en el posgrado.

A los proyectos que me apoyaron económicamente y formaron parte del aprendizaje de esta tesis:

Grupo de Investigación SEP-Conacyt "Evolución de la margen oriental del Rift del Golfo de California, 2009-2011: Un estudio integrado de la deformación y el magmatismo del Mioceno en Sinaloa, Nayarit y su extensión offshore". Ref. 82378. A cargo del Dr. Luca Ferrari.

Análisis de los mecanismos de fracturamiento del subsuelo que afectan a la Delegación Iztapalapa, utilizando una base de datos estructurada para la toma de decisiones. Análisis de la deformación del terreno en la Delegación Iztapalapa, enero-diciembre, 2009. Primer Informe Parcial Convenio de colaboración entre el Centro de Geociencias y la Delegación Iztapalapa. Convenio No.CC/DIZ/DGA/002/2010. A cargo de la Dra. Dora Carreón Freyre.

Evaluación hidrogeológica del Valle de Amazcala en Querétaro. Colaboración con la Dirección Local de Querétaro de la CONAGUA y con el COTAS de Amazcala, octubre 2008 a Marzo 2009. A cargo de la Dra. Dora Carreón Freyre.

Análisis de la dinámica de apertura del Golfo de California. Cooperación Bilateral CONACyt con Italia, 2011-2013. Ref. 146377. A cargo del Dr. L. Mariano Cerca.

Modelo de administración y gestión de los usos de agua de la cuenca del rio Querétaro. Análisis de la geología subterránea por medio de la descripción de muestras físicas de pozos. 2011-2012. A cargo de la Dra. Dora Carreón Freyre.

A mí jurado examinador los doctores: Luis Mariano Cerca Martínez, Ángel Francisco Nieto Samaniego, Shunshan Xu, Luca Ferrari Pedraglio y Mario González Escobar. Por su apoyo y atención al revisar y aprobar este trabajo.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme la oportunidad de realizar la maestría. Al posgrado de la UNAM y a los investigadores que me impartieron clase.

Al Centro de Geociencias de la UNAM institución donde se llevo a cabo este trabajo, especialmente a la doctora Dora Carreón Freyre por su confianza al tomar en cuenta mi participación dentro de sus proyectos de investigación, los cuales fungieron para fortalecer la experiencia profesional y también fueron un gran apoyo económico durante la realización de este trabajo.

A Ricardo Carrizosa Elizondo, por su colaboración en la caracterización de los materiales y apoyo en la elaboración de los experimentos en el laboratorio.

Al personal administrativo del Centro de Geociencias comenzando por Marta Pereda por su gran apoyo y todas las facilidades brindadas en mis trámites escolares. A Dionisio León Salas, Carlos Hernández Cabrera, Liliana Cabrera Gómez, Rodolfo Hernández Fuentes, Fernando Galván Mendoza. Por su cooperación en los trámites administrativos que llegue a realizar durante mi estancia.

Al CEP del Centro de Geociencias por el apoyo otorgado para la impresión de tesis.

A todos mis compañeros del posgrado, a los que ya se han ido y a los que aún están, especialmente a mis compañeros de cubo: Diego A. Gracia, Ignacio Ortiz, Antonio Godínez y Alma Vázquez. Así como también: Avith Mendoza, Argos Amado, Ángel Figueroa, Armando Rojas, Ernesto López, Sergio Martínez, Erick Salas y Jorge Escalante. Por su amistad y compañía en mi estancia en el Centro de Geociencias.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada Baja California. Institución donde se realizó una estancia de investigación. Al Dr. Mario Gonzalez Escobar por su cooperación, apoyo y enseñanza técnica de la información de líneas sísmicas reportadas en este trabajo. A la Dra. Margarita López y Susana Á. Rosas por sus enseñanzas en el fechamiento y separación mineral respectivamente.

A los investigadores: David L. Kimbrough por su apoyo e invitación a *San Diego State University*; Giacomo Corti por su atención y enseñanza durante una estancia en la Universidad de Florencia Italia.

# Contenido

---

|   | Página    |
|---|-----------|
| Resumen.....  | i         |
| Abstract.....   | ii        |
| Dedicatorias.....   | iii       |
| Agradecimientos.....  | iv        |
| Contenido.....  | v         |
| Lista de figuras.....   | vi        |
| Lista de tablas.....  | vi        |
| <b>Capítulo I. Introducción.....</b>  | <b>1</b>  |
| I.I. Generalidades.....   | 2         |
| I.II. Motivación y oportunidad.....   | 2         |
| I.III. Objetivo general.....  | 3         |
| I.III.I. Objetivos específicos.....   | 3         |
| I.IV. Justificación zona Sur.....   | 4         |
| I.V. Características generales de los <i>rifts</i> .....  | 4         |
| I.VI. Estadios en la evolución temporal de los sistemas de <i>rift</i><br>intracontinental.....   | 7         |
| I.VII. Tipos de <i>rifts</i> .....  | 9         |
| I.VIII. Etapas deformación de <i>rifts</i> en función de su extensión.....                        | 10        |
| I.IX. Características del <i>rift</i> del Golfo de California.....                                | 11        |
| <b>Capítulo II. Generalidades de extensión en el Golfo de California (Norte y Sur).....</b>       | <b>13</b> |
| II.I. Características de la parte Norte del Golfo de California (cuencas<br>Wagner y Consag)..... | 13        |
| II.II. Estratificación basada en análisis de pozos.....   | 17        |
| II.III. Apertura y evolución del Golfo de California.....   | 20        |
| II.IV. Características de la parte Sur del <i>rift</i> del Golfo de California.....               | 22        |
| II.V. Evidencias continentales del proceso de apertura del Golfo de<br>California.....            | 23        |
| <b>Capítulo III. Metodología.....</b>   | <b>26</b> |
| III.I. Modelos analógicos.....  | 26        |
| III.II. Justificación.....  | 26        |
| III.III. Modelos analógicos a escala litosférica y cortical.....                                  | 26        |
| III.IV. Escalamiento.....   | 28        |
| III.V. Materiales Quebradizos (friccionales).....   | 29        |
| III.VI. Materiales Dúctiles (viscosos).....   | 31        |
| III.VII. Estrategia de modelado.....  | 33        |
| III.VIII. Escalamiento, modelos del Norte del Golfo.....  | 33        |
| III.V.I. “Set-up”.....  | 35        |
| III.IX. Escalamiento, modelos del Sur del Golfo.....  | 37        |
| III.X. Relación de Ramberg ( $R_m$ ) y Smoluchowsky ( $S_m$ ).....                                | 40        |

|  |     |
|--|-----|
| III.XI. <i>Set up</i> .....  | 42  |
| III.XII. Análisis de la deformación.....   | 45  |
| III.XII.I. Mediciones geometría.....   | 45  |
| III.XII.II. Método de Franjas para obtener el relieve de los experimentos...   | 46  |
| III.XII.III. Interpretación de las secciones sísmicas.....   | 47  |
| III.XIII. Obtención de los datos sísmicos.....   | 48  |
| III.XIII.I. Procesado.....   | 48  |
| III.XIII.II. Interpretación.....   | 50  |
| <b>Capítulo IV. Resultados zona Norte</b> .....  | 53  |
| IV.I. Patrones de fallamiento continentales asociados a la apertura del Golfo de California.....                             | 54  |
| IV.II. Patrones de fallamiento continentales asociados a la apertura del Golfo.....  | 52  |
| IV.III. Dominios estructurales.....  | 56  |
| IV.III.I. Dominio Norte del Golfo de California.....   | 57  |
| IV.III.II. Dominio central del Golfo de California.....  | 59  |
| IV.III.III. Dominio Sur del Golfo de California. ....  | 60  |
| IV.IV. Interpretación sísmica.....   | 62  |
| IV.V. Descripción sección 5053.....  | 62  |
| IV.V.I. Interpretación estructural.....  | 63  |
| IV.VI. Descripción sección 5043.....   | 64  |
| IV.VI.I. Interpretación estructural.....   | 66  |
| IV.VII. Descripción sección 5048.....  | 66  |
| IV.VII.I. interpretación estructural.....  | 68  |
| IV.VIII. Resultados del modelado analógico zona Norte.....   | 70  |
| IV.IX. Condiciones de frontera del modelo.....   | 71  |
| IV.X. Resultados del experimento representativo.....   | 72  |
| IV.X.I. Resultados de la deformación del modelo en superficie.....   | 72  |
| IV.X.II. Resultado del modelo en sección.....  | 75  |
| <b>Capítulo V. Resultados zona Sur</b> .....   | 80  |
| V.I. Arreglo estructural.....  | 80  |
| V.II. Estructura interna del Golfo de California en su porción Sur, secciones disponibles.....                               | 83  |
| V.III. Descripción de las secciones reportadas por Lizarralde <i>et al.</i> (2007) y sus implicaciones para el modelado..... | 84  |
| V.IV. Construcción de los modelos análogos con base en las restricciones geológicas.....                                     | 86  |
| V.V. Resultados experimentales.....  | 87  |
| V.VI. Resultados del experimento 10.....   | 93  |
| V.VII. Resultados experimento 11.....  | 97  |
| V.VIII. Sección experimento 11.....  | 100 |
| <b>Capítulo VI. Discusión</b> .....  | 101 |
| VI.I. Discusión zona Norte.....  | 101 |

|   |            |
|---|------------|
| VI.II Mediciones experimentales y evolución estructural.....  | 101        |
| VI.III. Comparación de los resultados obtenidos en el modelado analógico con<br>las estructuras en la naturaleza..... | 106        |
| VI.IV. Discusión zona Sur.....  | 112        |
| VI.V. Mediciones experimentales - Modelos 10 y 11.....  | 114        |
| VI.VI. Comparación de los resultados experimentales con la naturaleza.....  | 117        |
| <b>Capítulo VII. Conclusiones.....</b>  | <b>123</b> |
| Referencias bibliográficas.....   | 125        |

# Lista de figuras

---

| Figura |  | Página |
|--------|--|--------|
| 1.1    | Mapa tectónico regional, se observa que en la parte Sur del Golfo de California interactúan los límites de las tres placas mencionadas en el mapa, en esta zona predomina la formación de corteza oceánica, mientras que en la parte Norte se caracteriza por una alta tasa de sedimentación.  | 1      |
| 1.2    | Modelo de Bialas y Buck (2009), las flechas en el nivel medio representan el tamaño de las fuerzas diferenciales de flotabilidad. Sin sedimentación, las fuerzas diferenciales de flotabilidad son largas y el sistema se extiende en un rift ancho. Con sedimentación, la corteza es gruesa en la parte superior, reduciendo las fuerzas diferenciales de flotabilidad y extendiéndose en un <i>rift</i> estrecho.  | 3      |
| 1.3    | Modelo de pluma astenosférica propuesta por White y McKenzie, 1989 para el manto subyacente a las islas de Cabo Verde. Las temperaturas se expresan en grados centígrados respecto a la temperatura media del manto superior (1340 °C).  | 5      |
| 1.4    | Modelos de <i>rifting</i> activo (a) y pasivo (b) según Keen, 1985 y Wilson, 1993.   | 6      |
| 1.5    | Evolución tectónica que da origen al <i>rift</i> activo de Baja California de acuerdo con Fletcher <i>et al.</i> , 2007: a) episodio tectónico en donde dominaba el régimen de subducción, la placa de Farallón se hundía por debajo de la placa de Norte América, formando el arco volcánico de Comondú; b) La placa subducida se rompe ( <i>slab window</i> ), al mismo tiempo la zona de anomalía térmica migra hacia el continente mientras que el resto de la placa de Farallón queda acoplada a una parte de la corteza continental (Baja California); c) El ascenso térmico astenosférico aprovecha la zona rota en consecuencia debilita la corteza y es donde comienza el adelgazamiento cortical (protogolfo) debido al movimiento transtensivo (Fletcher <i>et al.</i> , 2007). | 7      |
| 1.6    | Las tres etapas clásicas de la evolución de un <i>rift</i> intracontinental a) etapa pre- <i>rift</i> , b) etapa sin- <i>rift</i> donde puede propagarse un punto triple y c) etapa post- <i>rift</i> donde puede generarse corteza oceánica acompañada de una oceanización o formar un aulacógeno, (modificado de Burke, 1978).   | 8      |
| 1.7    | Modelos de <i>riffts</i> continentales, a) rift estrecho, b) <i>rift</i> ancho y c) <i>rift</i> complejo central (Corti <i>et al.</i> , 2003).   | 10     |
| 1.8    | Estilos de deformación de extensión continental como una función en el incremento en la tasa de deformación (modificado de Olsen y Morgan, 1995; Corti <i>et al.</i> , 2003).  | 11     |
| 2.1    | Recopilación de las principales cuencas a lo largo del <i>rift</i> del Golfo de California. Se observa básicamente las principales provincias asociadas a la extensión así como el límite del cratón (Valencia-Moreno <i>et al.</i> , 2001; González-Escobar, <i>et al</i> 2010; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Pacheco <i>et al.</i> , 2006; Aragón-Arreola <i>et al.</i> , 2005).  | 13     |

|      |  |    |
|------|--|----|
| 2.2  | Zoom de la zona Norte del Golfo en donde se muestra la cartografía más reciente con base en las secciones sísmicas, se observan las estructuras más importantes y las cuencas involucradas. Los puntos rojos representan epicentros recolectados por NARS-Baja entre 2002 y 2008, los puntos negros son epicentros recolectados por NEIC entre 1973 y 2009. Las líneas blancas, negras y amarillas son las líneas sísmicas. Los triángulos son volcanes y W-2 es un poso de PEMEX (González-Escobar, <i>et al</i> 2010).   | 15 |
| 2.3  | Interpretación estructural de la segmentación de cuencas en el Norte del Golfo de California, en base a las nuevas datos (secciones sísmicas) procesados e interpretados en CICESE, donde se observa que las cuencas Wagner y Consag están segmentadas por una zona de transferencia bajo el mismo régimen extensional trascurrente (González-Escobar, <i>et al</i> 2010).   | 15 |
| 2.4  | Geometría y orientación estructural del Norte del Golfo de California recopilada de artículos publicados (González-Escobar <i>et al.</i> , 2009-2010; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Pacheco <i>et al.</i> , 2006), Roca Consag es un volcán ubicado al costado izquierdo de la cuenca Wagner, W-1, A-3, W-2, C y P son pozos de exploración, las secciones 5053, 5043 cortan las estructuras en dirección NE-SW mientras que la 5048 corta las dos cuencas y la zona de traslape entre ellas. Por otro lado a, b, y c son los perfiles sísmicos 5048, 5043 y 5053 respectivamente, que a su vez fueron seleccionadas de la base de datos del laboratorio de sísmica II en el CICESE (cortesía del Dr. Mario Gonzales Escobar) para interpretar y analizar la deformación asociada en el Norte del Golfo de California (ver capítulo de resultados). | 17 |
| 2.5  | Registro litológico de los pozos C y P (retomados de Helenes <i>et al.</i> 2009).  | 18 |
| 2.6  | Registro litológico de los pozos W-1 y W-2 (Helenes <i>et al.</i> 2009).   | 19 |
| 2.7  | Etapas de transición tectónica que dio origen a la apertura del Golfo de California: a) evento que marca el cese de la subducción de placas comenzando con la apertura del protogolfo a 24.4 Ma (Stock y Lee, 1994); b) Imagen que muestra una recreación para el mismo lapso de tiempo en base a las anomalías magnéticas (modificado de Stock y Lee, 1994).  | 20 |
| 2.8  | Modelo clásico de apertura del Golfo de California. Explica la evolución tectónica en dos fases, la figura de la izquierda es una imagen que simplifica cinemáticamente la apertura en vista de planta, en la figura de la izquierda en la porción occidental se ilustran desplazamientos normales de una extensión ortogonal (protogolfo) seguida de un desplazamiento lateral derecho en la porción oriental. La figura de la derecha muestra en sección del modelo conceptual descrito por Stock y Hodges (1989).   | 21 |
| 2.9  | Modelo alternativo que explica la evolución del <i>rift</i> del Golfo de California en una sola fase en la que la deformación es acomodada en el margen oblicua del <i>rift</i> , el cual tiene variaciones angulares sutiles (tomado de Fletcher <i>et al.</i> , 2007).   | 21 |
| 2.10 | Modelos sísmicos que presentan diferentes perfiles a lo largo del <i>rift</i> del Golfo de California donde se aprecia la variación de la deformación en donde COT es la corteza transicional, la profundidad esta en kilómetros mientras que las distintas tonalidades indican las diferencias de velocidades de las ondas sísmicas. En el perfil de Alarcón el <i>rift</i> es geométricamente casi simétrico, en la sección; mientras que en Guaymas y   | 23 |

|      |  |    |
|------|--|----|
|      | Cabo-PV (Puerto Vallarta) ya no son tan simétricas, ya que las secciones atraviesan estructuras extensionales y trasformes a lo largo de la traza del <i>rift</i> (Lizarralde <i>et al.</i> , 2007).   |    |
| 2.11 | Mapa tectónico de fases y lugares de extensión en la zona continental correspondiente al Sur del Golfo de California (Ferrari <i>et al.</i> , 2005).   | 24 |
| 3.1  | Comparación de los sistemas de esfuerzos involucrados en la deformación litosférica. A la izquierda en compresión se requiere de mayor resistencia ( $\sigma_1$ - $\sigma_3$ , eje horizontal) para que se produzca ruptura. Mientras que a la derecha en extensión se requiere de menor resistencia para la ruptura. El régimen frágil-dúctil cambia con respecto a la profundidad (eje vertical), modificado de Ranalli, 1995.   | 27 |
| 3.2  | Ejemplos de perfiles de resistencia, el de la izquierda representa a una litosfera de cuatro capas con tres niveles de desacople, mientras que el de la derecha es un perfil a escala cortical con un solo nivel de despegue o desacople mecánico, reología tipo <i>creme brûlée</i> (Corti <i>et al.</i> , 2003).   | 28 |
| 3.3  | Comparación de modelos, la foto de la izquierda es el resultado de un modelo a escala cortical donde en el cual se solo consiste construir el modelo de dos capas (arena y silicón) sobre la mesa rígida de modelado. En la foto de la derecha es el resultado de un modelo a escala litosférica de cuatro capas confinado en una caja de acrílico, el modelo literalmente se encuentra flotando sobre un fluido (representando a la astenósfera) en este caso es de color gris oscuro, el cual permite que allá efectos isostáticos.  | 28 |
| 3.4  | Comparación entre perfiles de resistencia: a) Calculado para una litosfera continental de cuatro capas en la naturaleza, donde la resistencia aumenta constantemente en las capas rígidas y decrece suavemente en las capas dúctiles conforme la profundidad aumenta. b) Perfil obtenido en experimentos de laboratorio con materiales análogos, a diferencia con la naturaleza la resistencia que presentan las capas dúctiles son constantes y disminuye súbitamente. El objetivo en el modelado es lograr que la resistencia decrezca de forma gradual por medio de varias subcapas con distintas viscosidades (modificado de Brun, 1999).  | 32 |
| 3.5  | Mesa de modelado, dependiendo el <i>set-up</i> experimental los modelos se pueden construir sobre la mesa tal como el caso de esta serie, o si se requiere trabajar con fluidos poco viscosos los modelos se construyen en cajas de acrílico (modelos del Sur del Golfo de California).  | 33 |
| 3.6  | " <i>Set-up</i> ". a) la imagen de la derecha es una sección sísmica disponible del trabajo de Hernández-Pérez donde interpreta la deformación del NGC y delimita las cuencas Wagner y Consag. Con base en los datos disponibles se propone una estratificación experimental sencilla que simula las condiciones iniciales de la corteza antes de adelgazarse y ser cubierta por sedimentos. b) La imagen de la izquierda es el arreglo experimental que intenta reproducir las principales discontinuidades (fallas) que controlan la deformación en el Norte del Golfo de California, sustentado por la figura de la derecha donde se aprecia las orientaciones actuales de las fallas principales con respecto al vector de desplazamiento. | 36 |
|      | Condiciones iniciales. Se presenta un esquema en 3D del arreglo experimental final representativo de la serie de 7 experimentos, la cinemática de extensión reproducida en la mesa de modelado constituye una extensión con una componente ortogonal y   |    |

|      |  |    |
|------|--|----|
| 3.7  | <p>simultáneamente una componente de rumbo, dando como resultado una tercera componente oblicua a 35° con respecto a la pared fija. Incluye el perfil de resistencia inicial. Cuando el modelo comienza a extenderse las depresiones resultantes fueron rellenadas con arena simulando la sedimentación.</p> <p>Graficas de materiales, a, b, c y d presentan las curvas de flujo de los materiales análogos caracterizadas en el laboratorio (LAMMG) y utilizados en los modelos para las capas que simulan la corteza inferior y la litosfera. A la derecha se observa la evolución del esfuerzo de cizalla mientras que a la izquierda los gráficos describen el comportamiento viscoso de la muestra a una amplia ventana de deformación y en donde a partir de la curva de flujo se calculo la viscosidad de la muestra en base a la tasa de deformación que presento el modelo. Mientras que e) es la comparación del comportamiento de las cuatro mezclas utilizadas en escala logarítmica en donde se observan que todas comienzan a deformarse a diferentes esfuerzos de cizalla pero en general presentan un comportamiento similar.</p> | 37 |
| 3.8  | <p><i>Set-up.</i> A) En la figura de la derecha es el perfil de Guaymas, una de las secciones disponibles del rift de California (Lizarralde <i>et al</i>, 2007), a la izquierda se plantea el arreglo inicial experimental propuesto en los modelos, la zona débil caracterizada por menor resistencia es inferida para que en esa parte de adelgace y rompa propagando de esta manera el <i>rift</i>. B) es la geometría superficial donde a la derecha se ilustra la orientación del eje de <i>rift</i> con respecto a la dirección de extensión de la placa del Pacífico (20°), a la izquierda el arreglo experimental con la zona de zigzag menos resistente dividiendo prácticamente dos bloques uno fijo y el otro móvil.</p>   | 40 |
| 3.9  | <p>Esquema 3D del <i>set-up</i> en la serie experimental de la parte Sur del <i>rift</i> de Baja California, se observan las cuatro capas representativas de la zona de extensión en donde la mezcla 1, 2, M3 y M4 (ver texto) son las mezclas escaladas reológicamente y simulan la estratificación mecánica inicial del <i>rift</i>. Se proyectan los respectivos perfiles de resistencia para cada secuencia mecánica en donde se observa que en la franja débil inferida es menos resistente. En superficie la franja débil divide el modelo en dos bloques uno fijo y el otro móvil. Las partes donde hay silicón son zonas despreciable se utiliza para compensar el relieve superficial inicial.</p>  | 43 |
| 3.10 | <p>Ejemplo de mediciones realizadas a los datos (secuencia fotográfica) obtenidas del modelado. En este caso se observan las distancias de la pared fija con respecto a la traza de una de las fallas, los datos de las mediciones pueden ser exportados a cualquier hoja de cálculo como Excel, en donde se pueden graficar.</p>  | 44 |
| 3.11 | <p>Patrón de franjas</p>   | 45 |
| 3.12 | <p>Análisis superficial</p>  | 46 |
| 3.13 | <p>Análisis geométrico del patrón de franjas proyectado a la superficie del modelo, en donde básicamente se parte de una foto inicial en un estado sin deformar y otra foto para una fase deformada, al comparar la diferencia de fases de cada una de las fotos se obtiene la deformación. La cámara CCD es simplemente un modelo fotográfico sensible que toma aproximadamente 100 fotos/segundo.</p>  | 46 |
| 3.14 | <p>Ejemplo de interpretación de discontinuidades en los reflectores (fallas); a) segmento de la sección 5053, B) mismo segmento interpretado, se observan discontinuidades</p>   | 46 |

|   |  |    |
|---|--|----|
| 3.15  | en los reflectores (fallas normales), como estructuras plegadas (pliegues de arrastre), así como el cambio de echado en una misma falla. | 51 |
| Mapa estructural integrado de trabajos previos. Se muestran las principales estructuras involucradas en la deformación transcurrete de la apertura del Golfo de California, así como sus respectivas publicaciones diferenciadas por líneas de distintos colores. Todas la líneas continuas representan fallas en diferentes colores para diferenciarlas de cada publicación, las líneas punteadas indican limites de aéreas estructuralmente estratégicas (color blanco representa el límite de la provincia extensional del Golfo, color negro indica el límite del cratón de Norte América y la roja indica los limites estructurales donde existen cambios de inclinación). Con estas fallas compiladas se observan notablemente las diferencias estructurales a lo largo de toda la margen del <i>rift</i> . |  |    |
| 4.1   |  | 54 |
| Mapa regional. Integrado con las fallas y las citas de la figura 4.1, el área sombreada que representa el bloque rígido de la SMOc, algunas estructuras y parte de la cronología en la parte continental fueron tomadas de Ferrari et al., 2005. La línea punteada amarilla representa el límite del cratón de Norteamérica (Valencia-Moreno et al., 2001). Otras fallas continentales fueron recopiladas de Nieto-Samaniego et al., 1999. Así como en gran media del Servicio Geológico Mexicano. Los fechamientos y lugares de la península de Baja California fueron tomados de artículos publicados (ver texto) y por último algunas fallas que aparecen de color negro punteadas fueron interpretadas. La falla de San Pedro mártir (<11 Ma) presenta un escarpe de 1 km.                                    |  |    |
| 4.2   |  | 56 |
| Mapa de los dominios estructurales identificados en el Golfo de California.   |  |    |
| 4.3   |  | 57 |
| Dominio Norte del <i>rift</i> de California. Se presentan las principales estructuras que forman una estructura tipo “ <i>pull-apart</i> ”, y dentro un sistema denominando dúplex extensional, en donde la deformación es controlada en el N y el S por sistemas trasformes de fallas y de E a W por sistemas de fallas extensionales. La deformación interior presenta variaciones angulares en las fallas y desplazamientos laterales y transtensivos. (Aragón-Arreola et al., 2005; 2007; Seiler et al., 2009; González-Escobar et al., 2010; González-Fernández et al., 2005).   |  |    |
| 4.4   |  | 58 |
| Dominio central del <i>rift</i> . Esta zona en gran medida acomoda la extensión y la rotación dextral del bloque de Baja California (las estructuras fueron tomadas de Aragón-Arreola et al., 2005; González-Fernández et al., 2005).   |  |    |
| 4.5   |  | 60 |
| Dominio Sur del Golfo de California. La deformación se acomoda oblicuamente en un sistema en zig-zag, En sistemas de fallas laterales y extensionales. Se observa una variación y estructural desde las fallas de borde continentales hasta la zona actual de apertura (Munguia et al., 2006, 2010; Ferrari et al., 2005; Cruz-Falcón et al., 2010; Lonsdale curcero Atlantis, 2008).   |  |    |
| 4.6   |  | 61 |
| Sección 5053. a) Es el mapa estructural del Golfo Norte se observan las cuencas Wagner y Consag, las principales fallas, donde FW es la falla Wagner, FC falla Consag, FCP es la falla Cerro Prieto, FP falla Percebo, FSM falla Santa María; así como también los pozos reportados: W-1, W-2, C y P. las líneas amarillas puntadas y delgadas, es el mallado sísmico disponible (Gonzales-Escobar et a.,/ 2010), mientras que la línea roja gruesa es la sección escogida para la interpretación. Al lado derecho de la esta figura está presente el pozo P que se sitúa y es proyectado en la parte occidental de la sección. b) Es la sección 5053 procesada pero sin interpretación, las referencias que aparecen en la parte superior son todas las intersecciones de las otras líneas sísmicas              |  |    |
| 4.7   |  | 65 |

|      |   |    |
|------|---|----|
|      | perpendiculares u oblicuas que se intersecan con esta (cortesía de Gonzales-Escobar).<br>c) Es la interpretación estructural de 5053 realizada en este trabajo (ver texto) en donde se proyecta el pozo más cercano P, la profundidad esta en tiempo (mseg).  |    |
| 4.8  | Sección 5043. a) Mapa estructural donde se ubica la sección 5043 y donde P, C, W-1 y W-2 son los pozos reportados por Helenes <i>et al.</i> , 2009; de lado derecho de a) se muestran los pozos P y C proyectados en la sección. b) es la sección sin interpretar la profundidad esta en tiempo (mseg) y los datos superiores son inforcción de otras secciones que disectan con esta. c) interpretación (ver texto) donde se correlaciona con la información de los pozos. | 67 |
| 4.9  | Sección 5048. En la parte superior se muestra el mapa de localización de la sección, las estructuras más importantes y los pozos utilizados en la interpretación. En el inciso b, se muestra la sección en mseg y en con algunos marcadores pertenecientes a otras secciones perpendiculares y/o oblicuas (parte superiores). c) interpretación estructural (ver texto) se presentan los pozos C y W-1 proyectados en la sección.   | 69 |
| 4.10 | En la parte superior se muestra como ejemplo la superficie final y la sección del experimento 2 dentro de los 3 primeros que se extendieron ortogonalmente y que funcionaron como control. En la parte inferior es el resultado del experimento 5 donde se deformó transtensivamente junto con los últimos cuatro utilizando dos placas que simularon las estructuras iniciales de borde.   | 70 |
| 4.11 | Evolución superficial del modelado. Se presenta la evolución estructural con las etapas cinemáticas más relevantes y en distintos estados de extensión. Los resultados son del modelo más representativo (experimento 7, tabla 2).  | 74 |
| 4.12 | Secciones estructurales interpretadas a partir de los cortes trasversales de la fase final de la deformación, en las figuras superiores se muestran las estructuras caracterizadas en superficie así como la trayectoria de las secciones A-A', B-B' y C-C'.  | 76 |
| 4.13 | Secciones estructurales en la parte Norte del modelo. Se presentan en la parte superior el mapa estructural final con algunas de las estructuras que afloran en superficie, así como el "set-up" inicial y la proyección de las secciones D-C', E-E' y F-F' mostradas en la parte inferior.   | 78 |
| 5.1  | Mapa estructural de la parte Sur del <i>rift</i> del Golfo de California, se integra la batimetría realizada por Lonsdale en los cruceros Dana 2004 y Atlantis2008.   | 80 |
| 5.2  | En el mapa superior se muestra la porción Sur del rift de Baja California (a) en donde se integran las fallas en superficie y se asocian a los perfiles disponibles. En la parte inferior aparecen los perfiles de Guaymas (b), Alarcón (c) y Cabo-Pv (d) realizados por Lizarralde <i>et al.</i> , 2007.   | 84 |
| 5.3  | Evolución en planta del modelo 9. Se presentan fotografías progresivas de la deformación, a) es la fase inicial con 21 cm de longitud mientras que i) es la fase final con 9.5 cm de extensión. El porcentaje total de extensión fue de 45% con respecto a la longitud inicial del modelo, de tal manera que dé a)- i) indican un incremento progresivo en el porcentaje de la extensión del 5.6 %.   | 90 |

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 5.4  | Evolución estructural del experimento 9. Se observa la deformación progresiva (cada 5.6 % de extensión) en donde las fallas que siguen un patrón lateral son ilustradas de color azul mientras que las fallas que siguen un patrón con un desplazamiento normal son de color rojo.   | 91  |
| 5.5  | Evolución topográfica del modelo, se muestra el procesado me imágenes por medio de la técnica de interferometría, realizada a este modelo, las tonalidades de color verde indican valores topográficos negativos (hundimientos), mientras que las tonalidades de color amarillo indican valores positivos (elevaciones).   | 92  |
| 5.6  | Evolución superficial del modelo 10. Se presentan fotografías progresivas de la deformación: a) es la fase inicial con 28 cm de longitud mientras que i) es la fase final con 33.5 cm de extensión. El porcentaje total de extensión fue de 19.6 % con respecto a la longitud inicial del modelo, de tal manera que del inciso a) hasta i) indican un incremento progresivo en el porcentaje de la extensión del 2.4 %. El porcentaje de extensión quizá fue muy poco debido a que en el escalamiento se contemplo una capa quebradiza de que al final quedo de 0.4-0.5 cm. Una de las posibles correcciones podrían ser engrosar un poco esta capa (de 0.7 a 0.8 cm). | 94  |
| 5.7  | Evolución estructural del modelo 19, se muestran nueve etapas pregresivas en la evolución de la defromación en donde las fallas más grandes de borde estan ilustradas de color negro, la deformación interior al rift representado se acomoda en tres patrones de fallas con distintas orientaciones y son ilustradas en color verde, azul y rojo.   | 95  |
| 5.8  | Evolución topografia del modelo 10, se presenta siete etapas pregresivas en la extensión de este modelo. El incremento en las tonalidades verdes indican valores negativos en los niveles topograficos mientras que los incrementos en amarillo indican valores positivos.   | 96  |
| 5.9  | Evolución superficial del modelo, se muestan nueve etapas de la deformación (a-i) adquiridas mediante fotografias tomadas de la superficie en lapsos de tiempo progresivo, la escal aparece en la parte inferior derecha en donde un cuadro de color negro es equibalente a un centrimetro.  | 98  |
| 5.10 | Evolución estructural del modelo, se presentan las estructuras que actúan en la deformación del modelo, las líneas más gruesas y de color son las fallas de borde que forman un patrón en zigzag y delimitan los bloques móvil (Baja California) y el fijo (Continente). En la zona extendida se forman dos patrones de fallas y están representados de color azul y rojo.   | 99  |
| 5.11 | Corte final experimento 11, se muestra una sección perpendicular al eje del <i>rift</i> , este corte representa la fase final de la deformación, 1 representa la corteza superior quebradiza, 2 la corteza inferior dúctil, 3 el manto litosférico y todo se encuentra flotando en 4 una astenósfera. La zona central adelgazada, también está compuesta de tres capas de diferentes colores y son relativamente más débiles. El bloque de la izquierda es el móvil y el de la derecha es fijo.  | 100 |

|     |  |     |
|-----|--|-----|
| 6.1 | Cartografía más reciente del Norte del Golfo de Baja California con base en las secciones sísmicas, se observan las estructuras más importantes; la falla lateral de Cerro Prieto, y las cuencas involucradas Wagner y Consag. Los puntos rojos representan epicentros por NARS-Baja (Network of Autonomously Recording Seismographs entre 2002 y 2008, los puntos negros son epicentros por NEIC (National Earthquake Information Center) entre 1973 y 2009. Las líneas blancas, negras y amarillas son las líneas sísmicas. Los triángulos son volcanes y W-2 es un pozo de PEMEX (González-Escobar, <i>et al.</i> , 2010).  | 102 |
| 6.2 | Medición de longitudes de la traza de las fallas en la evolución del modelo y con respecto a la pared fija, a) es la fase final deformada, b) son las estructuras resultantes y c) un ejemplo de las mediciones en este caso para la falla número 6.   | 103 |
| 6.3 | Gráficos que muestran las evoluciones de distintas fallas a lo largo de la evolución de la extensión.  | 104 |
| 6.4 | Histogramas a distintas etapas de extensión en donde se muestra la evolución en el espesor de las fallas.  | 106 |
| 6.5 | Comparación de resultados del modelado vs naturaleza, en la parte superior izquierda se muestran las estructuras resultantes en el modelo, tomando en cuenta solo la porción Norte Marina del recuadro amarillo, mientras que la derecha las estructuras recopiladas y cartografiadas actualmente. En la parte inferior se analiza el azimut de las fallas para cada uno de los casos.   | 107 |
| 6.6 | Comparación y diferencias de los procesos mecánicos estructurales en la naturaleza con los resultados de los modelos. A) es el mapa estructural con las fallas presentes en el Norte del Golfo, b) es la sección interpretada 5048 separada en 4 zonas y c) es un corte del experimento 6 en la misma dirección y posición del modelo.   | 110 |
| 6.7 | Modelo propuesto de una cuenca “ <i>pull-apart</i> ” que internamente se deforma como un dúplex extensional. En la parte superior aparece el mapa estructural del Norte del Golfo de Baja California en donde se diferencian las principales estructuras que lo conforman. Abajo a la izquierda se muestra el modelo sencillo conceptual modificado de Woodcock y Fischer, 1985. En este esquema se ilustra que la cuenca está limitada por dos segmentos largos de fallas laterales y dos segmentos más cortos de fallas normales. Internamente la deformación migra hacia el Oeste y se observo desplazamiento lateral en el centro. A la derecha el modelo cinemático regional propuesto, estructurado por dos sistemas laterales largos la falla Cerro Prieto y el sistema de fallas laterales Ballenas, dos sistemas de fallas normales en cada extremo: San Pedro Mártir y Amado. Internamente las estructuras preexistentes de la parte oriental han quedado sepultadas, la deformación tiende a migrar hacia el occidente en zonas heterogéneas con desplazamientos tanto ortogonales como oblicuos. | 111 |
| 6.8 | Modelo propuesto por Dorsey 2010, en donde se muestra el Norte del <i>rift</i> de Baja California influenciado por la sedimentación efecto que al mismo tiempo enmascara las intrusiones y la actividad volcánica derivadas del manto.   | 112 |
| 6.9 | Patrón estructural presente en el Sur del Golfo de California  | 113 |

|      |   |     |
|------|---|-----|
| 6.10 | Histogramas correspondientes al experimento 10 en tres etapas de evolución, se comparan las variaciones angulares y la longitud de las fallas.  | 115 |
| 6.11 | Histogramas correspondientes al experimento 11, para tres etapas de la evolución extensional en donde se comparan las variaciones angulares de las estructuras así como la longitud de estas.   | 116 |
| 6.12 | Comparación de modelos de relieve digital. Se observan similitudes estructurales entre el modelo y la naturaleza como las fallas de borde, efectos isostáticos así como la formación de cuencas.  | 117 |
| 6.13 | Variaciones estructurales a lo largo del <i>rift</i> , en la figura superior se muestra el mapa de relieve topográfico del experimento número 10. Posteriormente se muestran los perfiles en tres distintas posiciones del rift en los cuales se observan grandes cambios y variaciones tanto en el bloque fijo (continente) y en el móvil (Baja California).   | 120 |
| 6.14 | Comparación de secciones, la parte superior es el perfil de Guaymas reportado por Lizarralde <i>et al.</i> , 2007. Mientras que el de abajo el corte físico del experimento 11. En ambos se observan muchas similitudes geométricas como el basculamiento de los bloques extendidos así como la concentración de la extensión en un rift estrecho.  | 120 |
| 6.15 | Relación entre el fallamiento y la ruptura continental. En el mapa se proyectó el arreglo estructural recopilado en este trabajo con el modelo de Wang <i>et al.</i> , 2009 y se puede observar la correlación entre las zonas de extensión con las zonas de baja, mientras que las de alta velocidad se asocian a los dominios laterales. En la primera figura se muestra el perfil A-B que muestra al golfo como un <i>rift</i> actual activo favorecido por las condiciones estructurales presentes. | 121 |

### Lista de tablas

| Tabla | Descripción  | Página |
|-------|--|--------|
| 1     | Resumen de las características y parámetros que variaron en la serie experimental del modelado del Norte del Golfo de California.  | 71     |
| 2     | Resumen de la serie experimental realizada, los experimentos 1 al 3 sirvieron como base para mejorar algunos de los problemas técnicos que se presentaron en la extensión del modelo, los experimentos del 4 al 9 permitieron obtener el arreglo experimental adecuado que produjera la deformación oblicua, y los experimentos 10 y 11, fueron los que se consideran representativos de la deformación. | 87     |

# Capítulo I. Introducción

## I.1. Generalidades.

El *rift* del Golfo de California es uno de los pocos ejemplos a nivel mundial de estar en la fase inicial de oceanización. La región del Golfo de California sirve como el límite entre las placas de Pacífico-Norteamérica-Rivera. Dicho límite cambia su carácter estructural a lo largo del *rift*, en algunas porciones se ha postulado la presencia de corteza oceánica, mientras que en algunos segmentos se observa corteza continental (Figura 1.1).

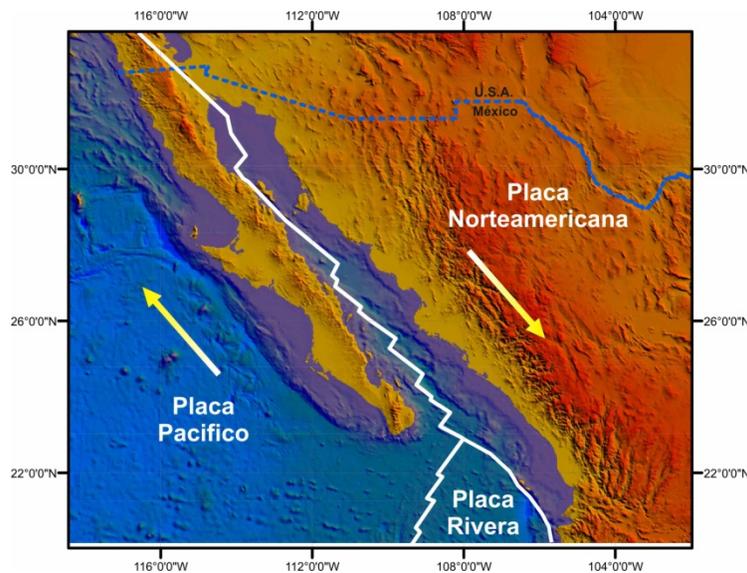


Figura 1.1. Mapa tectónico regional, se observa que en la parte Sur del Golfo de California interactúan los límites de las tres placas mencionadas en el mapa, en esta zona predomina la formación de corteza oceánica, mientras que en la parte Norte se caracteriza por una alta tasa de sedimentación.

En la porción más al sur, la litósfera se ha abierto por completo propiciando la creación de piso oceánico, en tanto que, en la porción más al norte, no es clara la formación de nueva corteza oceánica y el desplazamiento de las placas aparentemente está ocurriendo a lo largo de una zona con deformación extensional. Trabajos recientes postulan que la creación de corteza oceánica está ocurriendo por debajo de las potentes capas sedimentarias que cubren esta zona (e. g., Dorsey, 2010). A diferencia de otros casos cenozoicos, como el *rift* de África oriental o el Lago Baikal (Corti *et al.*, 2003), la deformación que se produjo en el Golfo de California se caracteriza por tener una fuerte componente lateral derecha que resulta en una apertura oblicua. La región afectada por esta deformación se conoce como Provincia Extensional del Golfo (Stock y Hodges, 1989; Roldan Quintana, 2004; Fletcher *et al.*, 2007), la cual se traslapa con la provincia del *Basin and Range* del sur de California y Noroeste de México, donde la mayor parte de la deformación extensional es más antigua.

La naturaleza de los límites transformes también cambia a lo largo del *rift*. Las fallas transformes en la porción sur del Golfo de California forman cuencas de tipo “*pull-apart*” (Cuencas: Guaymas, Carmen, Farallón y Pescadero; Lizarralde *et al.*, 2007). Sin embargo, contrario a lo que se observa en esta parte del golfo, al Norte existe un potente relleno sedimentario en las cuencas: Tiburón, Delfín, Wagner, Consag, Altar y en la zona del Salton Trough, cuyas geometrías no están separadas por fallas transformes discretas, sino que, parecen traslaparse en complejas zonas de falla que las separan y que tienen una orientación oblicua a la dirección del movimiento de placas (Aragón Arreola y Martín-Barajas, 2007; Pacheco *et al.*, 2006; González-Escobar *et al.*, 2009,2010).

### I.II. Motivación y oportunidad.

Cada vez son más los trabajos que analizan el mismo objetivo: entender el origen y la evolución de la deformación involucrada durante la apertura del Golfo de California. En las décadas de 1970 y 1980 se realizaron estudios con las herramientas y conocimientos disponibles (cartografía regional en los márgenes continentales, fechamientos isotópicos en rocas continentales y análisis de mediciones de las estructuras involucradas con la ayuda de fotografías aéreas), el resultado fueron los primeros modelos conceptuales que explicaron cómo se desarrollaron los patrones estructurales, la geometría inicial de los márgenes que origino el contexto geológico-estructural actual así como el número de eventos de deformación que ocurrieron. Sin embargo aún falta por sustentar con más datos y resultados las interpretaciones realizadas en estos modelos así como ligar las diferentes deformaciones que existen entre la zona Norte del Golfo (cuencas rellenas por una alta tasa de sedimentación, en donde aparentemente no existe formación de corteza oceánica) y la zona Sur (cuencas trascurrentes “*pull-apart*” con formación de corteza oceánica y transicional).

Gracias a los avances tecnológicos, científicos y con los grandes financiamientos actuales como los proyectos en la iniciativa MARGINS con su enfoque en el Golfo de California y en el Mar de Salton; <http://www.nsf-margins.org/RCL/GoC/GOC.html>, la Cartografía a detalle en los bordes continentales y en el fondo oceánico por medio de estudios sísmicos y batimétricos, datos de GPS, imágenes satelitales y fechamientos de rocas de corteza oceánica y transicional involucradas en la deformación han enriquecido el conocimiento geológico relevante a la apertura del Golfo de California.

Una técnica alternativa, eficaz y económica, que puede contribuir a la investigación del Golfo de California, es el uso de modelado experimental (analógico y numérico). Sin embargo a la fecha ha sido nula la implementación de la técnica de modelado analógico. Uno de los pocos trabajos numéricos que existen en esta zona es el de Bialas y Buck (2009), en el cual se analizó la influencia de la sedimentación en el estilo extensional de *rifting* durante el proceso de extensión, en este modelo se propone que la sedimentación reduce las fuerzas diferenciales de flotabilidad cortical, conduciendo a condiciones más favorables de un rift estrecho (Figura 1.2). Sin embargo, a pesar de que estos resultados los tratan de ajustar a los procesos de extensión del Golfo de California, no son tan representativos ya que se limitan a estudiar una geometría de extensión puramente ortogonal, la cual no representa las condiciones reales del Golfo (extensión oblicua).

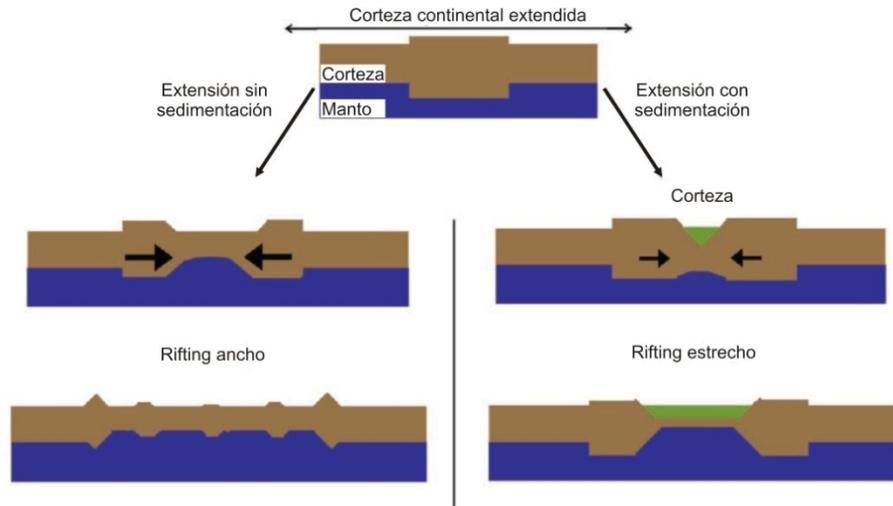


Figura 1.2. Modelo de Bialas y Buck (2009), las flechas en el nivel medio representan el tamaño de las fuerzas diferenciales de flotabilidad. Sin sedimentación, las fuerzas diferenciales de flotabilidad son largas y el sistema se extiende en un rift ancho. Con sedimentación, la corteza es gruesa en la parte superior, reduciendo las fuerzas diferenciales de flotabilidad y extendiéndose en un *rift* estrecho.

El trabajo de Bialas y Buck (2009), presenta los únicos modelos numéricos publicados que se enfocan en la apertura del Golfo de California, no hay ninguno de modelos analógicos de extensión a una escala litosférica solo hay una publicaciones generales sobre rifts oblicuos (Autin *et al.*, 2011).

Tomando en cuenta la ausencia de trabajos experimentales que conlleven a un mejor entendimiento de la ruptura y apertura del Golfo de California resulta muy atractivo emplear la técnica de modelado analógico para poder representar físicamente la evolución tectónica-estructural que ha experimentado la apertura del Golfo en los últimos ~10 Ma, ya que si el escalamiento está bien sustentado se pueden obtener grandes semejanzas estructurales de los procesos mecánicos que intervienen en la deformación extensional. De esta manera se pretende corroborar, apoyar, aportar y/o mejorar las ideas que explican los procesos involucrados en la extensión.

### I.III. Objetivo General.

Realizar modelos físicos de extensión que ayuden a entender los procesos de deformación durante la apertura del Golfo de California.

#### I.III.I. Objetivos específicos.

Modelar la formación y evolución de cuencas a escala cortical formadas bajo un régimen oblicuo e influenciado directamente por una alta tasa de sedimentación, simulando los procesos de extensión y relleno sedimentario en la parte Norte del Golfo de California, cuencas Wagner y Consag.

Modelar el proceso inicial de ruptura litosférica del Golfo de California Sur, basándose en una fábrica estructural pre-existente de un patrón en zigzag previamente definido de fallas de borde que genere la formación de cuencas de tipo “*pull-apart*”, representando así la extensión ocurrida a ~10-3 Ma, en una sola fase de extensión.

### **I.IV. Justificación zona Sur.**

En la actualidad se piensa que la variación estructural que presenta el *rift* del Golfo de California a lo largo de su porción Sur, tal como variaciones en el ancho de la zona extendida, en el volumen del magmatismo o del espesor (o ausencia) de la corteza oceánica (Lizarralde *et al.*, 2007), así como las orientaciones de estructuras principales en superficie, se deben a distintos factores que han controlado los procesos de extensión a lo largo de su historia tales como: la tasa de extensión, el flujo de calor y el arreglo estructural previo que controla la geometría de extensión. Estos factores ocurren en una escala mayor a los cambios estructurales locales observados, por lo que se ha propuesto tengan una influencia menor en la configuración del *rift*. En particular, los factores relacionados con la historia geológica anterior al *rift* pueden tener una influencia fundamental para la ruptura de la litosfera.

Es conocido, por ejemplo, que muchas zonas de rift continentales tienden a orientarse a lo largo de zonas orogénicas anteriores (Versfelt y Rosendahl, 1989; Ziegler y Cloetingh, 2004), de tal manera que la historia tectónica pre-*rift*, presenta un papel fundamental en su evolución estructural. La fábrica estructural previa puede controlar la deformación en las etapas tempranas del *rifting* a su vez, el estilo estructural inicial influye en la posterior evolución de la extensión.

En esta tesis se plantea se presenta un estudio de la evolución tectónica-estructural temprana de la parte sur del *rift* del Golfo de California mediante la construcción de modelos a escala, con materiales que simulan perfiles de resistencia naturales. Los modelos se enfocan en analizar los efectos de la historia previa de deformación, la tasa y oblicuidad de extensión, la sedimentación en la evolución cinemática y localización de la deformación. El modelado analógico se realizó en el Laboratorio de Mecánica Multiescalar de Geosistemas del Centro de Geociencias (LAMMG).

### **I.V. Características generales de los rifts.**

Para caracterizar el *rift* del Golfo de California se partirá de la definición básica de *rift* continental, que según Olsen y Morgan (1995) es una depresión tectónica alargada, donde la litosfera ha sido modificada y atenuada por extensión.

La formación de un *rift* continental supone, por tanto, el desarrollo de procesos de extensión de la litosfera, que llevan asociados un ascenso de la astenósfera, adelgazamiento cortical y un aumento del flujo térmico. Este proceso puede ser explicado mediante dos mecanismos claramente diferentes (Segor y Burke, 1978; Keen, 1985): *rifting* activo y *rifting* pasivo.

El modelo de *rifting* activo está condicionado por el ascenso de la astenósfera, relacionado con la presencia de una anomalía térmica en el manto y el desarrollo de movimientos ascendentes del mismo, en forma de “pluma” (Figura 1.3). Estas plumas astenosféricas presentan una temperatura

superior en 100-150°C a la del manto circundante, lo que condiciona su menor densidad y en consecuencia el desarrollo de su movimiento ascendente (White y McKenzie, 1989).

En este modelo de *rifting*, la elevación de la astenósfera provoca un levantamiento regional de la corteza, formando un domo con un radio de 200-800 km y una elevación de 0.5 a 3 km, y estas condiciones inducen un estado de esfuerzos extensional alrededor de la estructura.

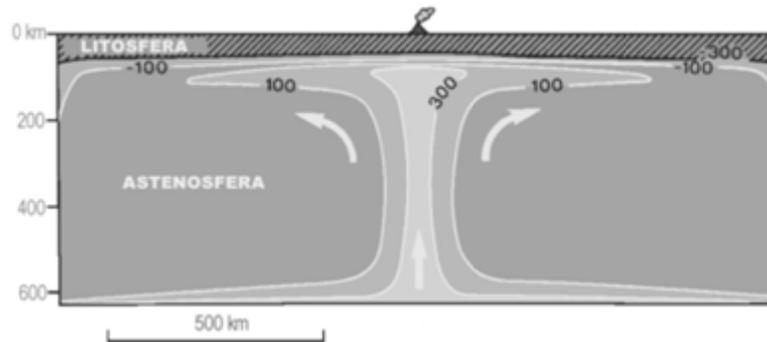


Figura 1.3. Modelo de pluma astenosférica propuesta por White y McKenzie, 1989 para el manto subyacente a las islas de Cabo Verde. Las temperaturas se expresan en grados centígrados respecto a la temperatura media del manto superior (1340 °C).

En contraste, el modelo de *rifting pasivo* está condicionado por el desarrollo de un estado de esfuerzos extensionales en la litosfera, que conduce a su adelgazamiento y a la elevación posterior de la astenósfera, provocado por fuerzas aplicadas a los límites de las placas. Esta elevación de la astenósfera puede producir un ligero movimiento ascendente de la corteza, que genera un abombamiento local (ligera elevación de los márgenes del *rift*). La secuencia de eventos esperable según cada uno de estos modelos de *rifting* es claramente distinta; así, un *rifting* activo presentaría: abombamiento regional, volcanismo y la formación de una depresión central. En el caso de un modelo de tipo pasivo, la secuencia sería, por el contrario: formación de una depresión central, abombamiento local y volcanismo Keen, 1985 y Wilson, (1993), Figura 1.4.

La adscripción de los *rifts* actuales en cada uno de estos modelos es, no obstante, compleja. Mientras en numerosos casos los datos geofísicos permiten inferir la existencia de anomalías en el manto subyacente y favorecen la hipótesis del *rifting* activo, en otros casos (p.e. el graben del Rin; Glahn *et al.*, 1993) tales anomalías no parecen existir, tratándose probablemente de *rifts* de tipo "pasivo".

Por otra parte, nada impide que en los *rifts* de mayor desarrollo temporal, el mecanismo de *rifting* pueda variar en el tiempo o de unos a otros de sus segmentos. Por ejemplo en el *rift* del Este de África, el registro sedimentario indica una fuerte subsidencia precediendo al abombamiento regional (Baker *et al.*, 1972; 1981; Mohr, 1987), sugiriendo un mecanismo de tipo pasivo, al que sigue una activación del manto inferior pasando a un modelo de tipo activo.

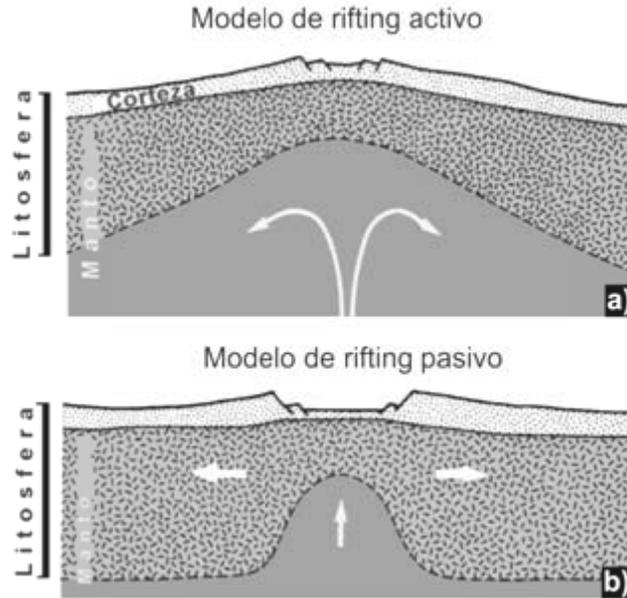


Figura 1.4. Modelos de *rifting*, activo (a) y pasivo (b) según Keen (1985) y Wilson (1993).

Desde el punto de vista de la petrogénesis, las mayores diferencias entre uno y otro mecanismo de *rift* afectan al tipo de manto implicado en la generación del magmatismo, que en el modelo del rifting activo debe de corresponder a un manto profundo, (manto astenosférico) en tanto que en el modelo de *rifting* pasivo debe representar niveles más superficiales del manto (parte superior del manto inferior o incluso manto litosférico).

El *rift* del Golfo de California se caracteriza por experimentar una historia compleja de la tectónica de placas al oeste de Norteamérica. Antes del desarrollo de la extensión localizada en el golfo había subducción de la Placa Farallón, dirigida al Este, mientras que la Placa Pacífico se ubicaba al Oeste. Cuando la Placa Pacífico se puso en contacto con la Placa Norteamérica la subducción cesó a lo largo de la Península de Baja California a medida que la junta triple (~29 Ma) a la latitud Sur de California entre las placas Pacífico-Farallón-Norteamérica migraba hacia el sur. Esta junta triple dio un salto hacia su posición actual hace aproximadamente 12.5 Ma cuando la microplaca Magdalena cesa de subducir (Stock y Lee, 1994; McDowell *et al.*, 1997). La mayor parte de la extensión documentada en las márgenes del Golfo de California en la península, debió ocurrir después de este cambio tectónico <12 Ma (Fletcher *et al.*, 2007). En contraste, la mayor parte de la extensión en la margen continental de Sonora fue más temprana (~25-12 Ma) y en una posición intrarco y trasarco con respecto a la subducción y al arco Miocénico (Figura 1.5).

La actividad magmática relacionada al arco volcánico se extendió a lo largo de la porción oriental de la Península de Baja California. Esta actividad cesó progresivamente a medida que la junta triple migraba hacia el sur (Umhoefer *et al.*, 2000). La actividad volcánica andesítica fue seguida por un volcanismo bimodal (basalto y riolita, que incluye erupciones ignimbríticas) y por otra actividad localmente diversa que incluye composiciones alcalina, toleítica y calcoalcalina. Algunas de estas

manifestaciones volcánicas continuaron su actividad durante el desarrollo del *rift* en el Mioceno tardío, Plio-Cuaternario y aún durante el Holoceno (Martin-Barajas *et al.*, 1995).

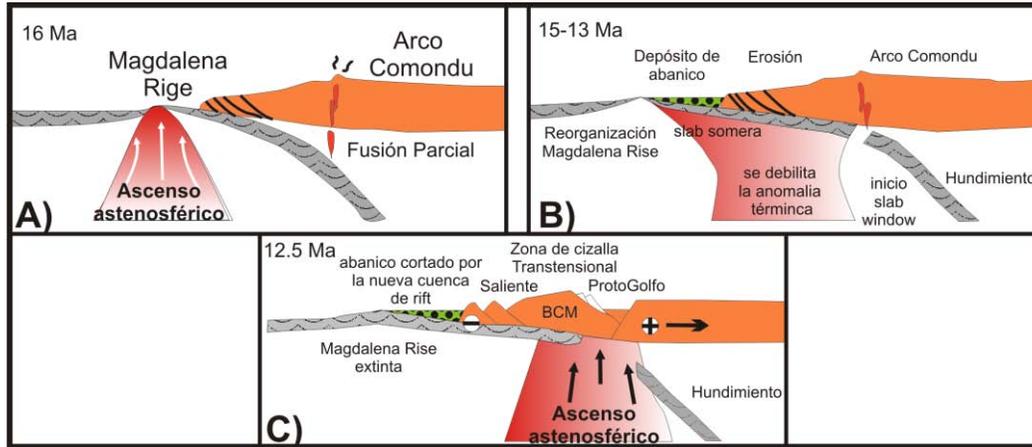


Figura 1.5. Evolución tectónica que da origen al *rift* activo de Baja California de acuerdo con Fletcher *et al.*, 2007: a) episodio tectónico en donde dominaba el régimen de subducción, la placa de Farallón se hundía por debajo de la placa de Norte América, formando el arco volcánico de Comondú; b) La placa subducida se rompe (*slab window*), al mismo tiempo la zona de anomalía térmica migra hacia el continente mientras que el resto de la placa de Farallón queda acoplada a una parte de la corteza continental (Baja California); c) El ascenso térmico astenosférico aprovecha la zona rota en consecuencia debilita la corteza y es donde comienza el adelgazamiento cortical (protogolfo) debido al movimiento transtensivo (Fletcher *et al.*, 2007).

#### I.VI. Estadios en la evolución temporal de los sistemas de *rift* intracontinental.

La evolución temporal del proceso de *rifting* puede dividirse en tres etapas (Burke y Dewey, 1973; McKenzie, 1978).

Etapa **pre-rift**: Está caracterizada, desde un punto de vista tectónico, por el inicio de la extensión de la corteza (en términos reales, del conjunto de la litosfera); dicha extensión, en el caso de los *rifts* de tipo “activo”, está relacionada con el abombamiento de la corteza, al que acompaña una fracturación difusa, de tipo radial y con frecuencia un volcanismo bimodal de tipo toleítico (*flood basalts* en los estadios iniciales y riolitas e ignimbritas en las etapas finales), tal como han descrito Kampunzu y Mohr (1991) en la porción oriental del *rift* africano.

En otros casos, este abombamiento no resulta acompañado por emisiones volcánicas (por ejemplo en el área del Lago Tanganika, Dautria y Girod, 1987). En el caso de los *rifts* de tipo “pasivo”, esta etapa está caracterizada por una fracturación difusa, frecuentemente con desarrollo de fallas de bajo ángulo y no se presenta volcanismo asociado, (Figura 1.6 a).

Etapa **sin-rift**: La evolución de los procesos extensionales conduce a un fracturamiento intenso de la corteza, mediante fallas lístricas que inicialmente suelen afectar a uno de los bloques de corteza, con desarrollo de un semigraben, pero que posteriormente, afectan a los bloques previos, configurando una depresión central con desarrollo en graben. El fracturamiento radial que

acompaña al desarrollo de un rift de tipo activo, suele tender a concentrarse según las direcciones más favorables estructuralmente, dando origen a puntos triples.

En las cuencas sedimentarias formadas por mecanismos de *rift*, el registro sedimentario muestra un aumento de la tasa de subsidencia durante esta etapa (McKenzie, 1978). La etapa *sin-rift* presenta típicamente el desarrollo de volcanismo alcalino, que puede ir precedido por una etapa de basaltos transicionales. En algunas zonas, en donde la dinámica extensiva de la corteza es más importante, como por ejemplo en el norte del *rift* oriental africano (Etiopía), los basaltos transicionales pueden ser el tipo litológico predominante de la etapa *sin-rift* (Wilson, 1993) Figura 1.4 b.

Etapa **post-rift**: La evolución de un *rift*, tras el desarrollo de la etapa *sin-rift* (Figura 1.6 c) puede conducir a dos tipos de situaciones netamente distintas.

La continuación de la extensión y actividad magmática: esta situación se produce en aquellas ramas de las uniones triples con una mayor actividad magmática, que va asociada normalmente a un comportamiento más extensivo. Estas líneas pueden continuar su evolución hacia estadios en los cuales se comienza a producir corteza oceánica, pasando a convertirse por tanto en límites verdaderos de placa. En esta evolución, los productos magmáticos emitidos van haciéndose cada vez menos alcalinos y pasan a tener características similares a las de los basaltos MORB.

El cese de la actividad magmática y periodo de reposo: las ramas de las uniones triples con una menor actividad magmática y comportamiento menos extensivo, pueden quedar abortadas, generando lo que tradicionalmente se ha denominado como aulacógeno (Burke, 1978). Esta situación es, por otra parte, la que se produce de modo más común en los *rift* de tipo pasivo.

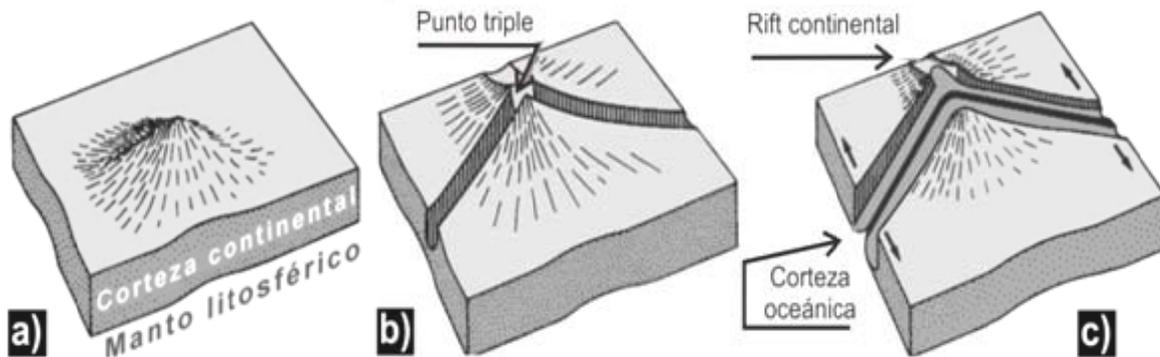


Figura 1.6. Las tres etapas clásicas de la evolución de un *rift* intracontinental a) etapa pre-*rift*, b) etapa *sin-rift* donde puede propagarse un punto triple y c) etapa post-*rift* donde puede generarse corteza oceánica acompañada de una oceanización o formar un aulacógeno, (modificado de Burke, 1978).

### I.VII. Tipos de *rifts*.

La extensión de la litosfera continental puede ocurrir de tres formas distintas: 1) *rift* estrecho, 2) *rift* ancho y 3) Modo de *core complex* (Buck, 1991; Benes y Davy, 1996; Corti *et al.*, 2003). Esta clasificación no solo es una descripción geométrica sino que también incluye diferentes mecanismos de deformación debido a las diferencias en reología que presenta la litosfera y/o los esfuerzos aplicados.

**Rift estrecho.** Caracterizado por una concentración en la extensión de la corteza y el manto litosférico que da lugar a regiones estrechas (generalmente de 100-150 km de ancho) con un fallamiento normal intenso. Debido a esta extensión localizada los *rifts* estrechos están caracterizados por grandes gradientes laterales en el espesor de la corteza y topografía.

Dentro de las regiones deformadas la corteza continental se adelgaza, mientras que al mismo tiempo se observa un engrosamiento cortical en los bordes del rift, interpretado como el resultado de intrusiones magmáticas o flujo de corteza inferior, (Figura 1.5 a) (Buck, 1991; Benes y Davy, 1996; Corti *et al.*, 2003). Algunos ejemplos de *rifts* estrechos el sistema de África del Este; Rio Grande; Baikal; el Norte del Mar Rojo y del Golfo de California (ver Artemjev y Artyushkov, 1971; Prodehl *et al.*, 1997; Lizarralde *et al.*, 2007).

**Rift ancho.** Resulta de una corteza uniforme y un adelgazamiento del manto litosférico en una anchura mayor que el espesor de la litosfera. Esta deformación distribuida da lugar a una expresión típica en la superficie caracterizada por un gran número de cuencas separadas que se extienden sobre una región de hasta 1000 km de ancho.

En general los *rifts* anchos se caracterizan por una alta deformación extensional, sin embargo, no está distribuida uniformemente a lo largo de la región extendida. Por ejemplo la provincia de *Basin and Range* (Cuencas y Sierras) tiene una extensión cortical de 50-100%, tiene áreas con extensión de 100-400% y otras con valores < 10% (ver Miller *et al.*, 1983; Gans, 1987; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

A pesar de estas variaciones en su magnitud de extensión, la provincia de *Basin and Range* se asocia con gradientes topográficos laterales pequeños y un espesor uniforme de la corteza a través de grandes áreas (Figura 1.7 b).

**Rift Core Complex .** Está normalmente asociado con *rifts anchos* (*Basin and Range* y *Aegean*), esta asociación ha sido interpretada y relacionada a las sucesivas fases de *rifting* caracterizadas por diferentes estilos de extensión (ver Sokoutis *et al.*, 1993; Parsons, 1995). Sin embargo tal asociación llevó a Brun (1999) a considerar que los *rift core complex* se trataban de anomalías locales dentro de los *rifts* anchos y no una forma distinta de extensión (Corti *et al.*, 2003).

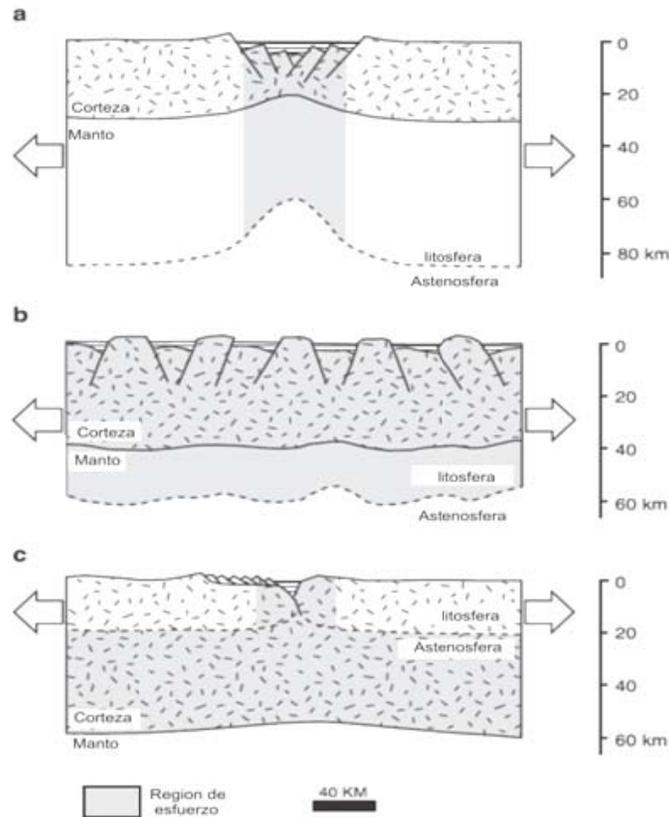


Figura 1.7. Modelos de *rifts* continentales, a) rift estrecho, b) rift ancho y c) *rift core complex* (Corti *et al.*, 2003).

Normalmente los *rifts* de tipo *core complex* han sido explicados en términos de un colapso post-orogénico de una litosfera previamente engrosada (ver Coney, 1980; Lister and Baldwin, 1993; Brun *et al.*, 1994). En este proceso la relajación térmica de la corteza (caracterizada por espesores de las cortezas quebradiza y dúctil con una relación en el orden de 1:3), determina una extensión localizada en la corteza superior (en un área < 100 km de ancho) ligada a un adelgazamiento difuso de la corteza inferior fluida. Como la extensión adelgaza la corteza quebradiza, isostáticamente se genera flujo dúctil lateral de corteza inferior en las regiones circundantes que contribuye a mantener bajos gradientes topográficos y un nivel del Moho atenuado (Figura 1.7 c) (Corti *et al.*, 2003).

#### I.VIII. Estilos de deformación de *rifts* en función de su extensión.

Los diferentes modos de extensión continental representan diferentes etapas de la extensión litosférica, el inicio de la extensión continental puede resultar en la formación única de grabens afectando solo los niveles superiores de la corteza. Estos grabens pueden formar sistemas de *rifts* afectando a toda la litosfera, incrementando la extensión hasta el 100% (Figura 1.8).

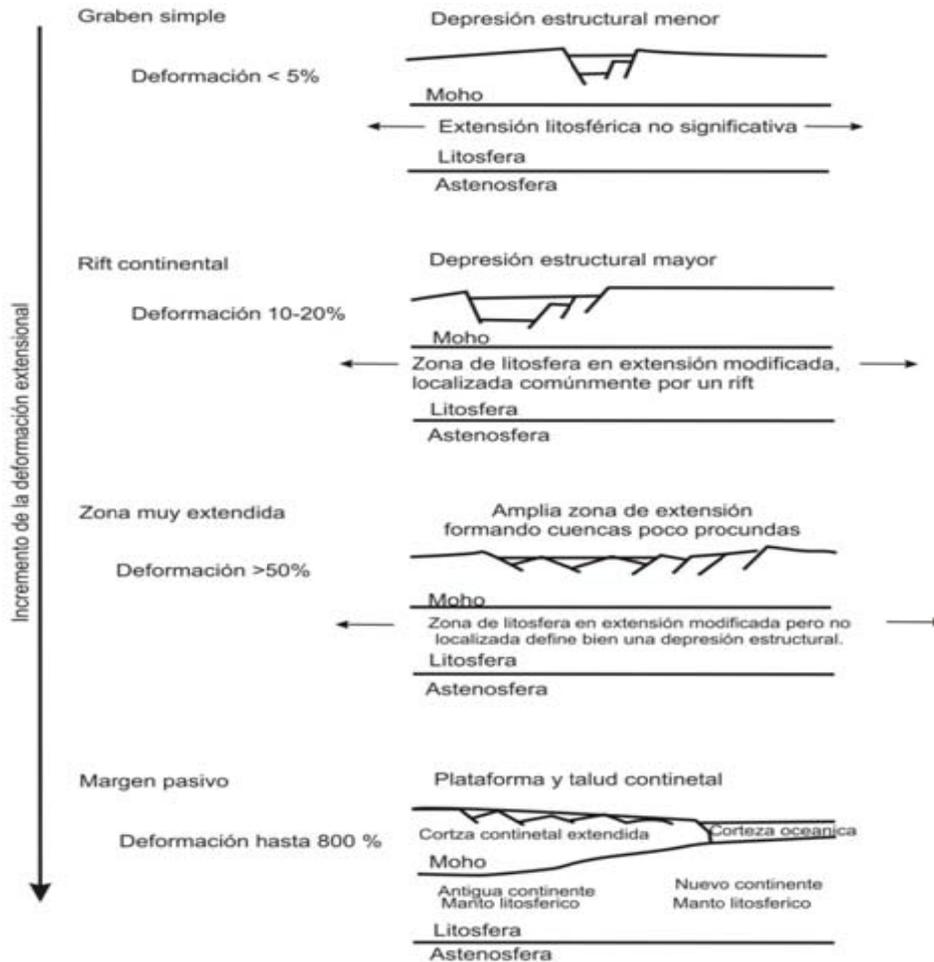


Figura 1.8. Estilos de deformación de extensión continental como una función en el incremento en la tasa de deformación (modificado de Olsen y Morgan, 1995; Corti *et al.*, 2003).

El sistema de *rifts* estrecho puede evolucionar dentro de un sistema de *rifts* ancho y este proceso puede terminar en la formación de márgenes pasivos y nuevas cuencas oceánicas (ver Olsen y Morgan, 1995; Corti *et al.*, 2003), Figura 1.8.

### I.IX. Características del *rift* del Golfo de California.

El *rift* del Golfo de California ha experimentado una extensión superior al 100 % (Figura 1.8), en la porción Sur presenta la formación de corteza oceánica y a lo largo de su margen presenta variaciones geométricas en los perfiles sísmicos (Lizarralde *et al.*, 2007). Es importante mencionar que este *rift* se abrió cerca de un margen convergente por lo que lo hace distinto de las clasificaciones descritas anteriormente ya que son deducidas a partir de una deformación intraplaca. Sin embargo a pesar de la incertidumbre que hay en muchos datos estructurales, patogénicos y geocronológicos, en esta tesis de alguna manera se pretende caracterizar y/o describir el *rift* en función de los siguientes puntos:

1. En función del tipo de *rifting* involucrado en el proceso de extensión, se puede decir que inició como un *rift* pasivo durante la fase final de la subducción de la placa de Farallón, sin

embargo estudios recientes (Wang *et al.*, 2009) muestran manifestación de actividad magmática (tanto en la zona Sur como por debajo del espesor sedimentario en la parte Norte) que pudiera estar asociada a las zonas de mayor extensión en el Golfo. Por lo tanto en la actualidad sería posible que se interpretara como un *rift* activo.

2. De acuerdo al estilo de deformación, depende de cuál es el alcance temporal y espacial ya que se puede decir que comenzó como un *rift* ancho si se considera que hay una continuidad en la deformación desde el *Basin and Range* y evolucionó a un *rift* estrecho a la Provincia Extensional del Golfo.
3. En función de su geometría, considerando también el *Basin and Range* como el inicio de la deformación se puede describir que inicialmente dominaba la extensión ortogonal y posteriormente evolucionó a una componente oblicua, en donde se pueden trazar perfiles a lo largo de la margen del *rift* y dependiendo de la zona pueden llegar a ser simétricos en donde predomina la extensión ortogonal, como en el caso de la cuenca de Alarcón o perfiles asimétricos como la sección de Guaymas (Lizarralde *et al.*, 2007).

## Capítulo II. Generalidades de extensión en el Golfo de California (Norte y Sur)

### II.1 Generalidad estructural de la parte Norte del Golfo de California (Cuencas Wagner y Consag)

La segmentación del sistema actual del límite de placas (Norte Americana y Pacífico) podría estar relacionada con la segmentación temprana del *rift*, sin embargo, esta idea requiere aún verificarse en gran parte en la margen del golfo. Aun queda por aclarar con mayor detalle la relación entre las estructuras ortogonales de borde observadas en el continente y en el bloque de Baja California (provincia extensional del Golfo) y el sistema oblicuo de fallas transformes y cuencas oceánicas en el Golfo, así como su traslape en el tiempo. Además, es necesario investigar la evolución y conexión de las estructuras continentales con las estructuras marinas y si ejercen algún control en la ubicación actual de la zona de transición del Golfo (Martin-Barajas *et al.*, 1995; Nagy y Stock, 1998, 2000). En la Figura 2.1 se muestra el mapa regional con las principales cuencas asociadas a la apertura del Golfo de California.

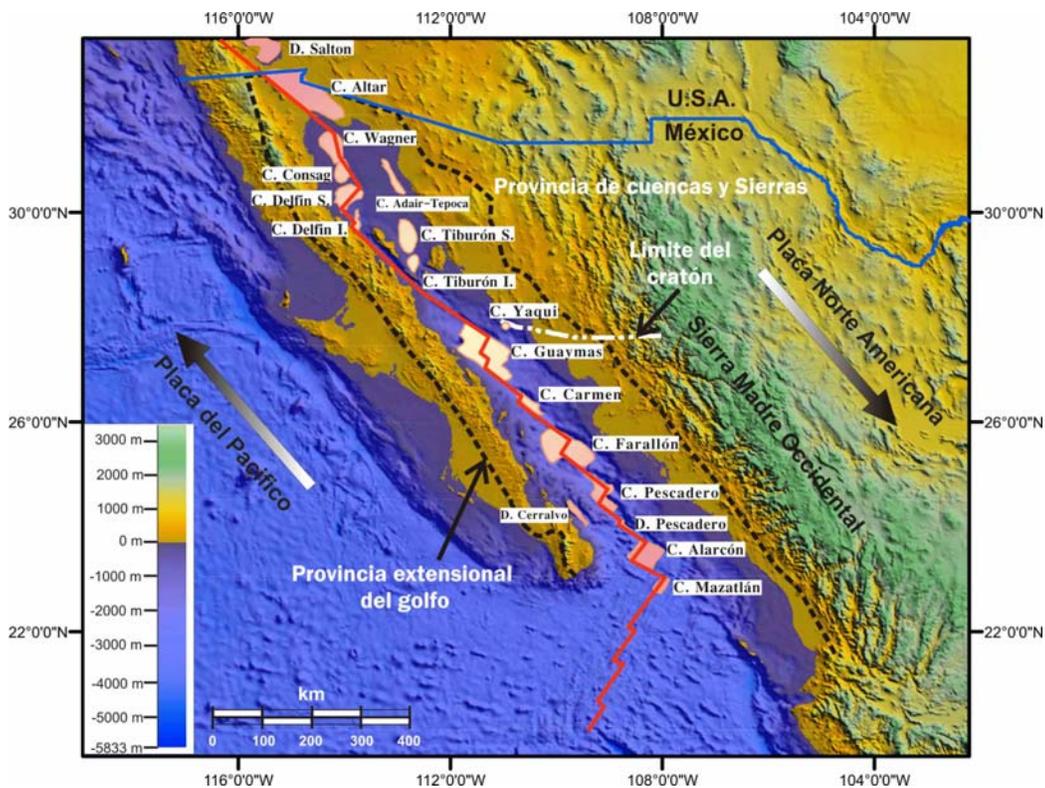


Figura 2.1. Recopilación de las principales cuencas a lo largo del *rift* del Golfo de California. Se observa básicamente las principales provincias asociadas a la extensión así como el límite del cratón (Valencia-Moreno *et al.*, 2001; González-Escobar, *et al* 2010; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Pacheco *et al.*, 2006; Aragón-Arreola *et al.*, 2005).

Las principales cuencas que se han identificado entre el límite de placas de la zona Norte del Golfo de California incluyen, La cuenca Wagner, Consag y Delfín de Norte a Sur respectivamente. Estas

cuencas a su vez son controladas actualmente por estructuras como, la falla de Cerro Prieto, la falla Consag, la falla Wagner y el sistema de falla transformante Ballenas en la parte Sur de la zona (Lonsdale, 1989; Persaud *et al.*, 2003; Gonzalez-Escobar *et al.*, 2010, Figura 2.2). Estas cuencas fueron definidas con datos de Petróleos Mexicanos (PEMEX), por Pérez-Cruz (1982) aunque ya se tenían algunos trabajos pioneros con anterioridad. Hurtado (2002), también analizó algunas líneas sísmicas analógicas y digitales de PEMEX y de Ulloa 99 (las líneas sísmicas de Ulloa 99 son datos sísmicos de alta resolución colectados en 1999, con una penetración de hasta 2 km por debajo del fondo marino) en la región del norte del Golfo, reportando que el margen este-sureste de la cuenca de Wagner está delimitado por una caída de basamento de ~3 km en dirección oeste y que probablemente esta estructura es la prolongación hacia el sur de la falla Cerro Prieto (Hurtado-Artunduaga, 2002).

Hurtado-Artunduaga (2002), también propuso que la conexión entre la cuenca de Wagner y la zona de falla de Cerro Prieto se efectúa mediante una zona de transferencia, que constituiría un arreglo de fallas *en-echelón* que transfiere el movimiento entre la cuenca y la zona de falla Cerro Prieto al norte. Persaud *et al.*, 2003 con datos de Ulloa 99 reportan una gran cantidad de fallas al sur de la cuenca Wagner y Consag, así como algunas características de los depocentros en dichas cuencas a partir de la interpretación de datos sísmicos de alta resolución colectados en 1999.

Así mismo, Aragón-Areola (2007) propone que la falla Wagner se interseca con un ángulo ~130° con la falla Cerro Prieto, lo cual es consistente con el estudio de Aguilar-Campos (2007), quien utilizó líneas sísmicas adicionales. Arreola propone que la propagación vertical de la falla Wagner da como resultado fallamiento distribuido que controla los modernos depocentros de las cuencas Wagner y Consag. Además, relaciona la subsidencia de las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior con las estructuras cola de caballo (*horse-tail*) extendiéndose hasta la falla Canal de Ballenas que define Persaud *et al.*, 2003. También se especula que estas fallas someras pueden estar relacionadas con la propagación de estructuras profundas, similares a la falla Wagner (Aragón-Areola, 2005; Aguilar-Campos, 2007).

Finalmente González-Escobar y colaboradores en 2009 y en 2010 presentan una cartografía más detallada de estructuras que definen mejor la geometría local en el Norte, estos avances se sustentan a partir de los datos sísmicos proporcionados por PEMEX y que fueron procesados en Ensenada (CICESE) figura 2.2. En estos trabajos se interpretan varias secciones sísmicas en diferentes direcciones en donde se definen con exactitud los límites de las cuencas Wagner y Consag, aportando de esta manera un nuevo panorama de la zona y llegando a la conclusión que el evento tectónico transcurrente que formara ambas cuencas (Wagner y Consag) cinemáticamente generó una separación por transferencia (traslape) Figura 2.3, contrario a lo que Aragón-Areola y Martín Barajas (2007) con menos datos en ese entonces habían definido como una estructura continua.

Como parte de los objetivos planteados en este trabajo para la zona Norte del Golfo se realizó la interpretación de tres secciones sísmicas cortesía del Dr. Mario González Escobar responsable del laboratorio de sísmica en el CICESE en Ensenada Baja California (Figura 2.4 a).

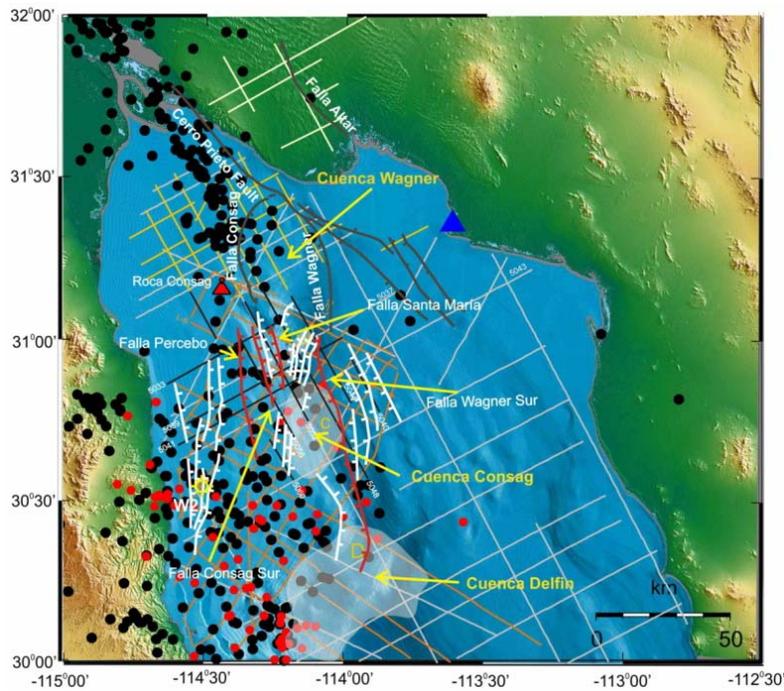


Figura 2.2. Zoom de la zona Norte del Golfo, los colores blancos en las trazas de las fallas indican las estructuras más recientes con base en las secciones sísmicas, se observan las estructuras más importantes. Los puntos rojos representan epicentros por NARS-Baja (Network of Autonomously Recording Seismographs entre 2002 y 2008), los puntos negros son epicentros por NEIC (National Earthquake Information Center) entre 1973 y 2009. Las líneas blancas, negras y amarillas son las líneas sísmicas. Los triángulos son volcanes y W-2 es un pozo de PEMEX (González-Escobar, *et al* 2010).

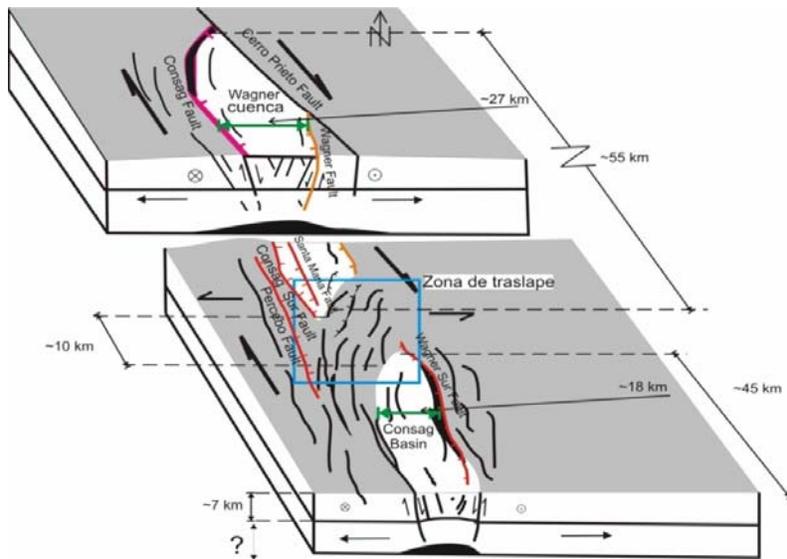
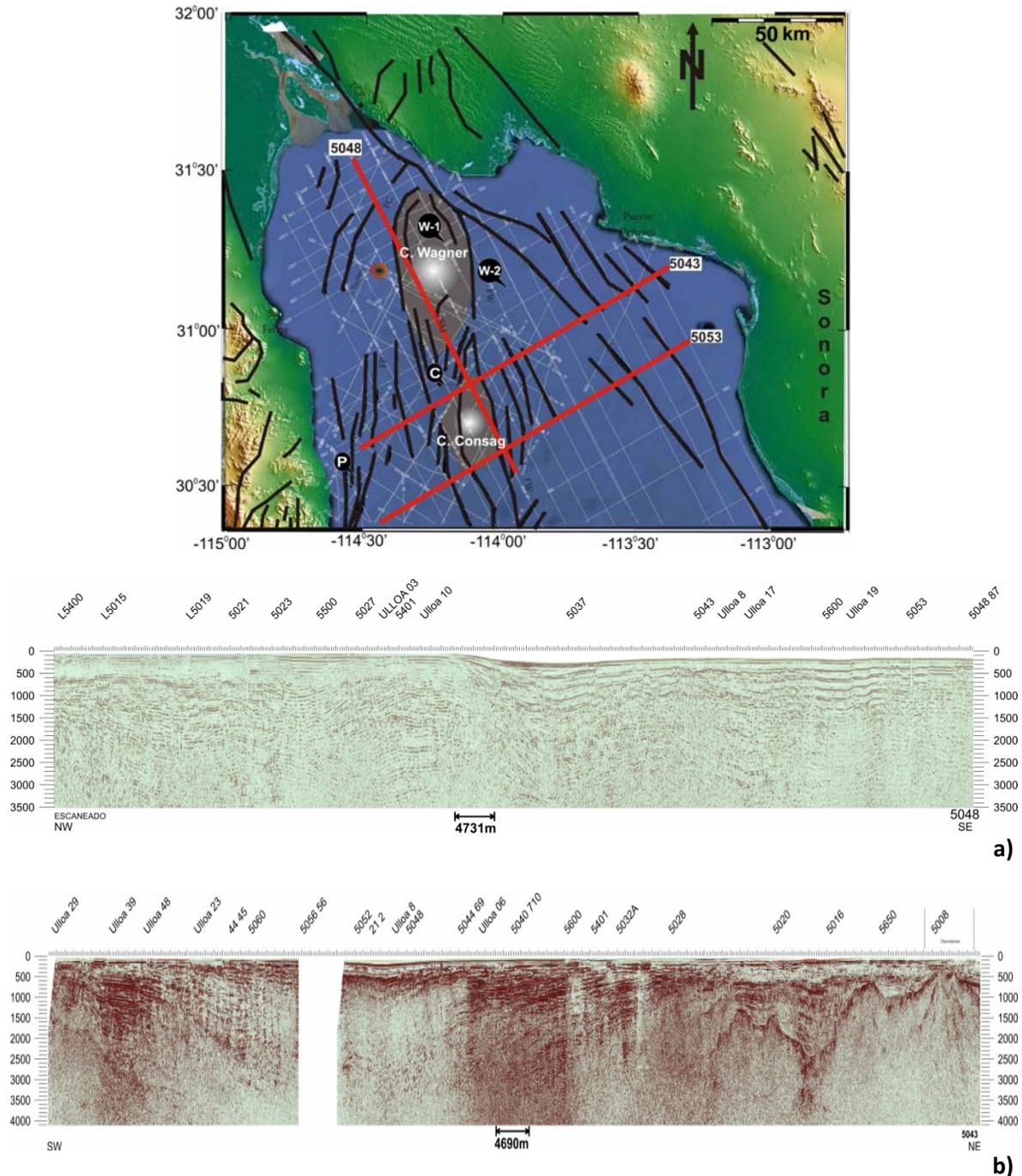
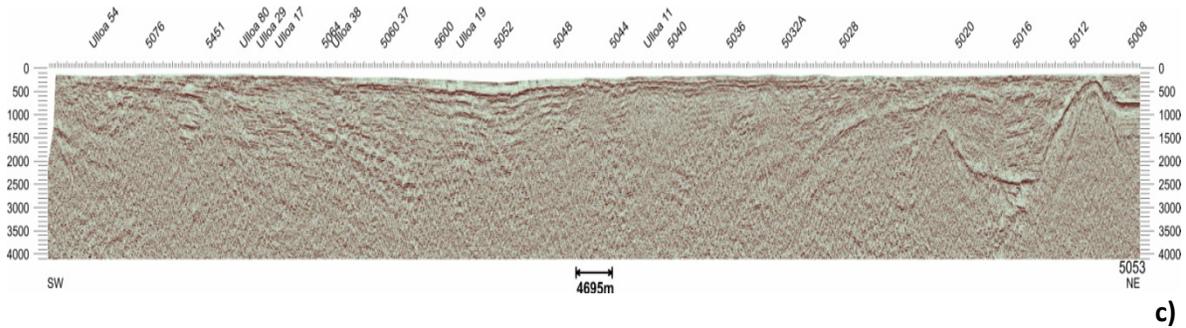


Figura 2.3. Interpretación estructural de la segmentación de cuencas en el Norte del Golfo de California, en base a nuevos datos (secciones sísmicas) procesados e interpretados en el CICESE, donde se observa que las cuencas Wagner y Consag están segmentadas por una zona de transferencia formada bajo el mismo régimen extensional trascurrente (González-Escobar, *et al* 2010).

## Capítulo II. Generalidades de extensión en el Golfo de California (Norte y Sur)

En comparación con las secciones interpretadas en los trabajos previos, en las secciones utilizadas en esta tesis (5048, 5043, 5053) se involucran áreas más amplias (~126 km de longitud) en donde se puede observar e interpretar las diferencias y variaciones estructurales a lo ancho del Norte del Golfo. En la Figura 2.4 se presenta el mapa de la zona donde se ilustran las orientaciones principales de estructuras, las cuencas Wagner y Consag (González-Escobar *et al.*, 2010), así como las líneas sísmicas disponibles (líneas blancas), y las líneas escogidas para interpretar en este trabajo (líneas rojas).





c)  
Figura 2.4. En la primera figura se muestra el mapa del Norte del Golfo de California con las principales estructuras recopiladas de artículos publicados (González-Escobar *et al.*, 2009-2010; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Pacheco *et al.*, 2006, en donde W-1, A-3, W-2, C y P son pozos de exploración de PEMEX, b) y c) son secciones sísmicas (5053, 5043) que tienen una orientación NE-SW. Mientras que a) es la sección 5048 que atraviesa la zona de traslape entre las dos cuencas (Wagner y Consag). Las líneas sísmicas incluidas en este trabajo fueron seleccionadas de la base de datos del laboratorio de sísmica en el CICESE (cortesía del Dr. Mario González Escobar) para interpretar y analizar la deformación asociada en el Norte del Golfo de California (ver capítulo de resultados).

### II.II. Estratificación basada en análisis de pozos.

Además de las secciones sísmicas, otra información importante y útil para integrar el estudio del Norte del Golfo, son los pozos de exploración. Estos datos ayudan a ajustar cualquier modelo a la realidad ya que representan datos físicos y estratigráficos reales; es decir, es un método directo de la exploración y comprensión del subsuelo.

En la parte central del Norte del Golfo de California las cuencas marinas están predominantemente rellenas de materiales siliciclásticos depositados entre el Mioceno medio al Pleistoceno, y la mayoría de los sedimentos representan ambientes neríticos marinos, a menos de 200 metros de profundidad. En algunos pozos perforados el espesor aproximado es de 4703 m en las cuencas Tiburón y Consag, mientras que el espesor máximo perforado fue de 5591 m en la cuenca Wagner (en el pozo W-1). La columna sedimentaria está compuesta por 2500 m de areniscas marinas y lutitas del Mioceno medio al tardío, cubiertas por 1500 m de areniscas y lutitas del Plioceno depositadas en ambientes de transición. Estas unidades son a su vez cubiertas de arenas y arcillas poco consolidadas del Pleistoceno (~1591m), que representan facies de transición. Por otro lado se sabe que los paquetes sedimentarios del Plioceno-Pleistoceno del río Colorado, al parecer, no llegaron a estas cuencas marinas (Helenes *et al.*, 2009).

Los estratos marinos del Mioceno medio perforados en la parte inferior de la cuenca Wagner se correlacionan con los sedimentos inferiores perforados en las cuencas Consag y Tiburón (Helenes *et al.*, 2009). Dentro de la zona de estudio modelada en esta tesis se encuentran cuatro pozos de los que describe Helenes *et al.*, 2009.

El pozo C está situado a unos 70 km al Sureste de San Felipe (Figura 2.5), donde fueron perforados 4920 metros de sedimentos marinos (Helenes *et al.*, 2005; Martín-Barajas *et al.*, 2006). Según los datos sísmicos, por lo menos hay 500 m de los sedimentos de la base de la línea de perforación. Los datos micropaleontológicos indican un depósito marino del Mioceno medio al Plioceno

temprano. Los bio-eventos más importantes son la nanofósiles *Floridanus Cyclicargolithus*, *Fossata Thoracosphaera* y *Leptoporus Calcidiscus*, Junto con el dinoflagelado *Spiniferites* sp. cf. *Pseudofurcatus*, que indican una edad media del Mioceno temprano para el intervalo de 3620 a 4680 m. Aunque los datos paleontológicos del intervalo de 3620 a 4680 m indican una edad media de Mioceno, la correlación sismo-estratigráfica y con el pozo T-1 (Helenes *et al.*, 2005) permitió la asignación de una edad Mioceno medio para los estratos en este pozo. Por debajo de 4680 m, el dinoflagelado *Polysphaeridium zoharyi* indica una edad del Mioceno a Paleoceno, hasta 4920 m.

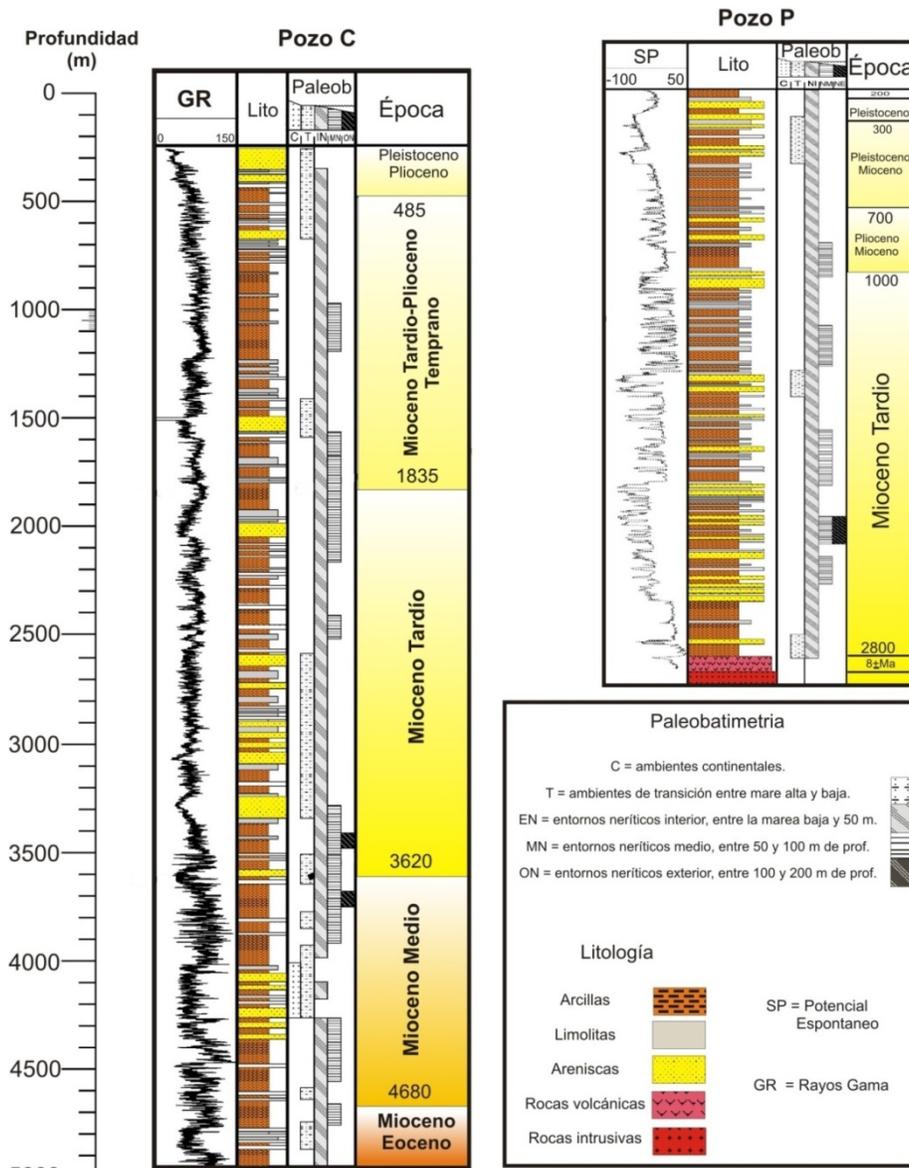


Figura 2.5. Registro litológico de los pozos C y P (retomados de Helenes *et al.* 2009).

En el pozo P, en general, la columna litológica muestra menos intervalos de arena que los que hay en la cuenca Altar, y el intervalo basal se compone de lutitas marina con limolitas y pequeñas cantidades de arenisca. Según Helenes *et al.* (2009), los estratos basales recubren una andesita

porfídica con una edad de roca total de  $8 \pm 1$  Ma a una profundidad de 2800 m, pero no se reporta el método que se utilizó para este fechamiento. El intervalo 1000-2800 m presenta una edad del Mioceno tardío, en este pozo se correlaciona con la edad de diatomita de San Felipe (Boehm, 1984) y con los sedimentos más antiguos marinos en Puertecitos (Martín-Barajas *et al.*, 1997) (figura 2.5).

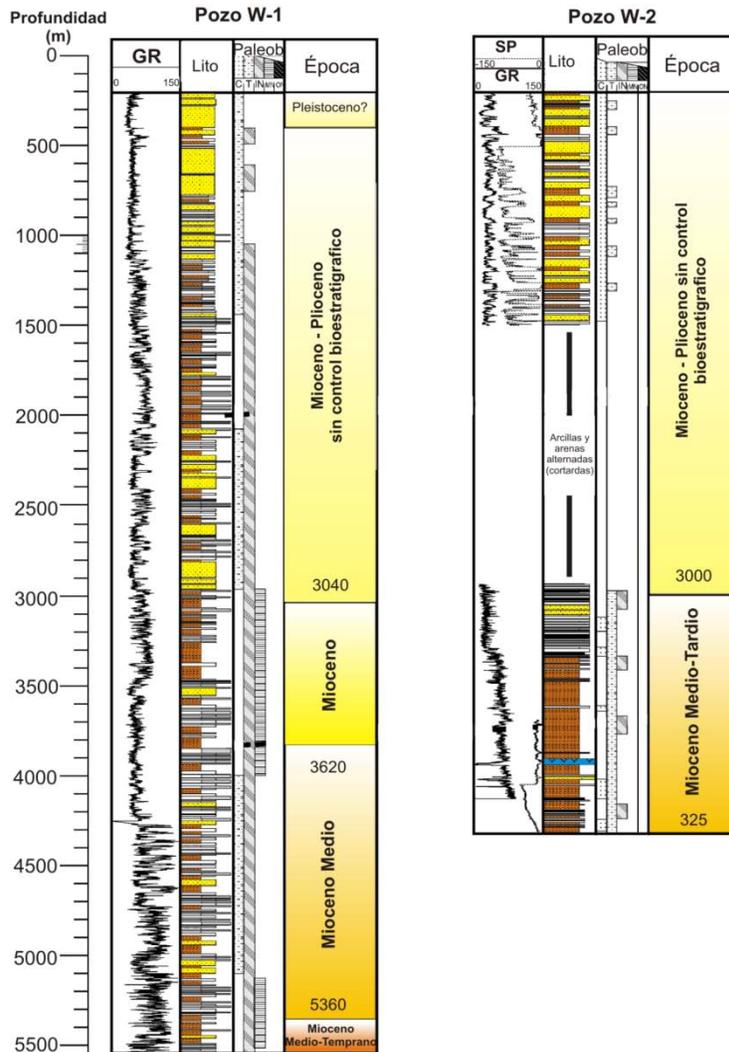


Figura 2.6. Registro litológico de los pozos W-1 y W-2 (Helenes *et al.* 2009).

El pozo W-1 alcanza una profundidad de 5590 m de sedimentos marinos, pero de acuerdo a los datos sísmicos, por lo menos hay otros 2000 m de sedimentos por debajo de la perforación (Helenes *et al.*, 2005; Martín-Barajas *et al.*, 2006). Los eventos biológicos más importantes son los dinoflagelados *Latusculum Diphyes* y *Impagidiniun cf. Paradoxum I.*, que junto con nanofósiles *Leptoporus Calcidiscus* y *Fossata Thoracosphaera* indican una edad del Mioceno medio para el intervalo de 3840 a 5360 m. La presencia de *T.fossata* indica una edad Mioceno hasta 5486 m y la continuidad estratigráfica aparente en el registro eléctrico y en la litología sugieren una edad Mioceno medio hasta la profundidad total 5590 m (Figura 2.6).

El pozo W-2 está situado a unos 70 kilómetros al Noreste de San Felipe (Figura 2.4), en el flanco oriental del depocentro de la cuenca. En este lugar se perforaron 4325 metros de sedimentos marinos. Aunque los datos paleontológicos del intervalo inferior (4265-4325 m) sólo indican una edad Mioceno, la correlación sísmo-estratigráfica con el pozo W-1 permite la asignación de una edad Mioceno medio a los estratos más profundos en este pozo.

### II.III. Apertura y evolución del Golfo de California.

Hoy en día existe incertidumbre en la explicación de los procesos y el evento que originaron la apertura oceánica y el desplazamiento oblicuo del bloque de Baja California. Se conoce que aproximadamente hace 29 Ma, comenzó un nuevo régimen tectónico pasando de subducción a transcurrancia, afectando de esta manera la margen occidental de la placa de Norteamérica. Este evento tectónico se generó cuando la paleo-dorsal del Pacífico-Este hizo contacto con la trinchera "Franciscana", aproximadamente en la latitud de California. A partir de ese momento se inició el desarrollo de un límite transforme conectado a una unión triple en cada extremo (Stock y Lee, 1994), Figura 2.7.

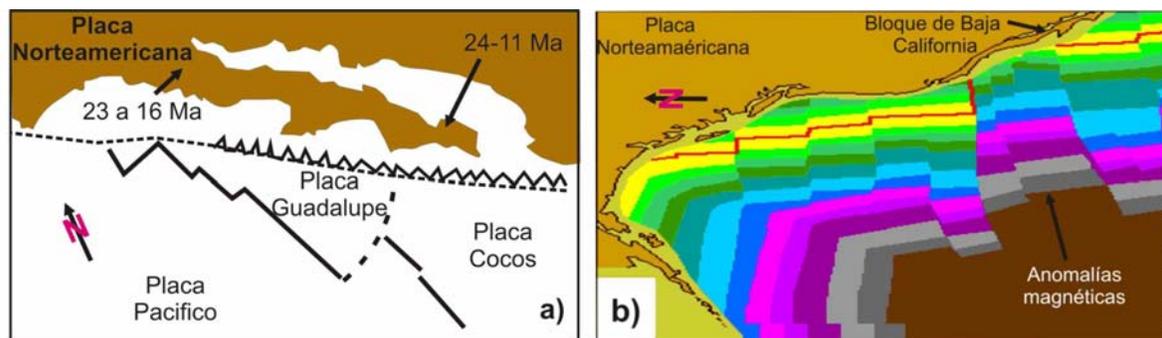


Figura 2.7. Etapa de transición tectónica que dio origen a la apertura del Golfo de California: a) evento que marca el cese de la subducción de placas comenzando con la apertura del protogolfo a 24.4 Ma (Stock y Lee, 1994); b) Imagen que muestra una recreación para el mismo lapso de tiempo en base a las anomalías magnéticas (modificado de Stock y Lee, 1994).

La evolución de la extensión en el *rift* se ha explicado de dos maneras, en gran medida basándose en los datos magnéticos. De tal manera que se puede considerar como una idea pionera y clásica la propuesta por Stock y Hodges, 1989. En donde se explica que la extensión litosférica ocurrió en dos etapas. Durante la primera etapa, o etapa del protogolfo (aproximadamente 12 Ma), la Península de Baja California actuó como una microplaca confinada entre las placas de Norteamérica y Pacífico, de tal forma que la abertura temprana del Golfo se suma al movimiento total entre esas dos placas. Esa etapa temprana del *rift* debió tener un movimiento más ortogonal, siendo el desplazamiento de rumbo acomodado fuera del protogolfo, posiblemente a lo largo del sistema de fallas Tosco-Abreojos borde continental del Pacífico.

Durante la segunda fase, la Península de Baja California debió estar esencialmente adherida a la Placa Pacífico, de manera que el desplazamiento posterior a 6 Ma, durante la apertura del Golfo, representa la mayor parte del movimiento oblicuo entre las placas Pacífico-Norteamérica (figura 2.8). En el Mioceno Tardío, además del fallamiento extensional hubo depósito de sedimentos

## Capítulo II. Generalidades de extensión en el Golfo de California (Norte y Sur)

marinos en los bordes de Norte y centro del Golfo (<12 Ma) (Gastil *et al.*, 1975; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Stock y Lee, 1994; Nagy y Stock, 1998).

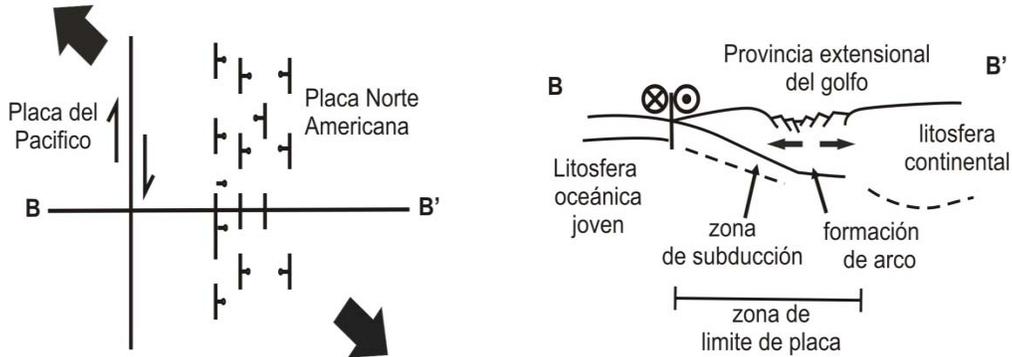


Figura 2.8. Modelo clásico de apertura del Golfo de California. Explica la evolución tectónica en dos fases, la figura de la izquierda es una imagen que simplifica cinemáticamente la apertura en vista de planta, en la figura de la izquierda en la porción occidental se ilustran desplazamientos normales de una extensión ortogonal (protogolfo) seguida de un desplazamiento lateral derecho en la porción oriental. La figura de la derecha muestra en sección del modelo conceptual descrito por Stock y Hodges (1989).

Por otro lado, una hipótesis alternativa propuesta en los últimos años principalmente por Gans (1997) y Fletcher *et al.*, 2007 propone que la península de Baja California pudo haberse desplazado hacia el noroeste al menos 500 km a lo largo del sistema trasforme del Golfo de California-San Andrés en los últimos 10 Ma. En este modelo la falla Tosco-Abreojos acomodó una cantidad menor parte del movimiento, sin embargo en la actualidad sigue acomodando parte de la deformación entre la placa Pacífico, el bloque de Baja California y Norteamérica (Fletcher y Munguía, 2000; Michaud *et al.*, 2004).

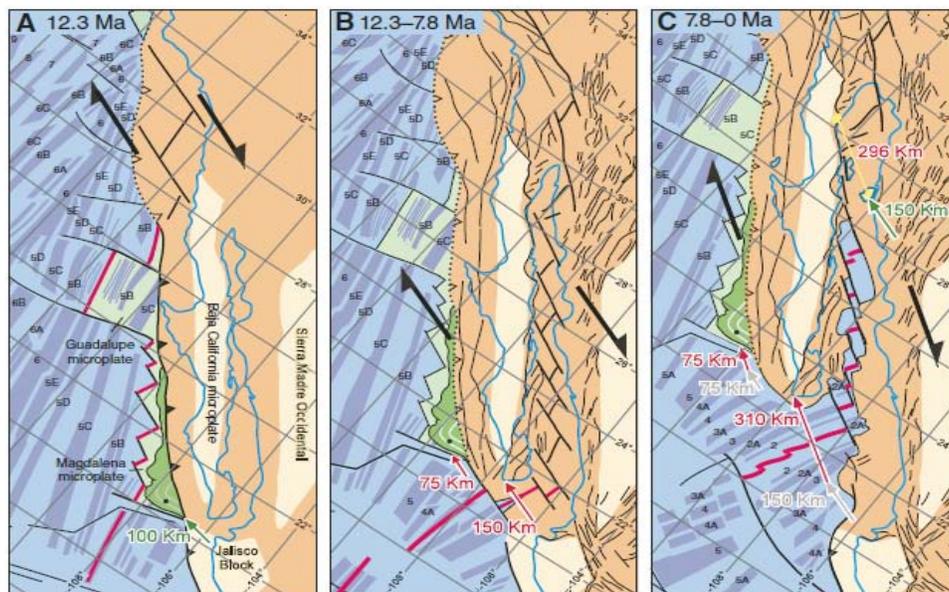


Figura 2.9. Modelo alternativo que explica la evolución del rift del Golfo de California en una sola fase en la que la deformación es acomodada en la margen oblicua del rift, el cual tiene variaciones angulares sutiles (tomado de Fletcher *et al.*, 2007).

Existen también 450 km de desplazamiento lateral derecho que están acomodados en la provincia extensional del Golfo y solo un máximo de 150 km de desplazamiento estaría acumulado a través de la frontera de Baja California en el Pacífico. Esta repartición de desplazamiento parece excluir el modelo de dos fases de apertura donde se requiere de un acomodamiento de traslación dextral significativo en el Golfo de California desde principio del protogolfo (Figura 2.9).

Se ha interpretado también que la deformación dentro de la provincia extensional del Golfo ocasionada por extensión oblicua, migro del margen oriental al poniente (de Sonora a Baja California Norte), en los últimos 3 Ma (Stock, 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Así mismo la deformación actual se localiza en la franja Este del *rift*.

#### **II.IV. Características de la parte Sur del *rift* del Golfo de California.**

La magnitud de la apertura del Golfo de California (ancho) es de aproximadamente 300 km, mientras que los resultados de estudios sísmicos muestran variaciones importantes en el ancho de la zona extendida y en el volumen del magmatismo a lo largo del *rift*. Por ejemplo en los perfiles reportados (Lizarralde *et al.*, 2007), se observa que la zona de Guaymas y Alarcón se asemejan más a una geometría simétrica. Por otro lado la zona Sur, en la sección de Cabo-PV presenta una geometría asimétrica, (Figura 2.10). Lo más probable que estas diferencias sean producto de factores que controlan la extensión tal y como la tasa de deformación, el estilo local de extensión (ortogonal u oblicuo), la fábrica estructural previa, la variación del flujo de calor procedente del manto.

Por otra parte los estudios en la margen continental muestran que en Sonora se acumuló la mayor extensión cenozoica a lo largo de fallas de despegue (*detachment*) que expusieron la corteza media e inferior en complejos de núcleo metamórfico principalmente entre 25 y 17 Ma (Nourse *et al.*, 1994; Vega Granillo y Calmus, 2003) o formaron cuencas tectónicas cuyo relleno volcánico-sedimentario ha sido fechado entre 27 y 12 Ma (McDowell *et al.*, 1997; Gans, 1997).

En Sinaloa y hasta la zona fronteriza con el estado de Nayarit, la franja donde hay extensión es más estrecha y las estribaciones de la Sierra Madre Oriental (SMO) son más cercanas a la costa del Golfo de California (Ferrari *et al.*, 2007). En Nayarit la extensión vuelve a afectar una zona más amplia, pero la magnitud de la extensión no se compara con la de Sonora, siendo inferior al 20% (Ferrari *et al.*, 2002). En lo que respecta al magmatismo es notorio que en Sonora el volcanismo ignimbrítico de la SMO termina a finales del Oligoceno mientras que en buena parte de Sinaloa y Nayarit existe un episodio ignimbrítico del Mioceno temprano (Ferrari *et al.*, 2002; 2007).

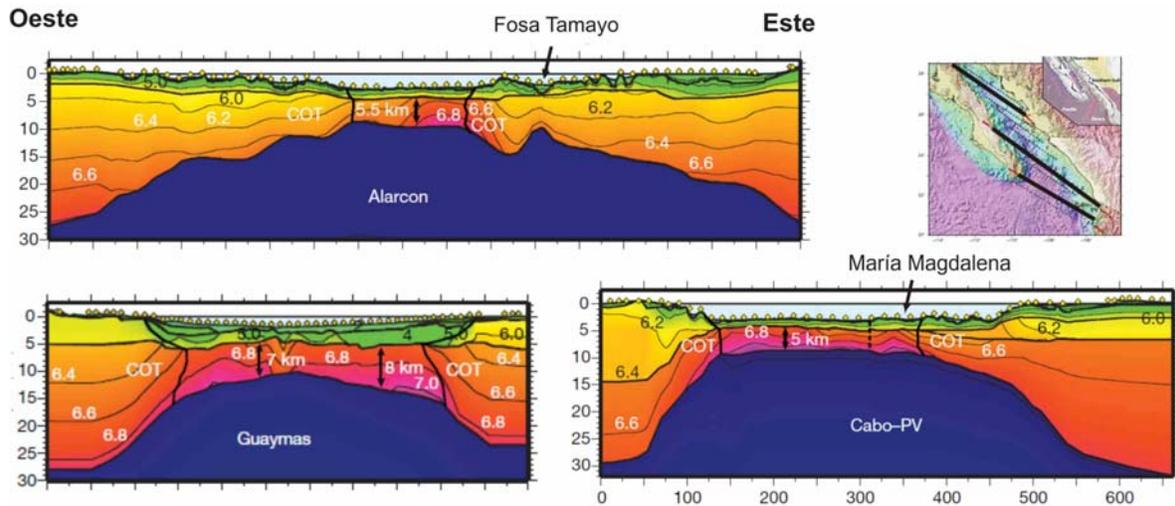


Figura 2.10. Modelos sísmicos que presentan diferentes perfiles a lo largo del *rift* del Golfo de California donde se aprecia la variación de la deformación en donde COT es la corteza transicional, la profundidad esta en kilómetros mientras que las distintas tonalidades indican las diferencias de velocidades de las ondas sísmicas. En el perfil de Alarcón el *rift* es geoméricamente casi simétrico, en la sección; mientras que en Guaymas y Cabo-PV (Puerto Vallarta) ya no son tan simétricas, ya que las secciones atraviesan estructuras extensionales y trasformes a lo largo de la traza del *rift* (Lizarralde *et al.*, 2007).

#### II.V. Evidencias continentales del proceso de apertura del Golfo de California.

Los estudios regionales previos han permitido identificar un magmatismo silíceo (ignimbritas, domos riolíticos y cuerpos sub-volcánicos) de 17 Ma en la parte más occidental de la SMO y que surgieron después de la primera fase de extensión (Ferrari *et al.*, 2010). La fase principal de extensión ocurriría antes de 11-10 Ma, edad que corresponde a un evento regional de volcanismo máfico posterior al basculamiento de los bloques de ignimbritas de las SMO (parcialmente reportado en Henry y Aranda Gómez, 2000 y Ferrari *et al.*, 2000). Este episodio tiene una firma de subducción y le sigue un episodio de volcanismo alcalino, mucho más discontinuo que el anterior. La distribución y características del volcanismo post-SMO y previo a la oceanización (es decir durante la etapa de *rifting*) puede ser estudiado sólo en parcialmente en el continente, ya que una parte significativa está sumergida en la zona “*offshore*” de Nayarit y Sinaloa y en la llanura costera. Considerando que tanto el volcanismo como la extensión han migrado de Este a Oeste (ver sección 1 y Ferrari *et al.*, 2007), la parte sumergida debe contener información importante sobre la etapa de *rifting* en el periodo de ~10 a 5 Ma.

La deformación de la margen oriental del Golfo, en Sinaloa y Nayarit, ha sido estudiada en el área de Mazatlán-Tayoltita y de Tepic-Mesa del Nayar. Esta región está profundamente afectada por un fallamiento predominantemente extensional con una dirección general NW-SE con formación de semigrabens. En la parte sur la estructura mejor estudiada es el sema-graben limitado al oeste por la falla normal Concordia que tiene una inclinación de 40°-70° al NE y desplazamiento vertical estimado en ~5 km (Aranda-Gómez *et al.*, 2003). En el bloque de piso de esa falla hay ignimbritas del Oligoceno y Mioceno inferior cubiertas por depósitos poco consolidados y mal clasificados de gravas a su vez intrusionados por diques máficos. Los diques han arrojado edades 40Ar-39Ar de

10.7 a 11.03 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 2000). Sin embargo, el hecho de que algunos diques se encuentren también basculados indica que la extensión continuó un poco más después de su emplazamiento.

En la parte norte de Nayarit existe una zona de acomodo con inversión del basculamiento a lo largo del Río Mezquital. Al sur de esta zona se encuentran los semigrabens Alica, Pajaritos y Jesús María y los sistemas de fallas normales de Pochotitán y San Pedro. Estas estructuras tienen variaciones en la dirección y van desde N-S a NW-SE y basculan sistemáticamente al NE en bloques de ignimbritas del Mioceno inferior. Las fallas del sistema Pochotitán cortan a rocas de hasta 17 Ma y están cubiertas por basaltos de ~10 Ma (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Las fallas del sistema San Pedro, en la región de Huajicori cortan a ignimbritas de 18.7 Ma (Ferrari, López, Orozco, datos no publicados), sin embargo estas rocas parecen emplazarse ya en un graben, lo que indicaría que la extensión empieza antes (Figura 2.11).

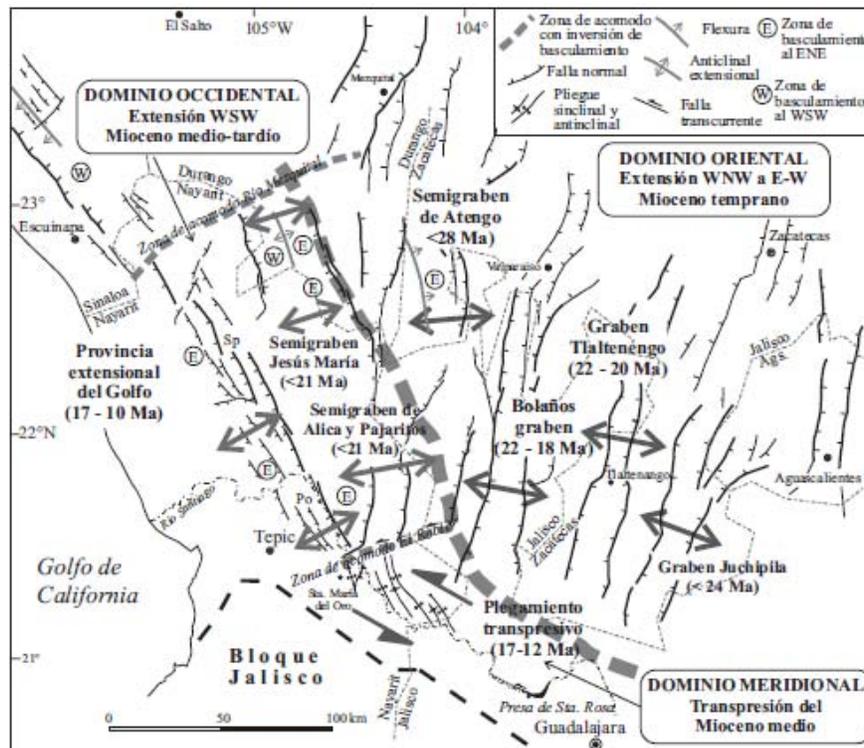


Figura 2.11. Mapa tectónico de fases y lugares de extensión en la zona continental correspondiente al Sur del Golfo de California (Ferrari *et al.*, 2005).

También en toda la costa se encuentran numerosos diques máficos que intrusionan a las fallas normales NW-SE o son sub-paralelos a ellas. En el sur de Sinaloa, estos diques han arrojado edades entre 11.9 y 10.9 Ma y se consideran contemporáneos a la extensión (Ferrari *et al.*, 2002). Los datos resumidos hasta aquí indican de manera general que la deformación que produjo el Golfo de California ocurrió entre ~20 y 10 Ma en la franja costera de Sinaloa y Nayarit con sistemas de fallas predominantemente extensionales con dirección NW-SE.

## Capítulo II. Generalidades de extensión en el Golfo de California (Norte y Sur)

---

Por otro lado, el análisis de la batimetría de la zona *offshore* muestra que el patrón dominante de los escarpes en bloques de corteza transicional que tienen una orientación distinta NE-SW, paralela a las dorsales activas del Golfo. Esta deformación pudo haber ocurrido antes de la formación de nueva corteza oceánica que empezó a los ~5 Ma (Lonsdale, 1989). Sin embargo, no se conoce cuándo ocurrió el cambio de la dirección de extensión, cambio que puede ser importante para la reconstrucción de la historia del proceso de *rifting*.

## Capítulo III. Metodología

---

### III.I. Modelos analógicos.

El modelado analógico de la deformación es una técnica que permite el estudio de los procesos tectónicos mediante la experimentación en laboratorio. A partir de los perfiles de resistencia de la litosfera, se reproducen las condiciones de resistencia iniciales en un prototipo experimental. Esto se basa en el escalamiento teórico (desde la década de los 70's: Sibson, 1977; Bird, 1978; Goetze y Brace, 1972; Kirby, 1983; Ranalli, 1995; Corti *et al.*, 2003) de la resistencia de materiales análogos que han sido utilizados para explicar los comportamientos mecánicos observados en la naturaleza y para diferentes condiciones litosféricas.

### III.II. Justificación.

En equilibrio y de manera idealizada, se supone que la litósfera tiene un comportamiento estratificado con una corteza superior quebradiza de espesor considerable (~15 km), una corteza inferior dúctil, y un manto litosférico de alta resistencia (que puede ser dividido en quebradizo superior y dúctil inferior). Esta litósfera se encuentra flotando en equilibrio isostático sobre una capa astenosférica es decir, por encima de la zona de baja velocidad sísmica. Por otro lado el estadio que antecede inmediatamente la oceanización implica una litosfera de dos capas (corteza quebradiza y dúctil) reología tipo *creme bruleé* (Corti *et al.*, 2003). Las características mecánicas de los elementos del perfil de resistencias determinan el grado de acoplamiento mecánico que puede existir en las capas. Durante la deformación, este perfil reológico muestra cambios fundamentales en sus características geométricas (Brun, 2002).

Las relaciones de escala entre la naturaleza y el modelo se obtienen manteniendo constantes las relaciones mecánicas del perfil de resistencia litosférico en los materiales que simulan las capas dúctiles, frágiles y las fuerzas de gravedad (Hubert, 1937; Ramberg, 1981; Weijermars y Schmeling, 1986; Brun, 2002). A la fecha no se han realizado modelos experimentales sobre la apertura del Golfo de California y los estudios clásicos de modelado analógico de *riffts* oblicuos en la literatura utilizan modelos sencillos de una o dos capas solamente, ya que solo simulan extensión cortical (p. ej. Withjack y Jamison, 1986; McClay y White, 1995).

### III.III. Modelos analógicos a escala litosférica y cortical.

Los modelos analógicos han sido utilizados para analizar la deformación resultante de la extensión continental y litosférica, en comparación con el modelado numérico que es capaz de simular muy bien efectos térmicos involucrados en los comportamientos de las rocas. Sin embargo no es lo mismo para los patrones que rigen en capas superiores que se comportan de una forma frágil en donde los modelos análogos pueden reproducir adecuadamente el desarrollo de ruptura de una litosfera en extensión (ver Brun, 1999).

La técnica del modelado analógico se sustenta en reproducir perfiles de resistencia (figura 3.1), los cuales han sido ampliamente utilizados para representar las características reológicas y el acoplamiento gradual entre las rocas que presentan un comportamiento frágil y dúctil (Kirby, 1983; Carter y Tsenn de 1987, Kirby y Kronenberg, 1987; Ranalli y Murphy, 1987; Ranalli, 1995).

Los perfiles de resistencia simplificados de la litosfera continental, pueden aproximarse alternadamente a un número de diferentes capas. Estas se deforman de acuerdo a dos diferentes mecanismos finales: ruptura frágil y el flujo dúctil. Los perfiles de resistencia calculados en este trabajo representan sistemas de deformación extensional, en los cuales se requiere de una menor resistencia ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) en comparación con sistemas compresivos (Figura 3.1).

La ruptura frágil se produce normalmente a bajas temperaturas y altas tasas de deformación, mientras que el flujo dúctil se efectúa a temperaturas altas y a bajas tasas de deformación. A partir del criterio de fallamiento de corte por fricción (para el comportamiento frágil) y la ecuación de la fluencia de ley de potencia (para comportamiento dúctil), los perfiles de resistencia de la litosfera pueden ser adecuadamente calculados (ver capítulo IV para los cálculos).

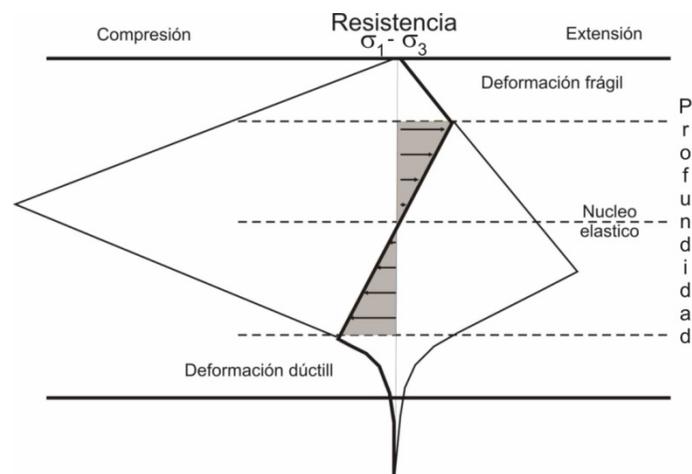


Figura 3.1 Comparación de los sistemas de esfuerzos involucrados en la deformación litosférica. A la izquierda en compresión se requiere de mayor resistencia ( $\sigma_1 - \sigma_3$ , eje horizontal) para que se produzca ruptura. Mientras que a la derecha en extensión se requiere de menor resistencia para la ruptura. El régimen frágil-dúctil cambia con respecto a la profundidad (eje vertical), modificado de Ranalli, 1995.

Existen varias diferencias entre los modelos análogos representativos de escalas corticales y litosférica. Los de escala cortical a pesar de que pueden construirse y representar variaciones (sutiles) estratigráficas dentro del sistema friccional (quebradizo) solo simulan dos niveles: la corteza superior. En los modelos a una escala litosférica de cuatro capas (corteza superior, inferior, litosfera y astenosfera), existen tres límites mecánicos que se observan en los perfiles de resistencia (Figura 3.2).

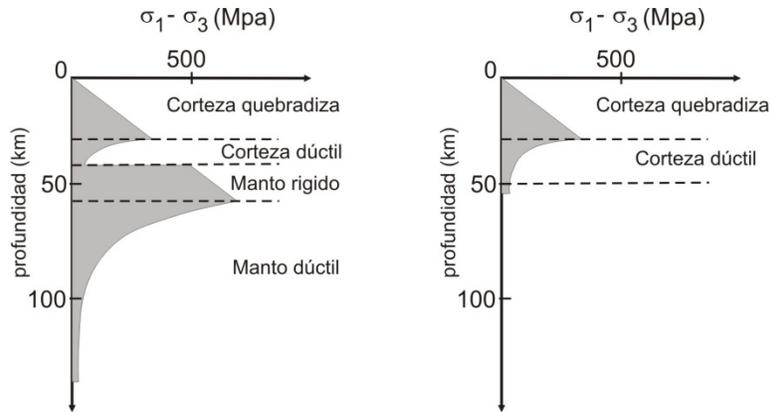


Figura 3.2. Ejemplos de perfiles de resistencia, el de la izquierda representa a una litosfera de cuatro capas con tres niveles de desacople, mientras que el de la derecha es un perfil a escala cortical con un solo nivel de despegue o desacople mecánico, reología tipo *creme brulé* (Corti *et al.*, 2003).

Otra diferencia muy importante entre los dos sistemas de modelado es que en los de escala cortical no se consideran efectos isostáticos ya que la base del modelo es una caja de acrílico o la misma superficie de la mesa de modelado. Mientras que en los de escala litosférica los efectos isostáticos son muy sensibles ya que el modelo se encuentra flotando en un fluido denso y viscoso que representa el manto astenosférico. Debido a esto, estos modelos desde el punto de vista experimental son muy complicados de realizar y reproducir (para sistemas extensionales), de hecho pocos laboratorios en el mundo han obtenido resultados favorables (Autin *et al.*, 2011 en prensa) Figura 3.3.

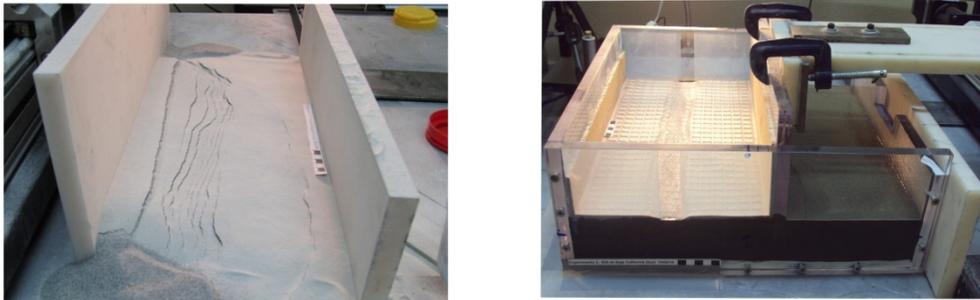


Figura 3.3. Comparación de modelos, la foto de la izquierda es un modelo extendido sobre la mesa de modelado que involucra una escala cortical, constituido por dos capas: corteza superior quebradiza y corteza inferior dúctil (arena y silicón respectivamente). En la foto de la derecha muestra el resultado de un modelo a escala litosférica de tres capas (corteza inferior, superior y el manto litosférico) confinado en una caja de acrílico. Este modelo literalmente se encuentra flotando sobre un fluido (representando a la astenósfera) de color gris oscuro, este contraste reológico permite que haya efectos isostáticos

#### III.IV. Escalamiento.

La fundamentación del modelado análogo se sustenta en la representación ideal de prototipos naturales en laboratorio. Para que el modelo sea representativo a un prototipo natural debe de ser dinámicamente similar en términos de distribución de esfuerzos, reología y geometría como longitudes y ángulos (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981; Brun, 1999; Corti *et al.*, 2003; Smit, 2005). El

principio del método consiste inicialmente en simular simplificadaamente la resistencia en los perfiles (Figura 3.4), representando reologías quebradizas (friccional) y dúctiles (viscosas) bajo fuerzas gravitacionales. Las relaciones de escalamiento entre el modelo y el prototipo natural se obtienen manteniendo correctamente escaladas las medidas de resistencia de las capas dúctiles con respecto a la resistencia de las capas quebradizas y las fuerzas de gravedad (Brun, 1999).

Partiendo de la ecuación de esfuerzo

$$\sigma = \frac{F}{A} = \frac{ma}{A} \quad (3.1)$$

Sabemos que las unidades físicas fundamentales de  $ma$  son:  $F \approx MLT^{-2}$ , la relación entre las unidades fundamentales del modelo y el prototipo natural esta dado por (\*), de tal manera que  $F^* = M^* L^* T^{*-2}$ . La relación de esfuerzos está dada por los esfuerzos en el modelo entre los esfuerzos en el prototipo:  $\sigma^* = \sigma m / \sigma p$ , de tal manera que se puede descomponer en:

$$\sigma^* = \frac{\rho^* V^* g^*}{A^*} \quad (3.2)$$

Donde  $m^* = \rho^* V^*$ , la aceleración en la mayoría de los problemas geológicos es la gravedad y los experimentos generalmente se llevan a cabo bajo condiciones de gravedad normal, por lo que:

$$g^* = g \text{ modelo} / g \text{ prototipo natural} = 1$$

Reduciendo y re arreglando queda:

$$\sigma^* = \rho^* g^* L^* \quad (3.2)$$

En función de las unidades fundamentales

$$\sigma^* = \frac{M^* L^* T^{*-2}}{L^{*2}} = M^* L^{*-1} T^{*-2}$$

El intervalo de densidades en los modelos es entre 1100 y 1400  $kg/m^3$  y el de las rocas entre 2300 y 3000  $kg/m^3$ , por lo que  $\rho^* \approx 0.5$ . Consecuentemente, el orden de magnitud de las relaciones de esfuerzo ( $\sigma^*$ ) y longitud ( $L^*$ ) deben de ser similares (Smit, 2005).

$$\sigma^* \approx L^*$$

### III.V. Materiales Quebradizos (fricciónales).

La relación de Byerlee (1978), establece que:

$$\tau = \mu \sigma_n \quad (3.3)$$

En donde  $\mu$  es el coeficiente de fricción y  $\sigma_n$  el esfuerzo normal. Byerlee estableció una relación empírica para las rocas de la corteza:

$$\tau = 0.85 \sigma_n \text{ para } \sigma_n \leq 200MPa$$

$$\tau = 50 + 0.6 \sigma_n \text{ para } 200MPa \leq \sigma_n \leq 2000MPa$$

A partir del círculo de Mohr se tienen las siguientes relaciones para un plano de falla:

$$\sigma_n = \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta \quad (3.4)$$

$$\tau = \frac{1}{2} \sin 2\theta (\sigma_1 - \sigma_3) \quad (3.5)$$

Sustituyendo este par de ecuaciones en 3.3 para  $\sigma_n \leq 200 \text{MPa}$  se obtiene la relación de valores de esfuerzos normal y de cizalla necesaria para activar una falla; es decir cuál es la resistencia de las rocas en esta región de la corteza:

$$\frac{1}{2} \sin 2\theta (\sigma_1 - \sigma_3) = 0.85 \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta \quad (3.6)$$

Para  $200 \text{MPa} \leq \sigma_n \leq 2000 \text{MPa}$  se obtiene:

$$\frac{1}{2} \sin 2\theta (\sigma_1 - \sigma_3) = 0.5 + 0.6 \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta \quad (3.7)$$

De acuerdo a la identidad  $\sin 2\theta = 2 \sin \theta \cos \theta$  y sustituyendo en 3.6

$$\frac{1}{2} 2 \sin \theta \cos \theta (\sigma_1 - \sigma_3) = 0.85 (\sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta)$$

$$\sin \theta \cos \theta \sigma_1 - \sin \theta \cos \theta \sigma_3 = 0.85 \sigma_1 \cos^2 \theta + 0.85 \sigma_3 \sin^2 \theta$$

$$\sin \theta \cos \theta \sigma_1 - 0.85 \sigma_1 \cos^2 \theta = \sin \theta \cos \theta \sigma_3 + 0.85 \sigma_3 \sin^2 \theta$$

$$\sigma_1 (\sin \theta \cos \theta - 0.85 \cos^2 \theta) = \sigma_3 (\sin \theta \cos \theta + 0.85 \sin^2 \theta)$$

$$\sigma_1 = \left[ \frac{\sin \theta \cos \theta + 0.85 \sin^2 \theta}{\sin \theta \cos \theta - 0.85 \cos^2 \theta} \right] \sigma_3$$

$$\sigma_1 = \left[ \frac{\sin \theta (\cos \theta + 0.85 \sin \theta)}{\cos \theta (\sin \theta - 0.85 \cos \theta)} \right] \sigma_3$$

$$\sigma_1 = \tan \theta \left[ \frac{(\cos \theta + 0.85 \sin \theta)}{(\sin \theta - 0.85 \cos \theta)} \right] \sigma_3 \quad (3.8)$$

De acuerdo a Byerlee (1978),  $\phi = 30^\circ$  y de acuerdo a Mohr  $\theta = 45^\circ + \phi/2 = 60^\circ$ . Sustituyendo  $\theta$  en 3.8 queda:

$$\sigma_1 \approx 5 \sigma_3 \quad (3.9)$$

En un estado de esfuerzos Andersoniano y para extensión, la diferencia de esfuerzos que provoca la falla está dada por la diferencia de esfuerzos verticales y horizontales  $\sigma_v - \sigma_h$ . En donde  $\sigma_v = \sigma_1$  y  $\sigma_h = \sigma_3$ . El esfuerzo normal vertical  $\sigma_v$  esta dado por:

$$\sigma_v = \rho g T_b \quad (3.10)$$

Donde  $\rho$  es la densidad de la capa,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $T_b$  el espesor de la capa. Despejando  $\sigma_3$  de 3.9 queda:  $\sigma_3 = \frac{1}{5} \sigma_v$  de tal manera que:

$$\sigma_v - \sigma_h = \rho g T_b - \frac{1}{5} \rho g T_b$$

En términos de los esfuerzos principales

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{4}{5} \rho g T_b \quad (3.11)$$

Este valor considera que las fallas ya existen por lo que subvalúan la resistencia de la corteza. La evidencia sísmica sugiere que la mayoría de las fallas pueden ser vistas como una región elástica semi-infinita (Ranalli, 1987), de tal manera que utilizando las relaciones entre los parámetros elásticos se tiene:

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 \left( \frac{v}{1-v} \right) \quad (3.12)$$

Donde  $v$  es la relación de Poisson y cuyo valor es  $\sim \frac{1}{4}$  dentro de un medio elástico confinado (Ranalli, 1987), sustituyendo este valor en 3.10 se tiene que:

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

$$\sigma_1 = \frac{1}{3} \sigma_3$$

$$\sigma_v - \sigma_h = \rho g T_b - \frac{1}{3} \rho g T_b$$

En términos de los esfuerzos principales

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2}{3} \rho g T_b \quad (3.13)$$

Una relación típica de longitud de escala entre el modelo y el prototipo natural  $L^* = 10^{-6}$  requiere un material análogo con una cohesión insignificante en comparación con el esfuerzo diferencial en los modelos. El material utilizado es arena de cuarzo seca caracterizada por una densidad de  $\rho = 1520 \text{ kg/m}^3$ , tiene una cohesión despreciable  $\sim 5 \times 10^5 \text{ Pa}$  y un coeficiente de fricción interna de  $\mu = 0.58$  (Smit, 2005) y se representan adecuadamente rocas quebradizas.

### III.VI. Materiales Dúctiles (viscosos).

El flujo dúctil en rocas puede aproximarse a la siguiente ecuación de tipo "power-law" (Goetze y Evans, 1979; Smit, 2005).

$$\dot{\epsilon} = A \exp \left( -\frac{Q}{RT} \right) (\sigma_1 - \sigma_3)^n \quad (3.13)$$

Donde  $\dot{\epsilon}$  es la tasa de deformación,  $Q$  la energía de activación,  $R$  la constante del gas universal,  $T$  la temperatura absoluta,  $A$  es una constante del material y  $n$  el exponencial de esfuerzo.

Las rocas que presentan comportamientos dúctiles son representadas por capas de silicón (SGM-86) de diferentes densidades y viscosidades. El silicón es un fluido viscoso Newtoniano; su resistencia (a fluir) es lineal dependiente de la velocidad de deformación. Los datos experimentales indican que la mayoría de rocas que presentan comportamientos dúctiles tienen un exponente de esfuerzo ( $n$ ) en el rango de 1 a 4, la corteza inferior dúctil tiene un exponente de esfuerzo  $n \approx 1$  casi Newtoniano, mientras que en el manto dúctil tiene un exponente de esfuerzo alto (Davy y Cobbold, 1991; Smit, 2005).

La tasa de deformación ingenieril ( $\dot{\gamma}$ ) en capas dúctiles (Smit, 2005) está dado por:

$$\dot{\gamma} = \frac{V}{T_d} \quad (3.14)$$

Donde  $V$  es la velocidad de desplazamiento y  $T_d$  el espesor de la capa dúctil, Por lo tanto el esfuerzo de cizalla en las capas dúctiles puede escribirse como:

$$\tau = \frac{\eta V}{T_d} \quad (3.15)$$

$$\tau = \eta \dot{\gamma} \quad \text{En términos del diferencial de esfuerzos: } \sigma_1 - \sigma_3 = \eta \dot{\gamma} \quad (3.16)$$

En una litosfera continental (Figura 3.4 a), la resistencia que presentan las capas dúctiles (Corteza inferior y Manto) presenta un decrecimiento gradual con respecto a la profundidad.

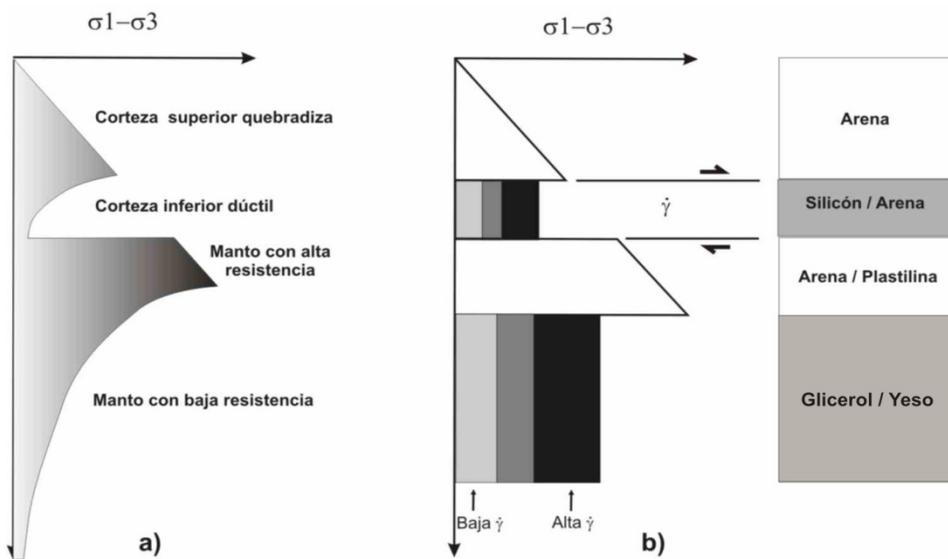


Figura 3.4. Comparación entre perfiles de resistencia: a) Calculado para una litosfera continental de cuatro capas en la naturaleza, donde la resistencia aumenta constantemente en las capas rígidas y decrece suavemente en las capas dúctiles conforme la profundidad aumenta. b) Perfil obtenido en experimentos de laboratorio con materiales análogos, a diferencia con la naturaleza la resistencia que presentan las capas dúctiles son constantes y disminuye súbitamente. El objetivo en el modelado es lograr que la resistencia decrezca de forma gradual por medio de varias subcapas con distintas viscosidades (modificado de Brun, 1999).

### III.VII. Estrategia de modelado

Se realizó una serie experimental de 7 modelos bajo un régimen extensional oblicuo, donde se pretende analizar de manera sistemática el origen y evolución estructural de las cuencas Wagner y Consag afectadas directamente por la alta sedimentación que el Norte del Golfo de California ha tenido en los últimos millones de años. Por lo tanto una de las condiciones a implementar es considerar el efecto que produce el aporte sedimentario en zonas de extensión. Los modelos miden 50 cm de largo por 26 cm de ancho, bajo una velocidad controlada (Figura 3.5).

El Laboratorio de Mecánica Multiescalar de Geosistemas (LAMMG) del centro de Geociencias cuenta con un área exclusiva de modelado analógico donde hay una mesa experimental especial en donde se realizaron todos los modelos propuestos en este trabajo. Esta mesa funciona de la siguiente manera: cuenta con una superficie plana donde se puede sujetar una placa de acrílico o pared fija, tres actuadores (desplazados por motores de paso) los cuales dos de ellos están situados en los costados superiores que a través de un sistema de rieles hacen mover simultáneamente a un tercero sobre la superficie donde se encuentra sujeta otra placa de acrílico, de tal manera que esta placa simula una pared móvil, el tercer actuador a su vez puede mover la pared móvil en dirección perpendicular a los otros dos. De esta manera se pueden construir modelos que se deforman por acortamiento o extensión con una componente oblicua simultáneamente (Figura 3.5), todo esto controlado de una forma automatizada por medio de un programa diseñado especialmente para el sistema de modelado.

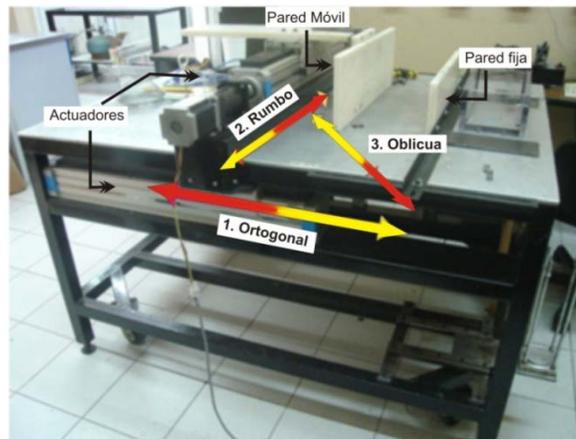


Figura 3.5. Mesa de modelado, dependiendo el *set-up* experimental los modelos se pueden construir sobre la mesa tal como el caso de esta serie, o si se requiere trabajar con fluidos poco viscosos los modelos se construyen en cajas de acrílico (modelos del Sur del Golfo de California).

### III.VIII. Escalamiento, modelos del Norte del Golfo.

Se presenta el siguiente escalamiento para los modelos propuestos en la zona Norte del Golfo de California idealizados para reproducir deformaciones a escala cortical. De acuerdo a las magnitudes de estructuras reportadas (Aguilar-Campos, 2007; Hernández-Pérez, 2008; González-Escobar, 2009-2010) donde comprende las cuencas Consag-Wagner, se considero que 1 cm en el

modelo representan 4 Km en la naturaleza. Por lo tanto la magnitud escalada para este caso arroja un valor de:

$$L^* = \frac{L \text{ modelo}}{L \text{ natural}} = \frac{0.01 \text{ m}}{4000 \text{ m}} = 2.5 \times 10^{-6}$$

En el caso de los modelos propuestos en este trabajo se deformaron bajo condiciones de gravedad normal. De tal manera que el valor escalado de la gravedad es igual a la unidad:

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

La arena de cuarzo utilizada para representar la corteza quebradiza (superior) presenta una composición homogénea (tamaño y forma sub-redondeada) y tiene una densidad de  $1520 \text{ kg/m}^3$ . Los valores de densidad en la naturaleza para la corteza superior se encuentran alrededor de  $2650\text{-}2700 \text{ kg/m}^3$ , tomando en cuenta las condiciones del prototipo natural a experimentar se considera que:

$$\rho^* = \frac{\rho \text{ modelo}}{\rho \text{ natural}} = \frac{1520 \text{ kg/m}^3}{2700 \text{ kg/m}^3} = 0.592$$

De acuerdo a la ecuación general de escalamiento ecuación 3.2 se obtienen los siguientes valores:

$$\sigma^* = (0.592)(1)(2.5 \times 10^{-6}) = 1.48 \times 10^{-6}$$

El valor de esfuerzo es altamente dependiente de la longitud de escala, la cual es arbitraria y similar a los órdenes de magnitud, es decir  $1.48 \times 10^{-6} \approx 2.5 \times 10^{-6}$ .

El perfil de resistencia escalado en el "set-up" (Figura 4.4) inicial consiste en 3 cm de espesor de arena ( $T_b$ , capa quebradiza). Además se considera que la resistencia opuesta por las rocas en el NGC están sometidas a esfuerzos transtensivos que generan aperturas continentales, de tal manera que para el caso de una corteza en extensión sustituyendo en la ecuación 3.13 arroja un valor de:

$$\sigma_1\text{-}\sigma_3 = \frac{2}{3} \left( 1520 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right) \left( 9.81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \right) (0.03\text{m}) = 298.222 \text{ Pa}$$

Los experimentos se corrieron a una velocidad (V) de  $2\text{cm/hr} = 5.5 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ , mientras que en la capa dúctil compuesta de silicón presenta 1 cm de espesor ( $T_d$ ) (en la base del modelo) y de acuerdo a los datos en las gráficas obtenidas de las muestras caracterizadas en el laboratorio (Figura 3.8) tiene una viscosidad  $\eta = 22727.27 \text{ Pa} \cdot \text{s}$  de tal manera que sustituyendo los valores en las ecuaciones 3.14 y 3.16:

$$\gamma = \frac{5.5 \times 10^{-6} \text{ m/s}}{0.01 \text{ m}} = 5.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 = (22727.27 \text{ Pa} * s)(5.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}) = 12.626 \text{ Pa}$$

De esta manera las magnitudes del arreglo experimental y en base al escalamiento propuesto la deformación observada en los modelos son equivalentes y/o comprenden aproximadamente los primeros 15 km en el prototipo natural (Norte del Golfo).

### III.V.I. “Set-up”.

Esta parte del modelado es muy importante y radica principalmente en idealizar la geometría experimental adecuada que represente un prototipo natural, con el objetivo de asemejar la deformación cinemática y dinámica dentro de un contexto geológico real. Cabe resaltar que un modelo de cualquier índole nunca podrá igualar las condiciones físicas y/o químicas, constantes o variables de un fenómeno natural complejo, de la misma manera explicar al 100 % todos los procesos involucrados. Los modelos simplemente tratan de representar alguno o parte de estos procesos (la parte mecánica principalmente), dentro de una ventana de tiempo experimental adecuada y con el objetivo de analizar y visualizar más fácil para poder llegar a un mejor entendimiento.

En el modelado analógico se experimenta con materiales que obedecen leyes físicas fundamentales, pero independientemente de conocer su estado físico y comportamiento reológico, en ocasiones no es sencillo plantear un *set-up* adecuado. Para lograr reproducir adecuadamente un proceso geológico, en muchas ocasiones es necesario correr varios experimentos donde se afinan detalles, tal y como los experimentos de esta tesis. Pero cuando se consigue el *set-up* ideal los resultados son muy favorables.

Para construir el *set-up* se parte inicialmente de un sistema sencillo, comenzando por aislar algunas variables (e. g., velocidad de deformación o ángulo de extensión) y considerando las adecuadas que representen los principales procesos involucrados en la evolución estructural de un evento. Para el caso de deformación extensional se consideran las estructuras primarias de borde que en mucho de los casos son las fallas maestras que controlan la deformación y se formaron al inicio de la apertura, en el modelado analógico representan límites de discontinuidad de velocidad. En nuestro caso, la falla Wagner (~N-S), Consag (~N-S) y Cerro Prieto (NW-SE) (González-Escobar *et al*, 2010) son estructuras paralelas a las fallas principales que se consideran controlan la deformación y evolución estructural de las cuencas Wagner y Consag (Figura 3.6 a).

De acuerdo a la geometría y orientación que presentan las principales estructuras en el Norte del Golfo de California y a partir de los datos publicados, se observa que el patrón estructural originado por las fallas de borde (falla Wagner y Consag principalmente) tiene un ángulo de 35° con respecto a la dirección de la apertura oblicua, donde algunas fallas como Cerro Prieto son casi paralelas. Por lo tanto estas discontinuidades se modelan a partir de dos placas fijas (falla Wagner y Cerro Prieto) y una móvil (falla Consag) situadas en la superficie de la mesa de modelado (Figura

3.6 b). Con este arreglo basal se pretende representar la formación y evolución estructural de las cuencas sedimentarias presentes en la zona de estudio.

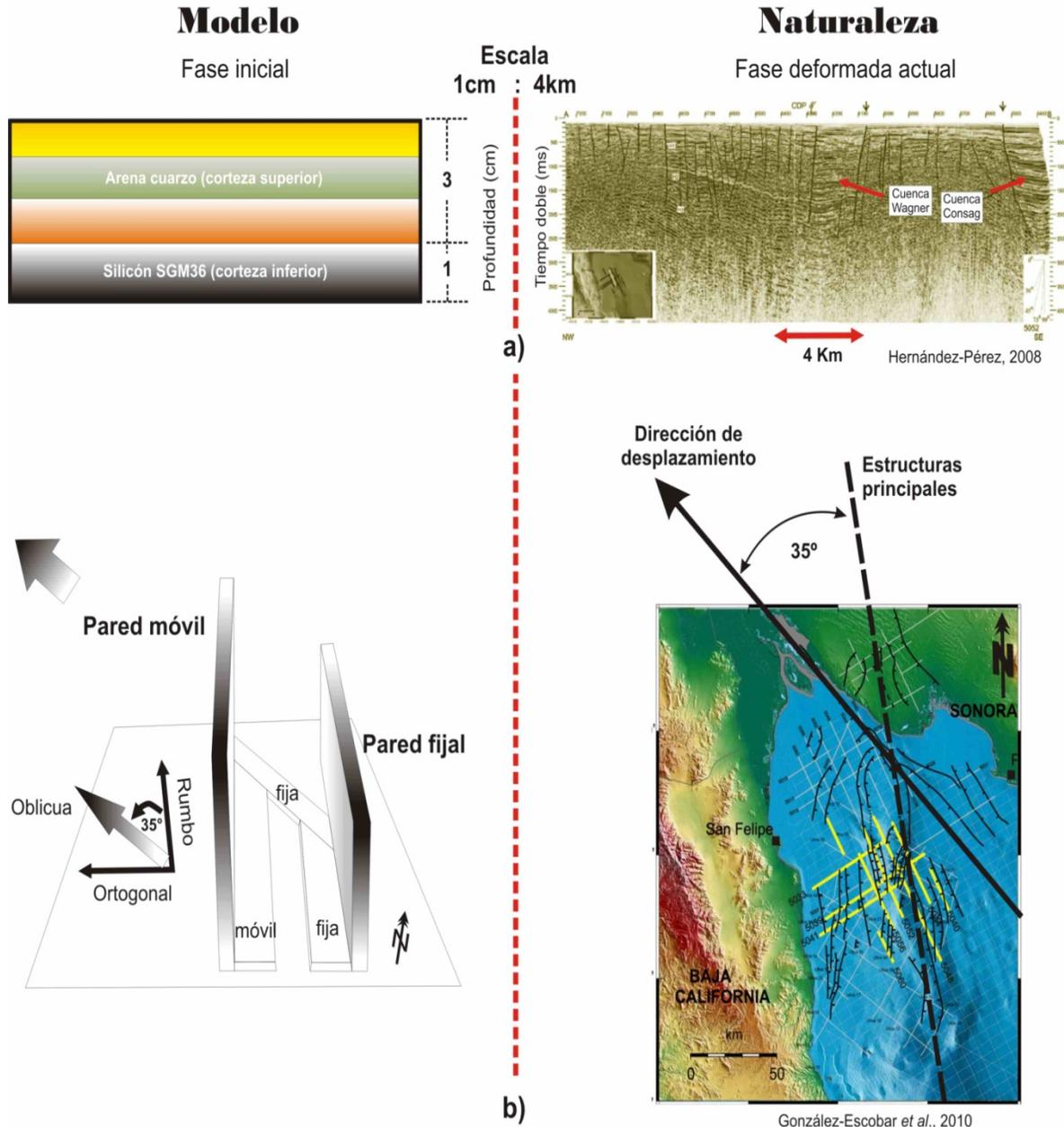


Figura 3.6. "Set-up". a) la imagen de la derecha es una sección sísmica disponible del trabajo de Hernández-Pérez donde interpreta la deformación del NGC y delimita las cuencas Wagner y Consag. Con base en los datos disponibles se propone una estratificación experimental sencilla que simula las condiciones iniciales de la corteza antes de adelgazarse y ser cubierta por sedimentos. b) La imagen de la izquierda es el arreglo experimental que intenta reproducir las principales discontinuidades (fallas) que controlan la deformación en el Norte del Golfo de California, sustentado por la figura de la derecha donde se aprecia las orientaciones actuales de las fallas principales con respecto al vector de desplazamiento.

Una vez estructurado el arreglo experimental, el paso a seguir es la construcción del modelo el cual consiste de dos capas: una inferior de 1 cm de espesor compuesta por silicón SGM-36 que tiene un comportamiento dúctil y que simula la corteza inferior. Para representar la corteza quebradiza se utilizó arena de cuarzo que diferenciada en tres capas de 3 cm de espesor y que por sus propiedades mecánicas (cohesión despreciable) es un excelente material análogo del comportamiento quebradizo. Este *set-up* (Figura 3.6 a) se construyó a partir del prototipo natural donde se aprecia la deformación cortical principalmente en sedimentos a los primeros kilómetros de profundidad (~7 km González-Escobar *et al*, 2009; Hernández-Pérez, 2008).

Por último, recordando que parte de los objetivos es la simulación de los efectos sedimentarios a lo largo de la extensión. De esta manera se contempló que cada vez que se extendiera el modelo y formara una depresión (cuenca) se le agregara arena a esa zona, con el objetivo de rellenar estas zonas extendidas y así poder simular la sedimentación presente en el Norte del Golfo. Por lo tanto se consideró que la sedimentación en el modelo fuera constante y proporcional a la extensión, en la Figura 3.7 se muestra el set up inicial en 3-d con sus respectivas características consideradas.

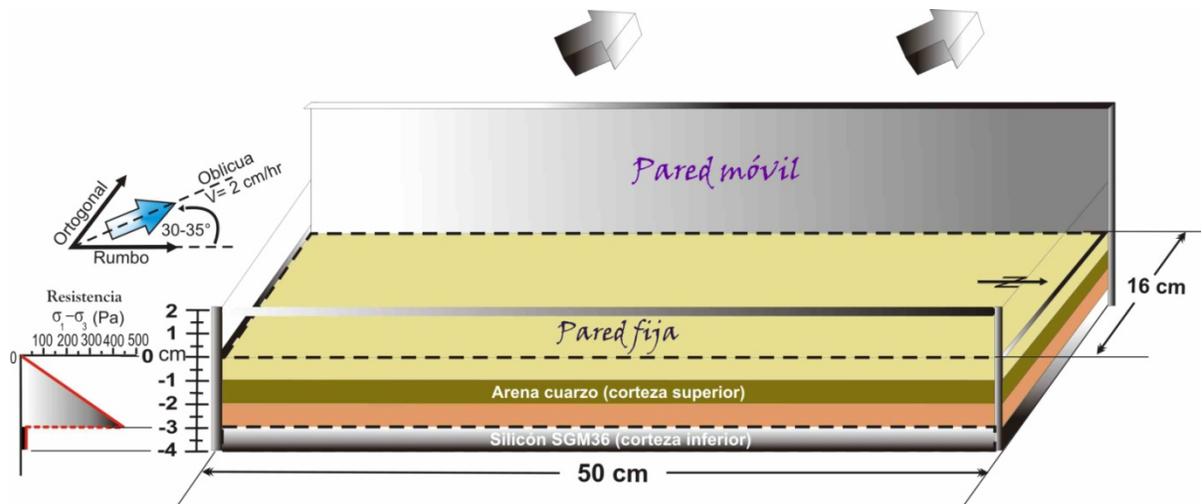


Figura 3.7. Condiciones iniciales. Se presenta un esquema en 3D del arreglo experimental final representativo de la serie de 7 experimentos, la cinemática de extensión reproducida en la mesa de modelado constituye una extensión con una componente ortogonal y simultáneamente una componente de rumbo, dando como resultado una tercera componente oblicua a 35° con respecto a la pared fija. Incluye el perfil de resistencia inicial. Cuando el modelo comienza a extenderse las depresiones resultantes fueron rellenadas con arena simulando la sedimentación.

### III.IX. Escalamiento, modelos del Sur del Golfo.

En términos de extensión la parte Sur del *rift* de California presenta una mayor deformación a lo largo de toda la margen, a tal grado de haber llegado a la ruptura litosférica, por consecuencia la formación de corteza oceánica así como de cuencas marinas (Farallón, Pescadero, Alarcón, Carmen) de hasta a 3 km de profundidad con respecto al nivel del mar y donde la sedimentación es despreciable. Con el objetivo de reproducir en laboratorio parte de la evolución estructural, para estas condiciones tectónicas, se consideró que el modelo natural inicial constara de cuatro

capas: corteza quebradiza, corteza inferior dúctil, manto litosférico y el manto astenosférico. De esta manera en términos experimentales el modelado requerido resulta más complejo.

Antes de realizar el escalamiento respectivo es importante mencionar y describir las propiedades reológicas de los materiales análogos utilizados. Tomando en cuenta que se trata de modelar una litosfera de cuatro capas se necesitan cuatro materiales análogos que simulen el mismo comportamiento mecánico para cada capa, para ello se realizaron varias mezclas principalmente con silicón SGM-86, arena de cuarzo, arena de corindón, plastilina, ácido oléico, glicerol y yeso.

Mezclando algunos de estos materiales se obtuvieron las mezclas que se ocuparon en el modelado. Finalmente, se trabajó con cuatro combinaciones diferentes: dos de ellas representan la corteza inferior una más débil con respecto a la otra, las otras dos simulan la litosfera similarmente con una menos débil (ver más en la parte de *set-up*). Las muestras fueron caracterizadas y analizadas por medio de un viscómetro en el laboratorio en donde se obtuvieron las curvas de flujo para cada una de las capas representativas (Figura 3.8).

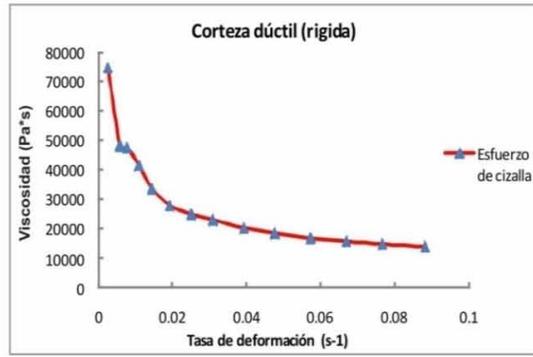
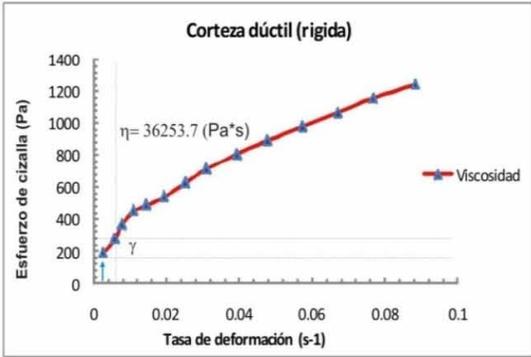
Para obtener el perfil de resistencia en las condiciones iniciales (Figura 3.9) se conoce que la capa superior que representa a la corteza quebradiza ( $T_b$ ) en el modelo mide 0.5 cm de espesor y consiste de micro esferas con una densidad aparente de 800 kg/cm<sup>3</sup> y bajo condiciones de esfuerzos de extensión de acuerdo a la ecuación 3.13 se conoce que la resistencia es:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2}{3} \left( 800 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right) \left( 9.81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \right) (0.005 \text{m}) = \mathbf{26.16 \text{ Pa}}$$

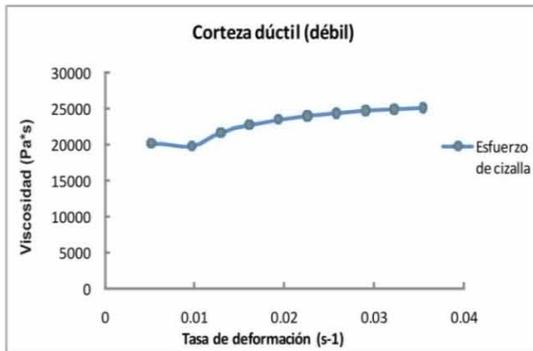
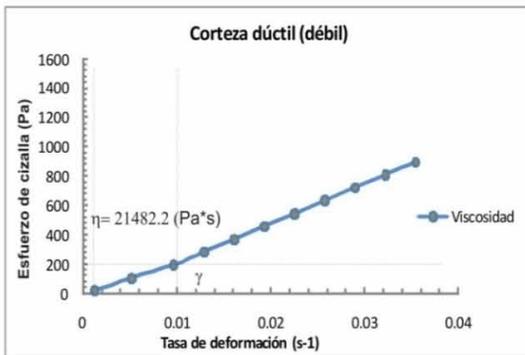
De acuerdo a la velocidad de deformación en la naturaleza, los modelos para esta serie experimental se corrieron a una velocidad ( $V$ ) de 1cm/hr =  $2.7 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ , mientras que el espesor ( $T_d$ ) que representa a la corteza inferior es de 0.4 cm =  $4 \times 10^{-3} \text{ m}$  y para la litosfera 0.6 cm =  $6 \times 10^{-3} \text{ m}$ , sustituyendo respectivamente en de la ecuación 3.14 se tiene una tasa de deformación de:

$$\gamma = \frac{2.7 \times 10^{-6} \text{ m/s}}{4 \times 10^{-3} \text{ m}} = \mathbf{6.9 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}} ; \quad \frac{2.7 \times 10^{-6} \text{ m/s}}{6 \times 10^{-3} \text{ m}} = \mathbf{4.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}}$$

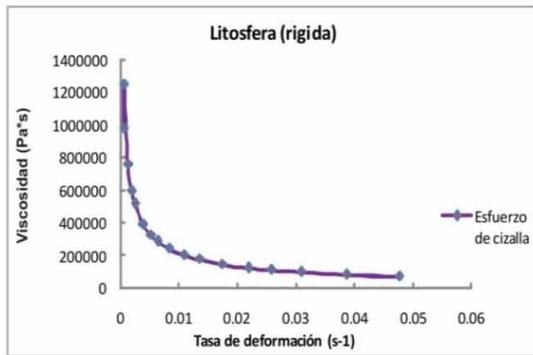
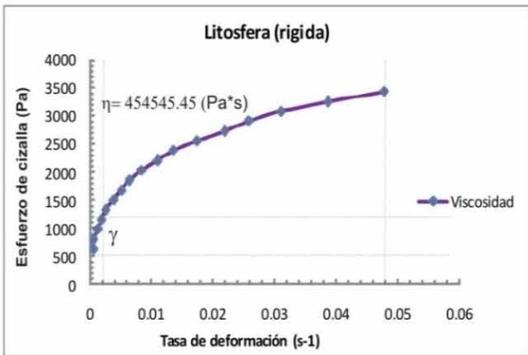
De acuerdo a la caracterización realizada a los materiales a una temperatura de 21°C en el LAMMG, se obtuvieron las relaciones de esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ) vs tasa de deformación ( $\dot{\gamma}$ ) (Figura 3.8). De acuerdo a la ecuación 3.13 la viscosidad se obtiene a partir de la pendiente en la curva de flujo resultante. En base a los valores de  $\dot{\gamma}$  en los que se está trabajando. De tal manera que los resultados de viscosidades obtenidos en las mezclas utilizadas son:  $\eta = (3.6 \times 10^4, 2.1 \times 10^4) \text{ Pa}\cdot\text{s}$ , para la corteza inferior rígida y débil;  $\eta = (4.5 \times 10^5, 3.7 \times 10^5) \text{ Pa}\cdot\text{s}$ , para el manto litosférico rígido y débil, respectivamente.



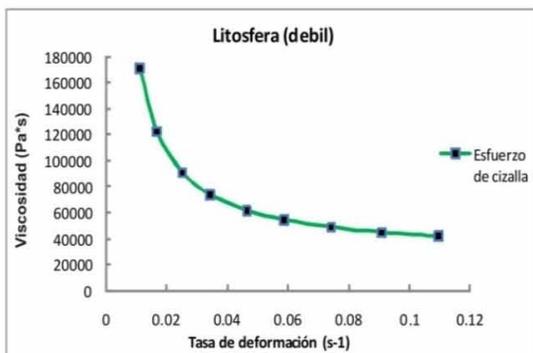
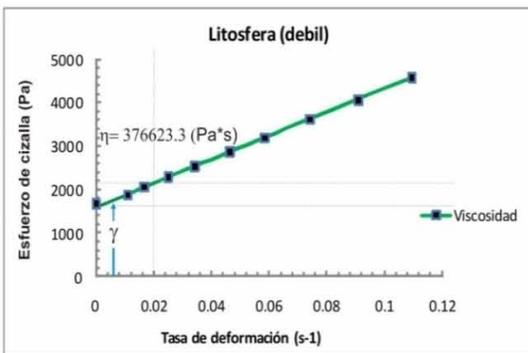
a)



b)



c)



d)

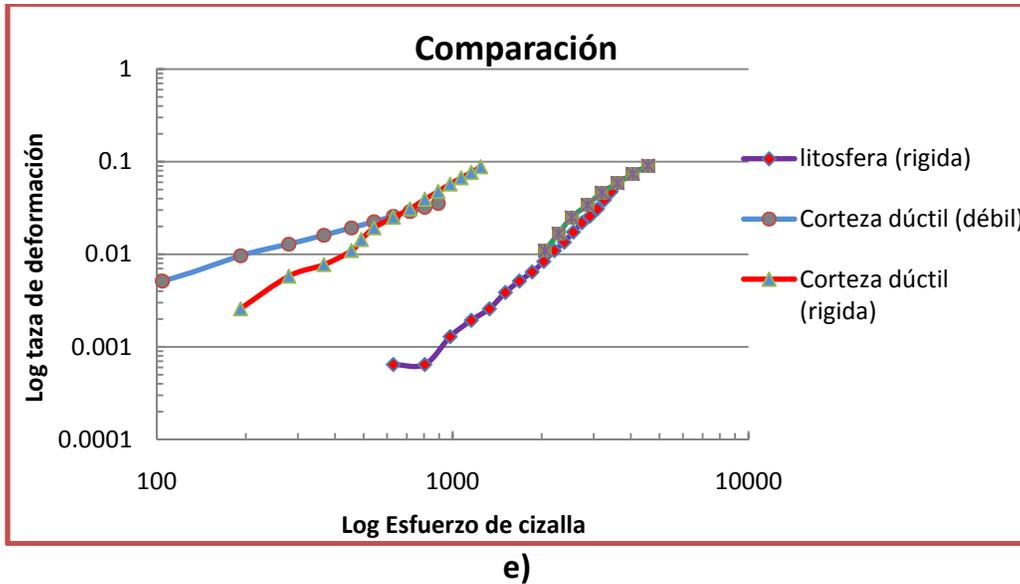


Figura 3.8. Graficas de materiales, a, b, c y d presentan las curvas de flujo de los materiales análogos caracterizadas en el laboratorio (LAMMG) y utilizados en los modelos para las capas que simulan la corteza inferior y la litosfera. A la derecha se observa la evolución del esfuerzo de cizalla mientras que a la izquierda los gráficos describen el comportamiento viscoso de la muestra a una amplia ventana de deformación y en donde a partir de la curva de flujo se calculo la viscosidad de la muestra en base a la tasa de deformación que presento el modelo. Mientras que e) es la comparación del comportamiento de las cuatro mezclas utilizadas en escala logarítmica en donde se observan que todas comienzan a deformarse a diferentes esfuerzos de cizalla pero en general presentan un comportamiento similar.

Teniendo así todos los parámetros dinámicos involucrados en el *set-up* inicial del modelo se puede construir los respectivos perfiles de resistencia (Figura 3.9). Una vez establecidos los valores de viscosidad se procede a calcular la resistencia de cada capa, así es que sustituyendo en la ecuación 3.16:

$$\begin{aligned}
 \text{Corteza inferior (rigida)} \quad \sigma_1 - \sigma_3 &= (36253.7 \text{ Pa} \cdot \text{s})(6.9 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}) = \mathbf{25.01 \text{ Pa}} \\
 \text{Corteza inferior (débil)} \quad \sigma_1 - \sigma_3 &= (21887.8 \text{ Pa} \cdot \text{s})(6.9 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}) = \mathbf{14.8 \text{ Pa}} \\
 \text{Manto Litoférico (rigido)} \quad \sigma_1 - \sigma_3 &= (454545.45 \text{ Pa} \cdot \text{s})(4.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}) = \mathbf{209 \text{ Pa}} \\
 \text{Manto Litoférico (débil)} \quad \sigma_1 - \sigma_3 &= (376623.3 \text{ Pa} \cdot \text{s})(4.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}) = \mathbf{173.2 \text{ Pa}}
 \end{aligned}$$

### III.X. Relación de Ramberg (*Rm*) y Smoluchowsky (*Sm*).

En 1982, Ramberg mostro que las condiciones de evaluación de similitud dinámica y de escalamiento de los modelos también pueden obtenerse a través de la comparación de un conjunto de números dimensionales, o relación de fuerzas características entre el modelo y la naturaleza. Para una deformación viscosa una relación dimensional frecuentemente usada es el número de Ramberg (*Rm* Nombrado por Weijemars y Schmelig, 1986) donde representan la relación gravitacional de fuerzas viscosas:

$$Rm = \frac{\rho_d g h_d}{\eta \gamma} = \frac{\rho_d g h_d}{\eta (V/h_d)} = \frac{\rho_d g h_d^2}{\eta V} \quad (3.17)$$

Donde  $\rho_d$  y  $h_d$  son las densidades de las capas dúctiles,  $g$  es la aceleración gravitacional,  $\eta$  es la viscosidad,  $\gamma$  es la tasa de deformación, y  $V$  es la velocidad. Para el comportamiento quebradizo, las similitudes dinámicas pueden comprobarse comparando la relación entre las fuerzas gravitacionales y fricciónales, el cual puede considerarse como análogas al número Smoluchowsky ( $Sm$ ) definida por Ramberg (1981).

$$Sm = \frac{\rho_d g h_b}{c + \mu_c \rho_b g h_b} \quad (3.18)$$

Donde  $\rho_d$  y  $h_b$  son las densidades del espesor de las capas quebradizas,  $g$  es la aceleración gravitacional,  $c$  es la cohesión y  $\mu_c$  es el coeficiente de fricción interna.

Las similitudes dinámicas requieren que la relación de fuerzas en el experimento y en el prototipo natural sea constante, la relación entre dos fuerzas disimiles en el modelo debe asumir el mismo valor que la relación entre las mismas fuerzas en la naturaleza, Por lo tanto los números experimentales  $Rm$  y  $Sm$  deben compartir el mismo valor con respecto a la naturaleza y estas similitudes pueden usarse para establecer el escalamiento de los modelos.

*Rm* Naturaleza (*rift* de California)

Para calcular el valor de  $Rm$  se considera una densidad en la litosfera de  $\sim 3000 \text{ kg/m}^3$ , tomando el valor de  $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ , mientras que el espesor de las capas dúctiles involucradas (corteza inferior y litosfera) en la zona de estudio es  $\sim 25 \text{ km}$  y la velocidad de extensión  $\sim 48 \text{ mm/año} = 1.52 \times 10^{-9} \text{ m/s}$  (Lizarralde *et al.*, 2007), tomando en cuenta que los valores de viscosidad de la corteza inferior y el manto varían entre  $1 \times 10^{19}$  y  $1 \times 10^{23}$  se puede considerar que un valor razonable para modelar el Golfo de California es  $1 \times 10^{21}$ , sustituyendo los valores en la ecuación 3.17 se tiene que:

$$Rm = \frac{(3000 \text{ kg/m}^3)(9.81 \text{ m/s}^2)(25000 \text{ m})}{1 \times 10^{21} \text{ Pa*s} \left( \frac{1.52 \times 10^{-9} \text{ m/s}}{25000 \text{ m}} \right)} = 12.1$$

Modelo

El valor promedio de la densidad en las capas dúctiles del modelo es alrededor de  $1400 \text{ kg/m}^3$ ,  $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ , mientras que el espesor de las capas es  $0.9 \text{ cm} = 0.009 \text{ m}$ , la velocidad de extensión fue  $1 \text{ cm/hr} = 2.77 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ , el valor promedio de viscosidad en las capas dúctiles menos resistentes es de  $199255.55 \text{ Pa*s}$ , así es que sustituyendo los valores en la ecuación 3.17.

$$Rm = \frac{(1400 \text{ kg/m}^3)(9.81 \text{ m/s}^2)(0.009 \text{ m})}{199255.55 \text{ Pa*s} \left( \frac{2.77 \times 10^{-6} \text{ m/s}}{0.009 \text{ m}} \right)} = 2.01$$

El valor  $Rm$  en la naturaleza y en el modelo son de la misma magnitud por lo tanto se justifica el modelado.

$S_m$  Naturaleza

Corteza superior densidad  $\sim 2700 \text{ kg/m}^3$ , la gravedad  $9.81 \text{ m/s}^2$ , el espesor promedio es de  $1.8 \times 10^4 \text{ m}$ , considerando una cohesión ( $c$ ) de  $1 \times 10^7 \text{ Pa}$  y  $\mu_c = 0.6$  (Corti *et al.*, 2003), Por lo tanto:

$$S_m = \frac{(2700 \text{ kg/m}^3)(9.81 \text{ m/s}^2)(1.8 \times 10^4 \text{ m})}{1 \times 10^7 \text{ Pa} + 0.6 (2700 \text{ kg/m}^3)(9.81 \text{ m/s}^2)(1.8 \times 10^4 \text{ m})} = 1.61$$

En el modelo el valor de las micro esferas que representa la corteza superior quebradiza es de  $800 \text{ kg/m}^3$ ,  $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ , el espesor fue de  $0.005 \text{ m}$ , la cohesión es despreciable

$$S_m = \frac{(800 \text{ kg/m}^3)(9.81 \text{ m/s}^2)(0.005 \text{ m})}{0 \text{ Pa} + 0.6 (2700 \text{ kg/m}^3)(9.81 \text{ m/s}^2)(0.005 \text{ m})} = 1.666$$

El valor  $S_m$  en la naturaleza y en el modelo son de la misma magnitud por lo tanto se justifica el modelado.

### III.XI. Set up.

Como ya se menciona anteriormente la técnica de modelado analógico en ocasiones puede complicarse, tal es el ejemplo de cuando se pretende involucrar los procesos isostáticos, ya que todo el peso y volumen del modelo (capas dúctiles y quebradizas) literalmente deben de flotar sobre un fluido de alta densidad (representando la astenósfera). Una de las dificultades cuando se construye y deforma el modelo es que las capas no se adhieran perfectamente a la pared móvil la cual reproduce la extensión. También encontrar un arreglo experimental adecuado y que este bien escalado reológicamente ya que para el caso de modelos de escala litosférica aún no se tiene una receta bien establecida. Además también se requiere mucho tiempo de preparación tal como los experimentos realizados en esta tesis. Por lo tanto cabe resaltar que muy pocos laboratorios en el mundo han intentado realizar este tipo de modelos y solo algunos han obtenido buenos resultados (Autin *et al.*, 2011).

Se realizaron en total 11 modelos y se obtuvieron los resultados deseados a partir del número 9, con base en la corrección de los errores técnicos y afinar detalles en el arreglo experimental. El *arreglo experimental* utilizado consiste inicialmente en una capa base constituida por una mezcla de glicerol con yeso, inicialmente poco densa en los primeros experimentos pero al agregarle cemento gris se consiguió aumentar su densidad ( $2.0 \text{ g/cm}^3$ ), este fluido simula el manto astenosférico. Flotando sobre esta capa se encuentra una mezcla de silicón con plastilina y arena de corindón con una densidad de  $1.7 \text{ g/cm}^3$ , un espesor de  $0.6 \text{ cm}$  que simula al manto litosférico, esta capa quizá sea la más importante en el arreglo experimental ya que las estructuras resultantes en superficie dependen fuertemente de la resistencia del manto litosférico de los bloques rígidos.

Una de las ideas en la cual se sustentan los modelos propuestos en este trabajo es el explicar la evolución tectónica del *rift* del Golfo de California a partir de una geometría inicial en zigzag, derivada de la segmentación del *riff* a escala litosférica. Ya que cuando la extensión comenzó a propagarse se formaron las fallas de borde que en la actualidad se observan tanto en las plataformas como en el borde continental. Basándose en este planteamiento, para fines de modelado se construyó una franja de 2 cm de ancho del mismo espesor (0.6 cm), de menor resistencia que el resto en la capa (mezcla 4). Esta franja simula la zona de la litosfera débil que se extiende y adelgaza (mezcla 2), Figura 3.9.

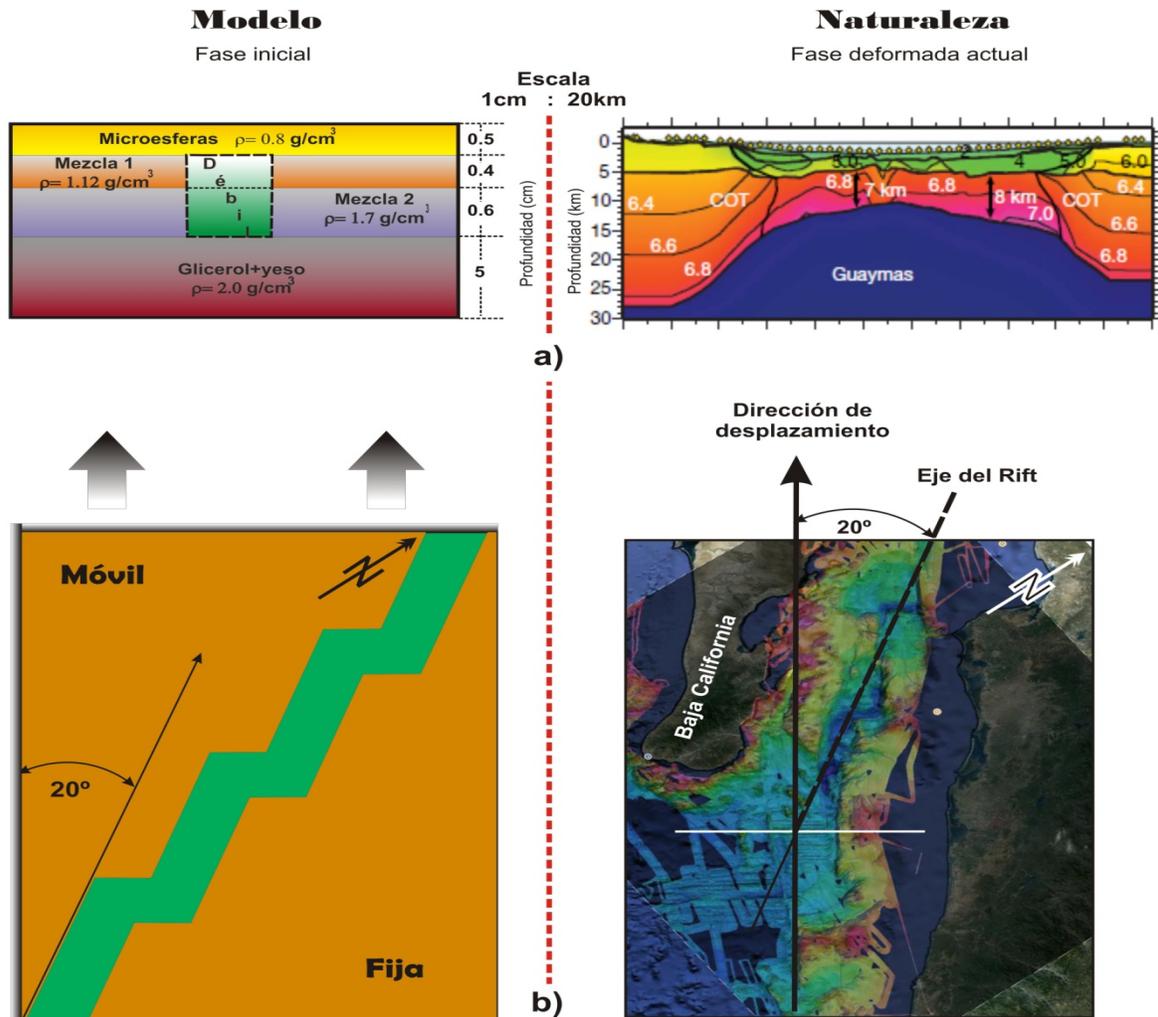


Figura 3.9. *Set-up*. A) En la figura de la derecha es el perfil de Guaymas, una de las secciones disponibles del rift de California (Lizarralde *et al*, 2007), a la izquierda se plantea el arreglo inicial experimental propuesto en los modelos, la zona débil caracterizada por menor resistencia es inferida para que en esa parte de adelgace y rompa propagando de esta manera el *riff*. B) es la geometría superficial donde a la derecha se ilustra la orientación del eje de *riff* con respecto a la dirección de extensión de la placa del Pacífico (20°), a la izquierda el arreglo experimental con la zona de zigzag menos resistente dividiendo prácticamente dos bloques uno fijo y el otro móvil.

Por encima se sitúa otra capa dúctil con un espesor de 0.4 cm y consiste en una mezcla de silicón SGM-86, arena de cuarzo y plastilina, tiene una densidad de  $1.2 \text{ g/cm}^3$ , al igual que la capa inferior sigue la misma geometría experimental, ya que se integra una franja en zigzag con menor resistencia (M3, Figura 3.10), esta capa representa la corteza inferior (mezcla 1). Por último la capa más somera que representa la corteza superior quebradiza formada por microesferas de vidrio huecas, tiene una densidad aparente de  $0.8 \text{ g/cm}^3$ , un espesor de 0.5 cm, Figura 3.9 y 3.10.

La dirección general del eje del *rift* tiene un ángulo  $\sim 20^\circ$  con respecto al vector de desplazamiento en extensión oblicua (Fletcher *et al.*, 2007), esta misma dirección fue considerada en el modelo para la zona débil inferida (franja en zigzag) con respecto a la pared móvil. Con este arreglo geométrico el modelo queda segmentado diagonalmente en dos bloques, uno que al moverse la pared móvil se mueve junto con ella y otro que queda adherido a las placas de acrílico esperando la margen del *rift* se forme a los bordes de estos bloques (Figura 3.9).

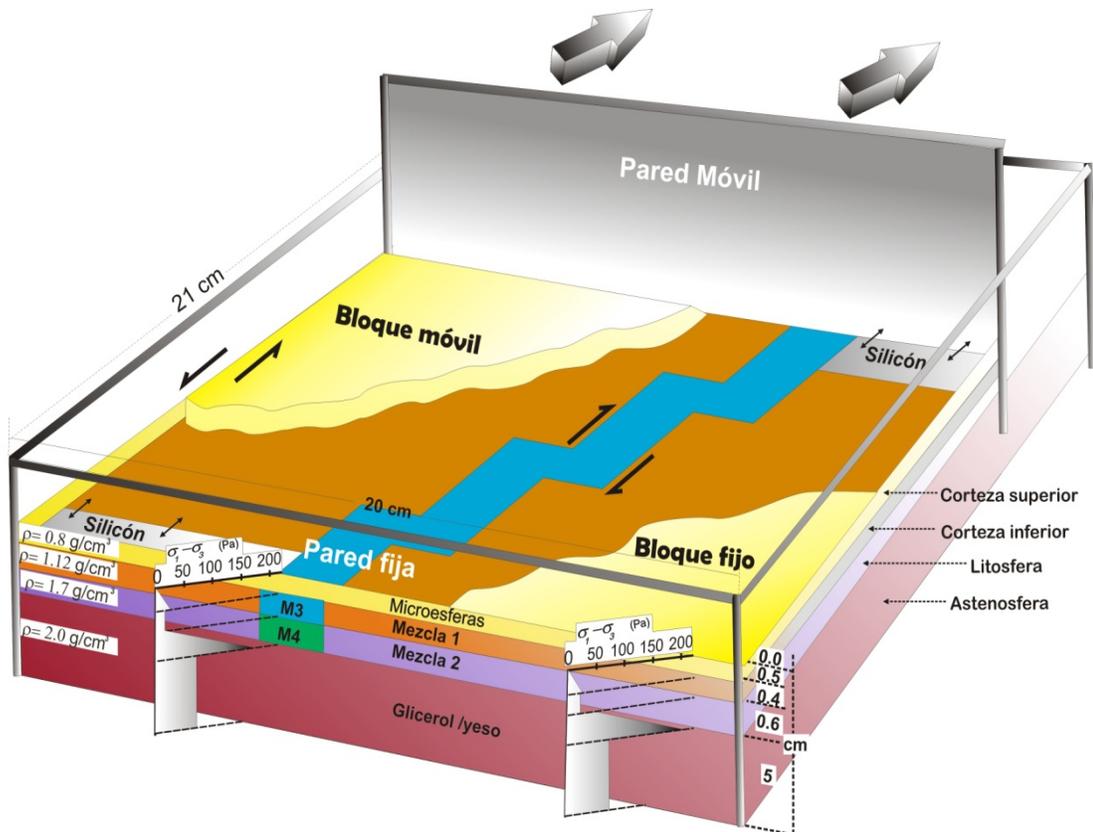


Figura 3.10. Esquema 3D del *set-up* en la serie experimental de la parte Sur del *rift* de Baja California, se observan las cuatro capas representativas de la zona de extensión en donde la mezcla 1, 2, M3 y M4 (ver texto) son las mezclas escaladas reológicamente y simulan la estratificación mecánica inicial del *rift*. Se proyectan los respectivos perfiles de resistencia para cada secuencia mecánica en donde se observa que en la franja débil inferida es menos resistente. En superficie la franja débil divide el modelo en dos bloques uno fijo y el otro móvil. Las partes donde hay silicón son zonas despreciable se utiliza para compensar el relieve superficial inicial.

### III.XII. Análisis de la deformación.

Una vez obtenidos los resultados del modelado, se procede a interpretar y analizar los datos cuya fuente principal son fotografías tomadas de la superficie del modelo. La secuencia de fotos consistió en tomar una cada 5 minutos a lo largo de 5 ó 6 horas dependiendo de la duración del experimento. Por lo tanto se tiene un número considerable de fotos y un buen control de la evolución estructural del modelo.

#### III.XII.I. Mediciones geométricas.

Para el caso de la serie experimental del Norte del Golfo de California las fotos obtenidas fueron analizadas en el programa “*image-pro*” (software que permite editar y medir distintos parámetros geométricos) con el objetivo de obtener diferentes mediciones estructurales en superficie a lo largo de la evolución, de esta manera se puede cuantificar las diferencias cinemáticas para las distintas etapas (Figura 3.11).

Se realizaron análisis y mediciones como las distancias de la pared fija con respecto a la posición de las trazas de las fallas durante la deformación del modelo. Se analizaron y midieron los espesores y los ángulos de las fallas entre otras mediciones con el objetivo de comparar entender la cinemática y comparar los datos del modelo con los datos en la naturaleza (cuenca Wagner y Consag).

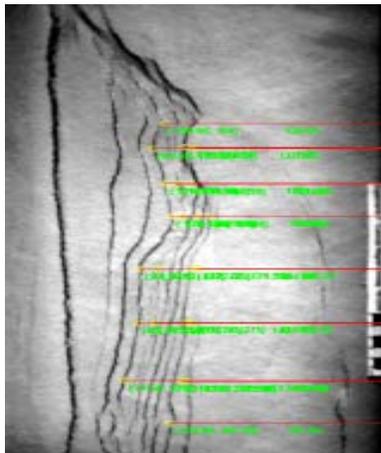


Figura 3.11. Ejemplo de mediciones realizadas a los datos (secuencia fotográfica) obtenidas del modelado. En este caso se observan las distancias de la pared fija con respecto a la traza de una de las fallas, los datos de las mediciones pueden ser exportados a cualquier hoja de cálculo como Excel, en donde se pueden graficar.

Para el caso de la serie experimental del Sur del Golfo además de realizar las respectivas mediciones de algunos parámetros importantes, se implementó una técnica óptica denominada técnica de franjas, con el objetivo de obtener el relieve topográfico con buena resolución y así poder entender e interpretar mejor la evolución estructural del modelado. Cabe decir que esta técnica se desarrolló en el LAMMG y es una técnica adecuada para los fines de modelado (Cerca *et al.*, 2009).

III.XII.II. Método de Franjas para obtener el relieve de los experimentos.

Medición de desplazamiento fuera del plano (relieve). El desplazamiento de un punto, en general se puede representar por dos componentes, la primera en plano ( $u$ ), es decir paralela al plano medio de la superficie (en línea punteada Figura 3.13) y la segunda afuera del plano ( $w$ ), en dirección perpendicular a la anterior.

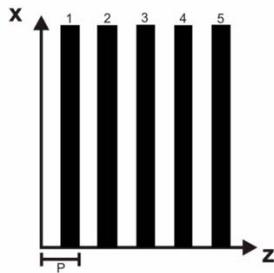


Figura 3.12. Patrón de franjas

El método de proyección de franjas es un método que permite la medición de la componente fuera del plano, en forma automática. Se basa en la proyección de luz por medio de una rejilla con franjas binaria, es decir mitad claras (transparentes) y mitad oscuras, Figura 3.12 sobre la superficie del

modelo a prueba. Como se observa en la Figura 3.13 cuando la superficie del modelo es plana, el periodo de la rejilla proyectada es constante en toda la superficie. Sin embargo, si la superficie tiene alguna desviación, por ejemplo el salto en A, entonces la franja que debería haber caído en A cae en C. Un observador directamente arriba del modelo (Cámara CCD) captará que la franja que se ha desplazado lateralmente una distancia BC. En este caso, se dice que la altura AB modula la fase de las franjas, Figura 3.14 (Barrientos *et al.*, 2008).

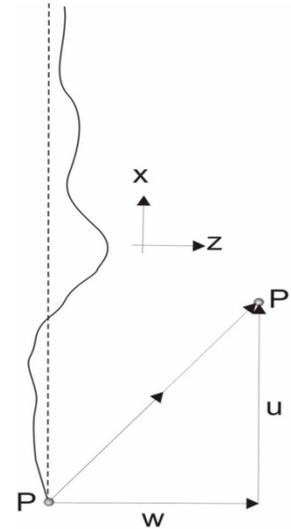


Figura 3.13. Análisis superficial

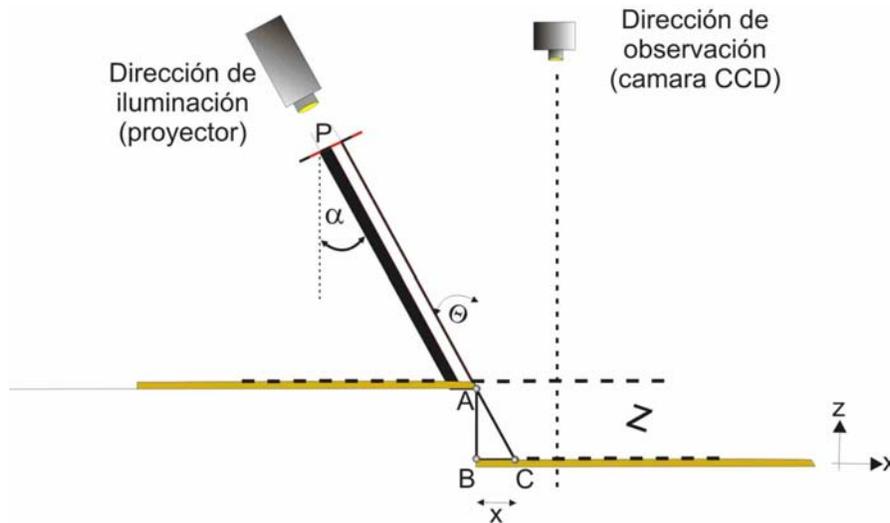


Figura 3.14. Análisis geométrico del patrón de franjas proyectado a la superficie del modelo, en donde básicamente se parte de una foto inicial en un estado sin deformar y otra foto para una fase deformada, al comparar la diferencia de fases de cada una de las fotos se obtiene la deformación. La cámara CCD es simplemente un modelo fotográfico sensible que toma aproximadamente 100 fotos/segundo.

Entonces el objetivo es poder calcular dicha fase correspondiente a cierta distribución de alturas. Debido a que un desplazamiento de franja  $p$  corresponde a un cambio de fase de la franja  $2\pi$  entonces para un desplazamiento  $x$  (en cualquier dirección) en general, la fase cambia  $\phi = 2\pi x/p$ . De la figura 4.9, la altura correspondiente respecto al plano es  $h = x/\tan\alpha$ , donde  $\alpha$  es el ángulo de proyección, por lo tanto la relación entre fase y altura está dada por:

$$h(x, y) = \frac{\phi(x, y)}{2\pi} \frac{p}{\tan \alpha} \quad (3.19)$$

Si tanto el ángulo de proyección como el periodo son conocidos, entonces una vez que se conoce la fase en cada punto de la superficie, la distribución de alturas del modelo puede ser calculada. Adicionalmente si a la superficie se le induce deformación fuera del plano, entonces la distribución de alturas cambiará a:

$$h'(x, y) = \frac{\phi'(x, y)}{2\pi} \frac{p}{\tan \alpha} \quad (3.20)$$

Donde  $\phi'(x, y)$  es la distribución de fase para el estado deformado de la superficie del modelo (mapa de fase del estado deformado). Similarmente a  $\phi(x, y)$  se le conoce como mapa de fase del estado de referencia. El estado de referencia puede ser cualquier otro estado deformado y no necesariamente un estado con la superficie plana. Para determinar la deformación fuera del plano  $w$  se toma la resta de (4.22) y (4.23).

$$w(x, y) = h'(x, y) - h(x, y) = \frac{\phi'(x, y) - \phi(x, y)}{2\pi} \frac{p}{\tan \alpha} \quad (3.21)$$

La cual implica una diferencia de fase de dos estados diferentes de la superficie. A este método para medir deformación se le conoce como diferencia de fase. Un patrón de franjas proyectado es equivalente a una frecuencia portadora como la que requiere el método de Fourier para el cálculo de fase. Por tanto, el método de proyección conduce directamente a elegir el método de Fourier para el cálculo de fase. El método de Fourier entonces se aplica dos veces a las imágenes correspondientes a los dos estados diferentes (Figura 4.11) y se obtienen así  $\phi(x, y)$  y  $\phi'(x, y)$  en forma automática para cada punto de una imagen. Luego se toma su diferencia para encontrar por medio de la ecuación (4.24) la deformación fuera del plano.

Los datos son obtenidos a través de la secuencia fotográfica superficial realizada a lo largo de la evolución del modelo, de tal forma que se comparan y procesan las imágenes con el objetivo de obtener el mapa de relieve topográfico a una buena resolución. El procesado de todas las imágenes analizadas se realizan en el software llamado ZEBRA (Barrientos *et al.*, 2008)

### III.XII.III. Interpretación de las secciones sísmicas.

Parte de las actividades realizadas en esta tesis fueron en gran medida trabajo en el laboratorio (LAMMG) así como también el análisis de publicaciones previas, debido a que la parte esencial de este trabajo se sustenta en resultados experimentales. Sin embargo a pesar de que no se considero el trabajo de campo para minimizar el tiempo, se podría decir que en sustitución de esta actividad se incluyó la participación en el crucero científico para explorar el Golfo de California

dentro del proyecto: “The submarine magmatic record of the transition from arc magmatism to continental rifting and seafloor spreading at the Gulf of California MARGINS focus site”, donde se colaboró en la descripción y clasificación *insitu* (en barco) de rocas extraídas del fondo oceánico, en el crucero llamado “Atlantis”. Esta expedición duró un mes y básicamente consistió en navegar dentro del golfo de California en la cual se recabaron los primeros datos (batimetría, muestreo de rocas) que se utilizaron en este proyecto.

Otra actividad realizada en sustitución del trabajo de campo fue una estancia de un mes en el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE). La cual consistió en aprender el procesado sísmico concerniente a la información disponible (secciones sísmicas) que involucra la parte Norte del Golfo de California, específicamente en las cuencas Wagner y Consag; Análisis y procesado de las secciones dentro del software utilizado en el laboratorio de sísmica II; Captura de datos (secciones) relevantes a los resultados en el modelado analógico con el objetivo de entender deformación en esa zona y poder realizar una mejor interpretación. Los datos sísmicos representan una gran herramienta debido a que la zona presenta una alta sedimentación que a lo largo del tiempo ha rellenado la topografía submarina, efecto que complica la interpretación ya que tanto las estructuras primarias como secundarias constantemente han sido sepultadas. Por lo tanto se describe a continuación de una forma básica la obtención de los datos, el procesado y la interpretación realizada.

### III.XIII. Obtención de los datos sísmicos.

Los datos sísmicos de reflexión que se utilizaron para el presente trabajo fueron proporcionados por el Dr. Mario González Escobar responsable del laboratorio de Geofísica Aplicada en CICESE, los cuales fueron obtenidos por PEMEX entre los años 1978 y 1980 como parte del Prospecto San Felipe–Tiburón. La información sísmica es 2D, marina multicanal que se obtuvo usando un arreglo de 48 canales espaciados cada 50 m, utilizando como fuente sísmica cañones de aire (161 pulgadas cúbicas). El tiempo de grabación fue de 6.144 s y el intervalo de muestreo fue de 2 ms, con una redundancia de 4800 % (Aguilar-Campos *et al*, 2005. Gonzales-Escobar, 2009).

El método sísmico de reflexión utilizado en la obtención de los datos se basa en generar frentes de ondas sísmicos sobre las distintas interfaces del subsuelo. Estas interfaces reflejan la energía de acuerdo a los contrastes de impedancia acústica entre capas de roca. Las reflexiones son detectadas por los receptores geófonos que se ubican en superficie o hidrófonos (dentro del mar) a 10 m de profundidad (ver Aguilar-Campos 2007; Hernandez-Peres, 2008). Este método consiste en tres etapas principales: *adquisición de datos, procesamiento e interpretación*. Las tres etapas están íntimamente relacionadas y la correcta ejecución de cada una será la base para lograr buenos resultados en la siguiente etapa (Pérez-Tinajero, 2007, presenta más detalles de los pasos que se siguen para el procesamiento).

#### III.XIII.I. Procesado.

El procesamiento consiste en la elección y posterior aplicación de parámetros y algoritmos de tratamiento adecuados a los datos sísmicos adquiridos en el campo con el fin de obtener

secciones sísmicas de calidad. La secuencia básica del procesado de datos es: el pre-apilamiento (pre-stack), el apilamiento (stacking) y el proceso post-apilamiento (Aguilar-Campos, 2007). Cada etapa involucra varios subprocesos con respectivas aplicaciones y/o procesado. Para los fines de este trabajo solo se mencionara resumidamente en qué consisten.

El pre-apilamiento (pre-stack). Consiste inicialmente en verificar el formato inicial de los datos y dependiendo del caso convertirlos para el procesado consecuente. Posteriormente se define la geometría de las estaciones receptoras de disparo: posición (x, y, z), distancias y azimut entre la fuente y el receptor. Después se procede a editar los registros en donde se eliminan las trazas que no tienen buena resolución señal/ruido, así como la eliminación de los primeros arribos (*top mute*), que elimina la energía y el ruido de fondo que no proceden de la fuente.

Una vez realizado los procesos anteriores se realiza el filtrado de frecuencia que tiene como objetivo eliminar o atenuar el ruido y resaltar los eventos de reflexión. También permite identificar problemas de *aliasing*, ocasionados por un muestreo espacial insuficiente durante la etapa de adquisición de datos. Este tipo de ruido se evidencia por una repetición de las pendientes en la región opuesta del espectro. También se efectúan correcciones por divergencia esférica que consisten recuperar la amplitud perdida efecto que ocurre cuando los frentes de onda se alejan de la fuente. El último proceso realizado en esta etapa consiste en la compresión de la ondícula básica, mejorando la resolución temporal de los datos sísmicos y mejora la resolución temporal de los datos sísmicos.

Procesamiento de Apilamiento (Stack). Inicialmente se ordena las trazas sísmicas con la finalidad de obtener una traza resultante (traza CMP), la cual va a poseer una mejor relación señal-ruido. Consecuentemente se realiza el análisis de velocidad y consiste en obtener una ley de velocidades acorde con las características geológicas del subsuelo. Este se realiza sobre los CDP's (*Common MidPoint*, por sus siglas en inglés) estimar las velocidades que están asociadas a las interfaces de los reflectores que tienen un fuerte contraste en impedancia acústica. Una vez hecho el análisis, se obtiene un modelo de velocidades ideal para hacer correcciones por divergencia esférica necesarias para obtener un modelo de velocidades óptimo, que permita hacer el apilamiento y así finalmente adquirir una sección sísmica.

Esta parte de análisis de velocidad tiene mucha relevancia y significado en las líneas procesadas en este trabajo, debido a que en este parte se hacen relacionan escalares de profundidad que representan la geometría de estructuras en la naturaleza. La relación de velocidad en las secciones disponibles y utilizadas está en tiempo doble (mili-segundos (ms)) debido a que cada rayo reflejado ha hecho el viaje de ida (incidencia) y vuelta (reflexión). El punto final del procesado es proporcionar una referencia a profundidad de estas imágenes sísmicas y aunque no se trabajo con un modelo específico se considero que un segundo equivale a un kilómetro en la naturaleza, la cual es una aproximación que se hace comúnmente en la industria petrolera para fines de interpretación (referencia).

Después de tener el modelo de velocidad se realiza la corrección por NMO en donde se lleva a la horizontalidad a aquellos reflectores que tienen una superficie hiperbólica. Para esta operación se hace uso del modelo de velocidades obtenido del análisis de las velocidades. Si el modelo de velocidades es correcto los registros resultantes tendrían reflectores horizontales. Posteriormente se procede a sumar (*stack*) todas aquellas trazas provenientes de un mismo punto de reflejo común. Este proceso se realiza con la finalidad de generar una imagen preliminar del subsuelo (apilamiento *stack*).

Procesamiento Post-Apilamiento (*Post-Stack*). En esta etapa se corrigen los efectos de la propagación de la onda en las amplitudes de las trazas, producidas a la propagación de la onda en el subsuelo. Además se realiza el filtrado variable en tiempo, es un filtro pasa-banda que elimina el ruido relacionado a bajas y/o altas frecuencias que se presentan en bandas de tiempo en la sección apilada. Finalmente se mejora geoméricamente la resolución lateral moviendo la inclinación de los reflectores a su verdadera posición en el subsuelo (migración en tiempo).

Una vez realizado todo el procesado sísmico el resultado es una sección sísmica que puede manejarse y editarse en distintos formatos, para fines de esta tesis la interpretación se trabajó como una imagen.

### **III.XIII.III. Interpretación.**

El objetivo de la interpretación es ilustrar y/o representar la geometría de estructuras: fallas, pliegues asociados a fallas normales como pliegues de arrastre, así como de las inclinaciones en la estratificación. Estas estructuras evidencian cambios geológicos en la sedimentación, en el estilo de deformación resultante así como también consecuentemente cambios en el tiempo. Al tener una interpretación definida, es posible construir y definir episodios y dominios estructurales que definan la deformación de la corteza marina y continental que constituye al Golfo de California.

Teniendo como base la información sísmica donde se asume que la impedancia acústica (producto de la velocidad y densidad) es la que genera eventos coherentes en las secciones sísmicas que a su vez están asociados con la estratificación sedimentaria, el tiempo de llegada de los eventos coherentes está relacionado a las estructuras (fallas, pliegues, inclinaciones en la estratificación, etc).

La forma de realizar la interpretación consistió inicialmente en la identificación de los reflectores horizontales. Cuando la continuidad lateral de un reflector en una sección sísmica termina abruptamente y después aparece desplazado, indica la presencia de un plano de falla (Figura 3.15). Además de encontrar inclinaciones de las capas sedimentarias en este caso, asociadas a los planos de fallas.

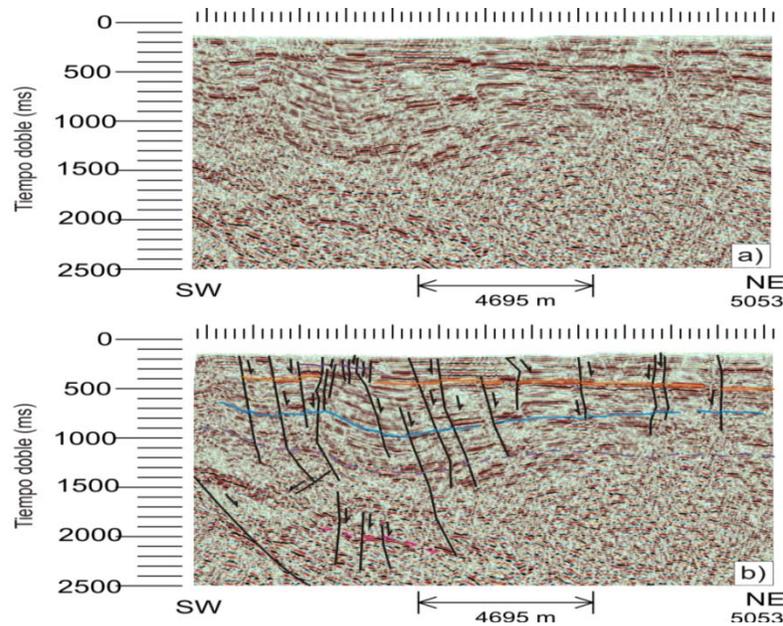


Figura 3.15. Ejemplo de interpretación de discontinuidades en los reflectores (fallas); a) segmento de la sección 5053, B) mismo segmento interpretado, se observan discontinuidades en los reflectores (fallas normales), como estructuras plegadas (pliegues de arrastre), así como el cambio de echado en una misma falla.

Otras estructuras analizadas y utilizadas dentro de la interpretación fueron los pliegues de arrastre, los cuales en algunas zonas se observaban como geometrías de crenulación. Es decir se presentan en pliegues muy apretados casi paralelos entre si, en la mayoría de los casos desfasados y frecuentemente agudos (Figura 3.16). Además de este tipo de pliegues que llegan a presentarse en deformaciones extensionales, se observó que en la interpretación de las secciones sísmicas realizada en este trabajo estos pliegues se asocian a sistemas de fallas planas de inclinaciones altas (casi verticales) que también en su mayoría presentan una geometría paralela y apretada. En un contexto regional, se observó que la conjunción tanto de pliegues de arrastre en crenulación como de fallas planas continuas (apretadas) llegan a formar estructuras trascurrentes de tipo flor negativa (Figura 3.16).

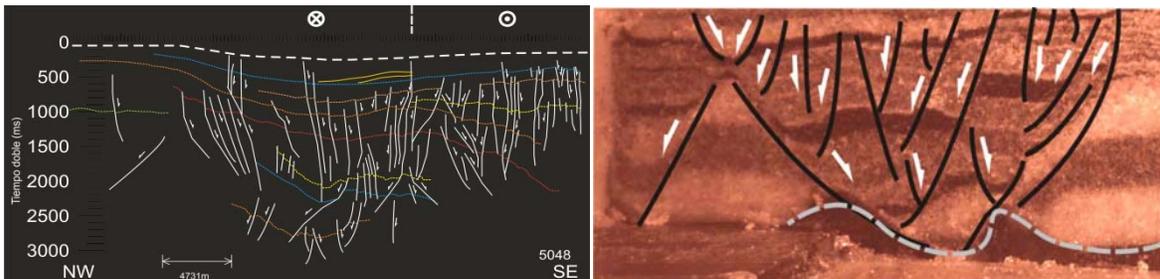


Figura 3.16. La sección de la izquierda forma parte de la interpretación de la sección sísmica 5048 utilizada en esta tesis. Se observa parte de los pliegues de arrastre en forma de crenulación así como la mayoría de fallas planas muy poco espaciadas (apretadas). Toda esta zona forma una estructura en flor negativa típica de cuencas trascurrentes. Por otro lado la figura de la derecha se tiene la misma geometría en los modelos analógicos realizados en esta tesis.

De esta manera se llegó a diferenciar y separar cuencas en donde se observan dominios estructurales, ya que en algunos casos la extensión ortogonal prevalece por medio de fallas

normales planas, en algunos casos lítricas con cierto grado de espaciamento entre ellas y en donde los reflectores sísmicos (indicadores de estratificación) son desplazados por estos planos de debilidad, generando basculamientos de algunos paquetes sedimentarios. Por otro lado en las cuencas donde existe un dominio extensional más oblicua se caracteriza por presentar fallas normales y pliegues de arrastre apretados formando cuencas trascurrentes de flor negativa.

## Capítulo IV. Resultados zona Norte

---

### IV.1. Patrones de fallamiento dentro del *rift* de Baja California.

La investigación realizada en la porción marina del Golfo de California ha arrojado algunos resultados estructurales más a “detalle”. Los objetivos de este trabajo eran entender la cinemática y estructura del golfo a una escala regional, por ello se integraron por primera vez los patrones de fallas publicados en un solo mapa base.

La metodología básicamente consistió en recopilar información estructural (principalmente fallas), de trabajos publicados en donde se interpretan estructuras importantes a partir de datos sísmicos y análisis de pozos principalmente. Una vez obtenidos, se juntaron y proyectaron en un mapa como base de datos con las fallas más importantes (Figura 4.1). Aunque no se incluye en los mapas la información sobre la cinemática, debido a que se trabajó con los patrones regionales de falla y su comparación con los modelos, la mayoría de las fallas recopiladas son normales y presentan una componente lateral derecha. Esta información, así como la cartografía original se encuentra en la base de datos anexa como archivo digital.

Las estructuras compiladas en la cartografía están centradas en zonas aledañas en la margen continental que fueron directamente afectadas por la apertura del Golfo de California (provincia extensional del Golfo). También las zonas marinas del *rift* (zonas de corteza transicional y oceánica así como zonas rellenas por sedimentos). La integración de fallas en la parte marina del Golfo Sur se realizó mediante una interpretación de la batimetría generada en los cruceros Dana 2004 y Atlantis 2008 (cortesía del Dr. Lonsdale).

La integración de las estructuras permite caracterizar los patrones de fallas, visualizar las variaciones angulares entre la secuencia de fallas iniciales, más cercanas a los bordes continentales, las cuales se fueron propagando de la margen continental hacia la parte central del *rift*. Por ejemplo en la Figura 4.1 (estructuras integradas) se observa que la parte Sur del *rift* actual donde hay formación de corteza oceánica, presenta una segmentación en forma de zigzag, donde el máximo desplazamiento está concentrado en sistemas de fallas laterales con orientación NW-SE, paralelos entre ellos y separados por cuencas “*pull-apart*” formadas a partir de fallas normales con orientaciones NE-SW. Por otro lado en la porción del margen continental en las zonas de plataforma se observan fallas que presentan orientaciones distintas a las que existen tanto en la zona continental como en el bloque de Baja California (Munguía *et al.*, 2006; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

La parte Norte del *rift* además de ser diferenciada por presentar una alta tasa de sedimentación, también se caracteriza por presentar dos sistemas de fallas laterales, Ballenas y Tiburón en la parte Sur (Aragón-Arreola *et al.*, 2007) y el sistema de fallas Cerro Prieto, Imperial, Saltón (Pacheco *et al.*, 2007) en el Norte. Estos sistemas en general acomodan la mayoría del desplazamiento trascurrente, mientras que en la zona central la deformación presenta fallas con orientación NE-

SW como en la cuenca Delfín Superior e Inferior (Gonzales-Fernández *et al.*, 2005) y otras con orientación casi N-S como en las cuencas Wagner y Consag (González-Escobar *et al.*, 2009; 2010). Así mismo se observa una migración de la deformación de Este a Oeste y que se ve reflejada en el abandono de estructuras y cuencas (Adiar-Tepeaca) tal y como lo muestran Aragón-Arreola y Martín-Barajas (2007).

De acuerdo a los patrones de falla se definieron o delimitaron dominios estructurales caracterizados y diferenciados por cambios en los patrones cinemáticos. Esta clasificación permitió analizar y entender mejor los procesos tectónicos involucrados en la apertura del Golfo de California.

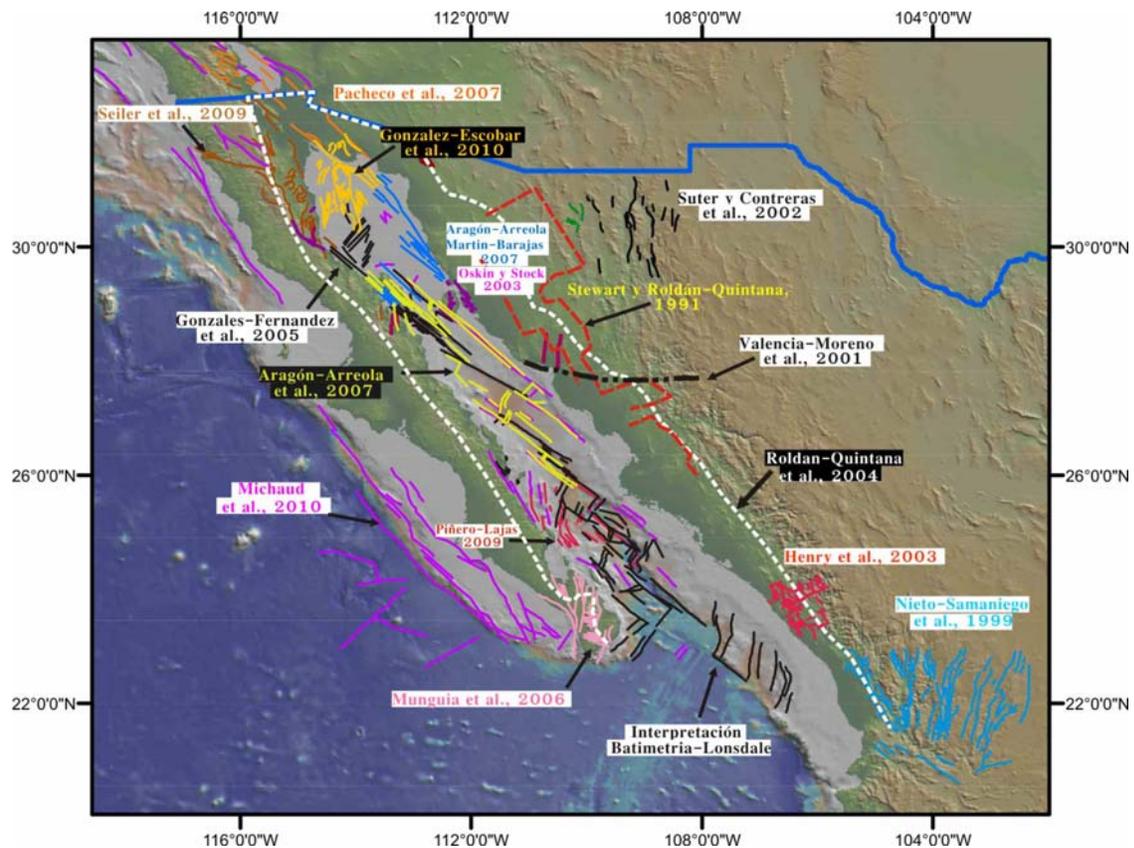


Figura 4.1. Mapa estructural integrado de trabajos previos. Se muestran las principales estructuras involucradas en la deformación transcurrerte de la apertura del Golfo de California, así como sus respectivas publicaciones diferenciadas por líneas de distintos colores. Todas las líneas continuas representan fallas en diferentes colores para diferenciarlas de cada publicación, las líneas punteadas indican límites de áreas estructuralmente estratégicas (color blanco representa el límite de la provincia extensional del Golfo, color negro indica el límite del cratón de Norte América y la roja indica los límites estructurales donde existen cambios de inclinación). Con estas fallas compiladas se observan notablemente las diferencias estructurales a lo largo de toda la margen del *rift*.

#### IV.II. Patrones de fallamiento continentales asociados a la apertura del Golfo.

La deformación que originó el *rift* a inicios de la apertura del golfo (~12 Ma) de alguna manera está asociada a la geometría estructural presente a lo largo de la margen continental. En la porción

oriental adentro del continente (Chihuahua, Durango y Zacatecas), la extensión comenzó entre 31 y 29 Ma, desde donde paulatinamente fue migrando hacia la parte occidental (Ferrari et al, 2005), el adelgazamiento cortical es evidente en estas zonas a excepción de una porción de la Sierra Madre Occidental, donde hay una menor cantidad de fallas documentadas. Es posible que existan fallas que aun no están cartografiadas en esta zona, pero aparentemente este bloque se comportó como un bloque rígido y no fue afectado en gran medida por la extensión; por lo que podría constituir una división geográfica entre lo que se ha definido como *Basin and Range* mexicano y con la provincia Extensional del Golfo hacia al Este (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Ferrari et al., 2005) (Figura 4.2.).

Las orientaciones de las fallas presentes en la parte Sur y continental del mapa van desde NE-SW en el graben de Juchipila con edades < 24 Ma (Nieto-Samaniego et al., 1999), N-S en el semigraben de Alicia y Pajaritos <21 Ma y de NW-SE de 17 a 10 Ma para la parte de la provincia extensional del golfo (Ferrari et al., 2005), así como en la falla Los Cabos en parte de Baja California Sur (Munguía et al, 2006). Estas variaciones angulares que presentan las estructuras continentales, reflejan los episodios extensionales así como la cronología en la cual sucedieron los cambios cinemáticos (principalmente rotación de estructuras) durante la etapa previa a la apertura del golfo.

En la parte central la deformación extensional, presente al Norte de Durango en el semigraben de Rodeo, está fechada entre 31 Ma y 24 Ma, mientras que en la zona de Tayoltita con orientación NW-SE es de <20 Ma. Más hacia el Norte, en el Oeste de Chihuahua la extensión fue cambiando de 29 y entre 26 -17 Ma en los pilares y Santa Rosa, hasta llegar a 12 y 9 Ma en la costa de Sonora (Ferrari et al., 2005). Por otro lado se observa que la deformación la parte central de la Sierra Madre Occidental ya que la extensión se propagó hacia las zonas costeras dominio de la provincia extensional del golfo. En la península de Baja California hay edades publicadas dentro del sistema de fallas al Norte de Loreto de alrededor de 8 Ma y 3.5 en zonas marinas representando deformación más jóvenes y asociadas de esta manera a la extensión del golfo (Umhoefer et al., 2001) Figura 4.2.

La extensión observada en la parte continental Norte es interesante. A diferencia de la parte Sur, en los estados de Chihuahua y Sonora la deformación fue migrando de manera continua de oriente a poniente. Tectónicamente existe un contacto importante que marca el límite del cratón de Norteamérica (Valencia-Moreno et al., 2001), y este bloque fue el que posiblemente influyo en la apertura del golfo así como en la variación angular de 8° entre los sistemas de fallas Tiburón-Ballenas con el sistema de fallas trasforme Guyamas (Aragón-Arreola y Matín-Barajas, 2007) en el Golfo de California. Otra característica peculiar es que en la parte de Sonora hay dominios estructurales donde los basculamientos cambian entre Este y el Oeste (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Ferrari et al., 2005), de acuerdo a lo observado en la integración de fallas en este trabajo se observa que probablemente esta zona de deformación pueda asociarse a una zona de acomodo o transición entre la provincia del "*basin and range*" (con un dominio de deformación en extensión ~ ortogonal) y provincia extensional del golfo (con un dominio de extensión ~ oblicua). En la costa de Sonora (Bahía Kino y Punta Chueca) la deformación ha sido correlacionada y fechada en 12.5 Ma (Oskin y Stock, 2003), mientras que dentro del Golfo en la isla Tiburón y en las costas de Baja

California Norte (San Felipe) la deformación es de alrededor de 6 Ma (Oskin *et al.*, 2001) (Figura 4.2).

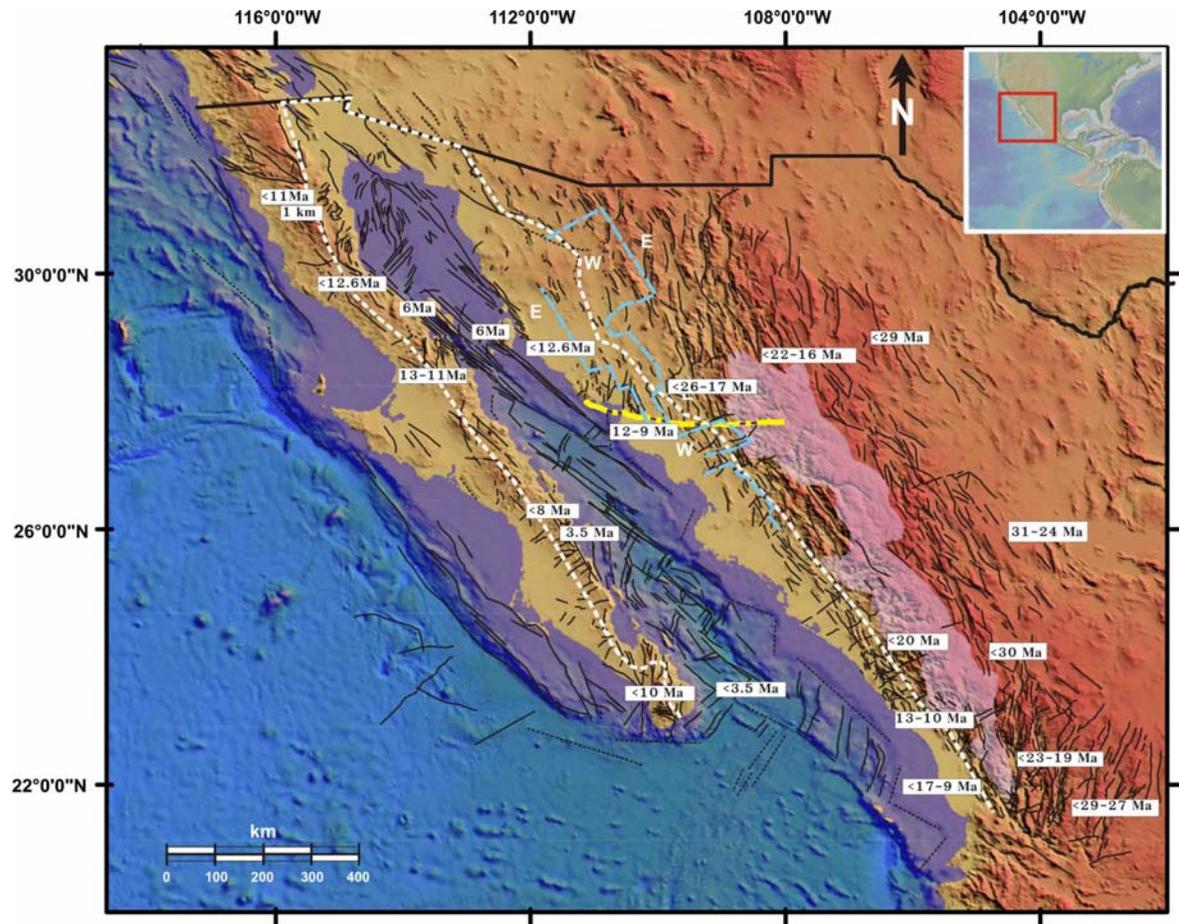


Figura 4.2. Mapa regional. Integrado con las fallas y las citas de la figura 4.1, el área sombreada que representa el bloque rígido de la SMOc, algunas estructuras y parte de la cronología en la parte continental fueron tomadas de Ferrari *et al.*, 2005. La línea punteada amarilla representa el límite del cratón de Norteamérica (Valencia-Moreno *et al.*, 2001). Otras fallas continentales fueron recopiladas de Nieto-Samaniego *et al.*, 1999. Así como en gran medida del Servicio Geológico Mexicano. Los fechamientos y lugares de la península de Baja California fueron tomados de artículos publicados (ver texto) y por último algunas fallas que aparecen de color negro punteadas fueron interpretadas. La falla de San Pedro mártir (<11 Ma) presenta un escafre de 1 km.

#### IV.III. Dominios estructurales.

En el continente es claro que los patrones generales de fallamiento presentan diferencias importantes que pueden ser relacionadas con los elementos tectónicos mayores, es decir, la presencia de un bloque relativamente más rígido en la parte central de la Sierra Madre Occidental así como la influencia del límite del cratón de Norteamérica. En la porción marina los patrones de fallas presentan también un arreglo estructural que se define a partir de las condiciones de deformación que se tienen a lo largo del *rift*. De acuerdo al análisis estructural integrado en este trabajo estos patrones fueron clasificados en tres dominios, los cuales se les ha denominado

como: el dominio Norte, central y dominio Sur del *rift* (Figura 4.3) y los cuales se explican a continuación.

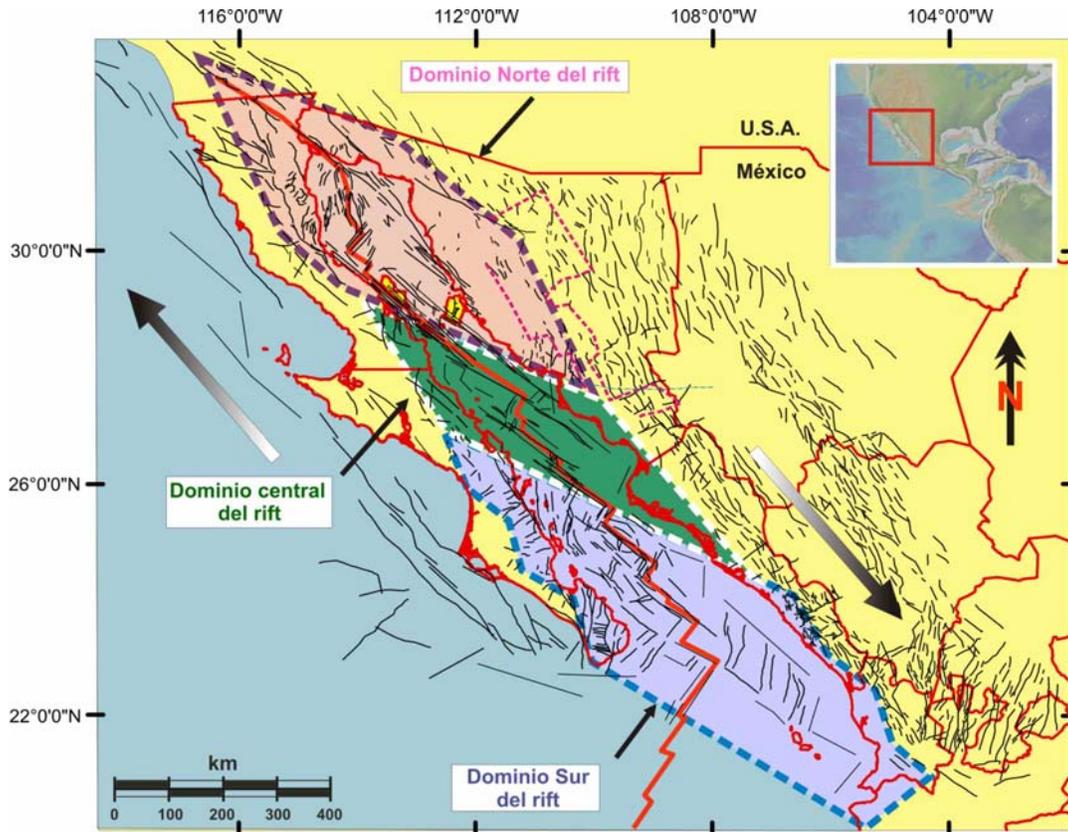


Figura 4.3. Mapa de los dominios estructurales identificados en el Golfo de California.

#### IV.III.I. Dominio Norte del Golfo de California

Esta zona está delimitada al sur por la traza del límite del cratón de Norteamérica en la parte Sur de Sonora y al norte por la depresión Salton en California. Esta caracterizado por fallas extensionales de orientación NE-SW (en las cuencas Delfín Inferior y Superior) y fallas laterales derechas con orientación NW-SE. Al analizar la geometría de las fallas se observa que la deformación es controlada por cuatro sistemas principales de fallas que limitan toda la zona Norte extendida en una sola cuenca de tipo *"pull-apart"*. Esta cuenca se caracteriza por presentar un par de sistemas de fallas laterales (con una componente normal, en sus extremos Norte-Sur) y un par de sistemas de fallas normales (con una componente lateral, en sus extremos Este-Oeste).

El sistema las fallas laterales que limita el Norte de la cuenca *"pull-apart"* son las fallas Cerro Prieto, Imperial, Altar, Laguna Salada y Saltón, cuyo desplazamiento predominante es lateral derecho con una componente normal y en esta zona se encuentran las cuencas Salton y Altar. El límite Sur lo conforman los sistemas de fallas Tiburón y Ballenas el cual está caracterizado por un agrupamiento de fallas laterales en segmentos largos y con un ancho de ~ 55 km entre los dos sistemas. Este sistema muestra una diferencia angular de 8° (Aragón-Arreola *et al.*, 2007) con

respecto a los límites laterales que presenta el sistema de fallas transforme Guaymas, en esta zona coexisten las cuencas Tiburón Superior e Inferior.

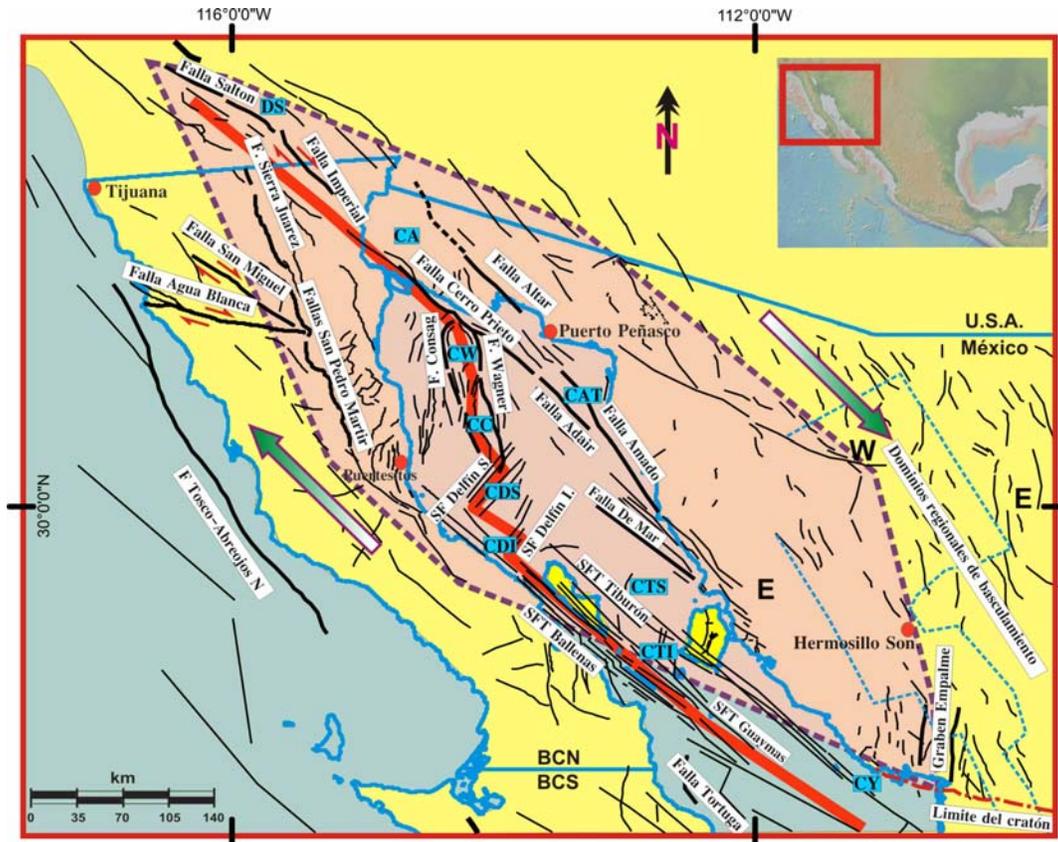


Figura 4.4. Dominio Norte del rift de California. Se presentan las principales estructuras que forman una estructura tipo “pull-apart”, y dentro un sistema denominando dúplex extensional, en donde la deformación es controlada en el N y el S por sistemas trasformes de fallas y de E a W por sistemas de fallas extensionales.

La deformación interior presenta variaciones angulares en las fallas y desplazamientos laterales y transtensivos. (Aragón-Arreola *et al.*, 2005; 2007; Seiler *et al.*, 2009; González-Escobar *et al.*, 2010; González-Fernández *et al.*, 2005).

Los límites laterales (Este y Oeste) se caracterizan por presentar predominantemente fallas normales con una componente lateral. Las fallas de borde principales presentan longitudes largas, posiblemente conforme se profundizan cambien de ángulo y se comporten como fallas lítricas (de despege). En la parte Oeste la extensión continua activa y comprende el sistema de fallas San Pedro Mártir, Sierra de Juárez hasta juntarse con la falla Saltón. Dentro del golfo los sistemas de fallas Delfín Superior e Inferior acomodan la deformación ortogonalmente con respecto al sistema transforme de fallas ballenas y tienen una variación angular  $\sim 60^\circ$  con el sistema de fallas Wagner y Consag, las cuales a su vez se encuentran en una zona de cizalla donde hay desplazamientos laterales y transtensivos formando las cuencas Wagner y Consag (González-Escobar *et al.*, 2010).

El sistema de fallas (normales) que limita la cuenca se encuentra sepultado por la sedimentación. Debido a esto, hay poca información registrada de esa parte de Sonora. En cualquier caso, las fallas en la zona marina muestran una migración en la deformación hacia el poniente

correspondiente con las fallas Amado, de Mar, Adair y con la continuación de Cerro Prieto (Aragón-Arreola y Matín-Barajas, 2007). Así mismo han quedado abandonadas cuencas en este proceso (cuenca Adair-Tepeaca) y que han sido rellenas por la alta tasa de sedimentación presente. La propuesta de considerar este dominio como una cuenca de *pull-apart* nos ha permitido establecer un marco estructural coherente para el desarrollo experimental que se plantea en esta tesis. Adicionalmente, los patrones estructurales representados en la Figura 4.4, son consistentes con la interpretación cinemática propuesta.

Internamente la deformación se acomoda en una zona de extensión oblicua en donde se tienen tanto desplazamientos laterales como normales, de tal manera que se puede explicar y comparar como un dúplex extensional tal y como los definidos por Woodcock y Fischer (1985). También las características geométricas de esta cuenca de “*pull-apart*” propuesta en este trabajo son consistentes con las relaciones geométricas de longitud, ancho y ángulos agudos, observadas en cuencas similares alrededor del mundo (Gurbuz, 2010).

### **IV.III.II. Dominio central del Golfo de California.**

Este dominio puede dividirse en dos zonas con estilos estructurales diferentes: la parte central se extiende ortogonalmente formando un sistema de fallas cuya componente principal es normal, en dirección NE-SW. Delimitan parte de las cuencas Guaymas y al Sur las cuencas del Carmen y Farallón. Por otro lado, en los bordes de las cuencas gran parte del desplazamiento transcurrente efectivo se propaga a través de cuatro sistemas de fallas laterales: El Sistema de Fallas Trasformes (SFT) Tiburón, el Sistema de Fallas Trasformes (SFT) Guaymas, el Sistema de Fallas Trasformes (SFT) Carmen y el Sistema de Fallas Trasformes (SFT) Farallón (Aragón-Arreola *et al.*, 2005).

Los patrones estructurales de las fallas de borde (graben de empalme, Sonora, Graben de Bahía de los Ángeles BCN) no son cinemáticamente consistentes con la evolución de los sistemas transcurrentes, a diferencia del dominio norte, estas fallas extensionales presentan una importante diferencia angular con respecto al dominio Norte. La zona de fallas transcurrentes funciona además como un alto topográfico, el cual sirve como trampa que retiene los sedimentos provenientes de la parte norte. El análisis de secciones topográficas muestra que en efecto el relieve batimétrico se vuelve más profundo hacia el sur de esta zona. Este dominio en general tiene una forma rectangular y se alarga en una dirección NW-SE (Figura 4.5).

En esta parte central, a diferencia del dominio Norte, en la porción continental se observan variaciones en los patrones estructurales, iniciando con la discontinuidad tectónica del Cratón. En la zona Sureste de Sonora las fallas cartografiadas tienen una dirección preferencial NW-SE mientras que en la zona Suroeste cambian a N-NE (graben de Empalme). Por otro lado, en la zona marina (Corteza transicional) hay fallas de basamento aproximadamente con la misma dirección que forman semigrabens como la cuenca Yaqui (Aragón-Arreola *et al.*, 2007). Así mismo al poniente del *rift* se observan fallas que siguen el mismo patrón, en la porción continental la falla Loreto tiene una dirección NE-SW.

En síntesis este dominio se caracteriza por presentar una partición de la deformación, en la parte central domina la extensión ortogonal (cuenca de Guaymas), mientras que en los extremos Norte y Sur es controlado por fallas laterales que acomodan gran parte del desplazamiento. El límite entre este dominio y el dominio Norte se distingue por presentar un desfase angular de ( $\sim 8^\circ$ ) entre el SFT Ballenas y el SFT Tiburón (Aragón-Arreola *et al.*, 2007).

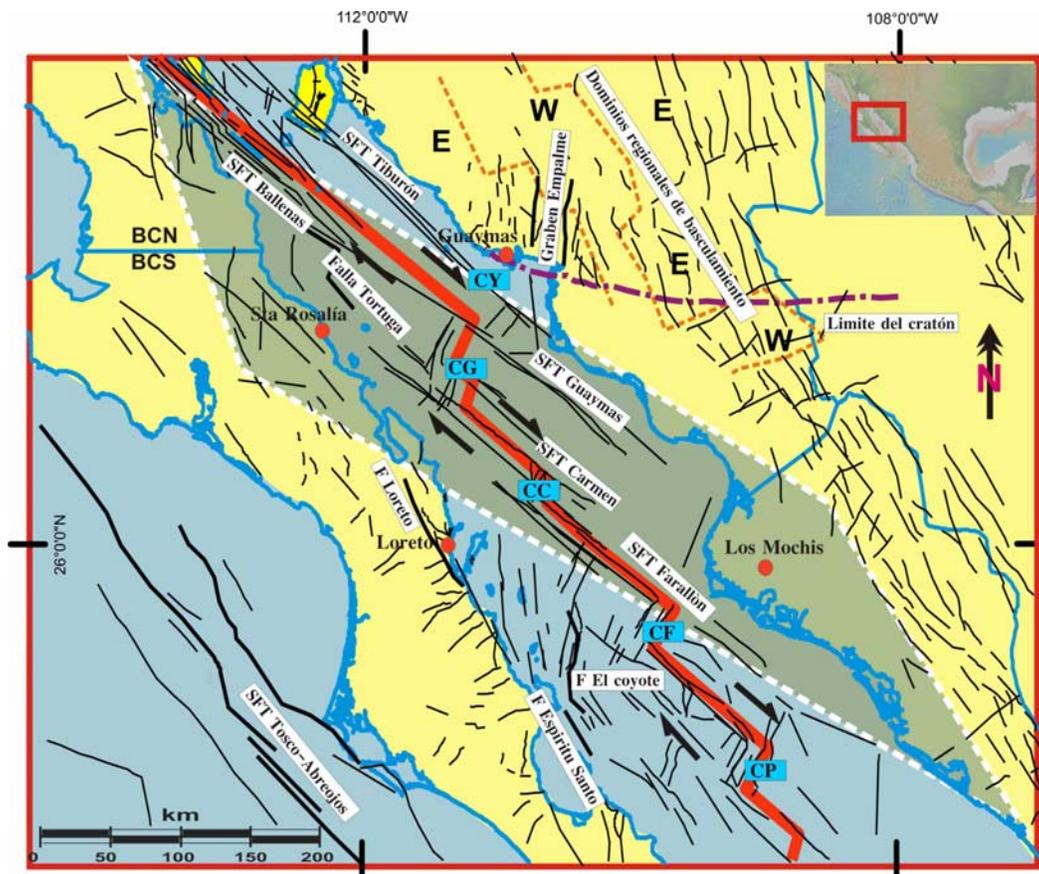


Figura 4.5. Dominio central del rift. Esta zona en gran medida acomoda la extensión y la rotación dextral del bloque de Baja California (las estructuras fueron tomadas de Aragón-Arreola *et al.*, 2005; González-Fernández *et al.*, 2005).

#### IV.III.III. Dominio Sur del Golfo de California.

El dominio Sur presenta una partición de la deformación transtensiva en pequeñas zonas de extensión y grandes fallas transformes. A diferencia del dominio central y Norte la sedimentación es casi despreciable. Hacia el sur, la frontera transforme se convierte en una zona de dispersión con deformación puramente extensional, con una dirección preferente NE (dorsal Pacífico Rivera). Aquí se encuentra la zona de dispersión del Pacífico (*East Pacific Rise*), además de la zona de dispersión de Alarcón que en ambos casos hay la formación de nueva corteza oceánica y en donde las fallas extensionales tienen una orientación casi paralelas entre ellas.

Hacia el norte de la zona de dispersión, el *rift* cambia de dirección hacia el NW, la deformación se acomoda efectivamente en dos sistemas de fallas (laterales y extensionales). Las fallas extensionales tienen una dirección NE-SW y delimitan a las cuencas: Pescadero Norte y Sur, Alarcón y Mazatlán de Norte a Sur, respectivamente. En contraparte interactúa otro sistema de fallas laterales casi perpendiculares en dirección NW-SE, este sistema se constituye principalmente por el sistema de fallas transformes de Farallón, Pescadero, Alarcón y Tamayo de Norte a Sur, respectivamente.

En la parte oriental del *rift*, las fallas de borde continentales (en Sinaloa y Nayarit) en su mayoría tienen una dirección general NNW-SSE, y en algunas zonas específicas presentan algunas variaciones entre  $N 22^\circ \text{ NW}$  y  $N 48^\circ \text{ NW}$ . Mientras que en la porción occidental del *rift* (Baja California Sur) hay estructuras con orientaciones casi N-S como la falla San José del Cabo y a lo largo de la península otras estructuras cambian de dirección como la falla Espíritu Santo y Loreto donde se midió una dirección  $N 31^\circ \text{ SW}$ . Los límites de este dominio se trazaron justo donde se presentan estas variaciones angulares en las estructuras de manera aproximada (Figura 4.6).

Las fallas presentes entre las estructuras continentales y las fallas activas en la margen del *rift* actual, se encuentran en una plataforma compuesta por corteza continental y/o transicional (Lizarralde *et al.*, 2007). Estas fallas presentan diferencias angulares entre ellas que indican una rotación en sentido de las manecillas del reloj (derecha).

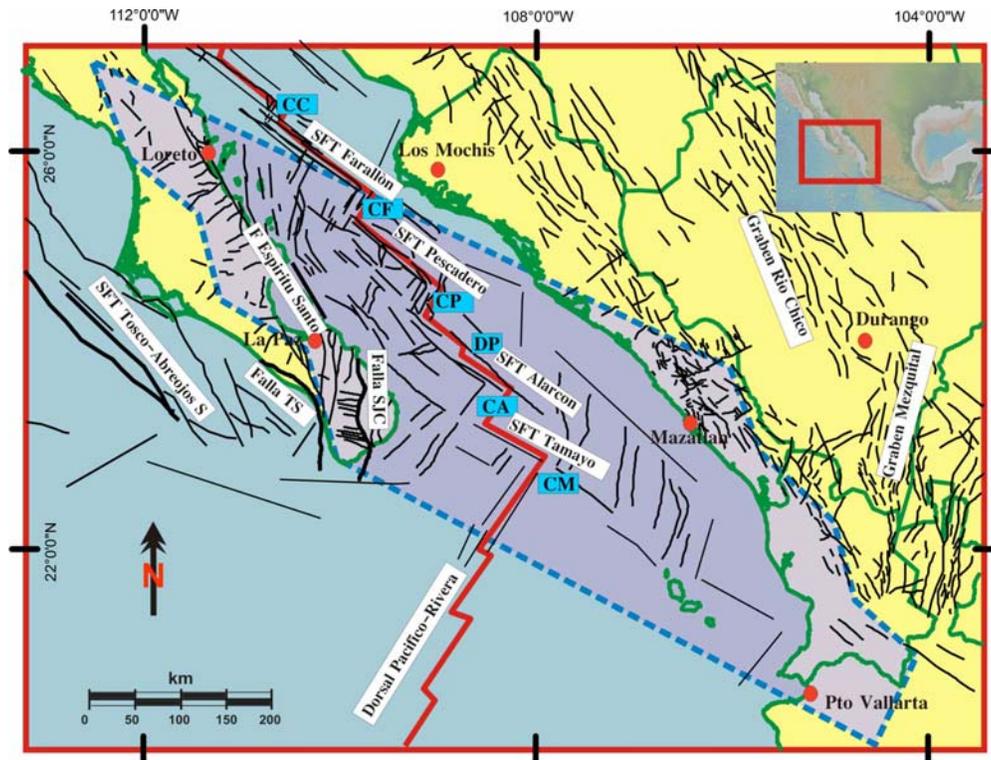


Figura 4.6. Dominio Sur del Golfo de California. La deformación se acomoda oblicuamente en un sistema en zigzag, En sistemas de fallas laterales y extensionales. Se observa una variación y estructural desde las fallas de borde continentales hasta la zona actual de apertura (Munguía *et al.*, 2006, 2010; Ferrari *et al.*, 2005; Cruz-Falcón *et al.*, 2010; Lonsdale cruceo Atlantis, 2008).

### IV.IV. Interpretación sísmica.

Se presenta a continuación la descripción, interpretación y análisis de tres secciones sísmicas (5033, 5043 y 5048), las cuales describen una buena parte de la estructura del golfo Norte entre las cuencas de Consag y Wagner.

Con colores y líneas achuradas, se muestran los principales reflectores interpretados. Estos reflectores corresponden a contrastes fuertes de amplitud en la sección sísmica y no corresponden necesariamente con horizontes estratigráficos definidos. Se intentó hacer una correlación con los escasos datos estratigráficos disponibles pero no fue posible identificar horizontes con edad ya que la continuidad de las secuencias es corta y los horizontes identificados se pierden o se acúñan por la misma sedimentación y/o deformación. Son necesarios una mayor cantidad de datos de pozo para poder realizar una buena correlación; sin embargo, la estructura sedimentaria que define la interpretación realizada, es consistente con la deformación presente en la zona y con los desplazamientos de las fallas observados. De esta manera, aunque recordando que consistencia no implica necesariamente veracidad, el análisis de esta deformación permite entender mejor los procesos de extensión oblicua y sedimentación.

La interpretación realizada agrupa conjuntos de fallas, los cuales también pueden estar asociados con niveles estratigráficos o indicar una progresión de la deformación. Los grupos identificados no necesariamente mantienen la misma cinemática entre ellos. En general se identificaron 4 grupos de fallas caracterizados por:

El grupo 1 son las fallas más antiguas y algunas mantienen su desplazamiento hasta las partes más altas de la secuencia estratigráfica, son fallas extensionales con ángulos intermedios a bajos, en algunos casos incluso son fallas lítricas. En la sección delimitan el basamento acústico que se ha interpretado como parte del macizo continental en la parte oriental del Golfo (5043 y 5053), hacia la parte central las cuencas se profundizan y no se observa este basamento. Este grupo define dos estilos estructurales de graben en la porción oriental con fallas de basamento y semigraben en la porción occidental con fallas de despegue. Este grupo se pueden subdividir en dos: las que incluyen el basamento y las que se formaron dentro del relleno de cuenca del *rift*. El grupo 2, registra una deformación progresiva extensional hacia el occidente, con partición de la deformación ya que cambia el patrón estructural de fallas lítricas (extensionales) a fallas muy abruptas (con desplazamientos laterales). Mientras que los grupos 3 y 4, son las fallas que están asociadas con los cambios de sedimentación y depocentros observados en los pozos, son las fallas más someras y en su mayoría afloran en la superficie.

### IV.V. Descripción sección 5053.

La sección se encuentra ubicada al Sur de la cuenca Consag en las coordenadas 30°55'17"N – 113°43'13"O en su punto oriental, mientras que en su punto occidental se encuentra en 30°21'52" N – 114°43'13" O. Tiene una orientación NE 60° SW y disecta las estructuras mayores de desplazamiento lateral y extensionales. Cerca de esta sección en la porción occidental se

encuentra ubicado uno de los pozos utilizados para ubicar los reflectores estratigráficos reportado por Helenes *et al.*, 2009 (ver capítulo II para más detalles). Las secciones sísmicas utilizadas están en tiempo mseg (milisegundos) y aunque no se ha definido una conversión exacta, para los materiales terrestres que componen el Norte del Golfo se utiliza la siguiente relación:

|           |   |            |
|-----------|---|------------|
| 1000 mseg | - | 1 km       |
| 2000 mseg | - | 2 km       |
| 3000 mseg | ~ | 3.3-3.5 km |
| 4000 mseg | ~ | 4-5 km     |
| 5000 mseg | ~ | 6 km       |
| 6000 mseg | ~ | 7-8 km     |

Aunque para fines prácticos y para la escala trabajada en la industria petrolera se considera trabajar con la relación 1:1, es decir 1000 mseg equivale a 1 km de profundidad.

### IV.V.I. Interpretación estructural.

Los reflectores presentes en las secciones sísmicas son visibles hasta ~ 3000 mseg, donde es más confiable la interpretación, aunque el rango de tiempo de las secciones escogidas llega a los 4000 mseg. Las secciones se encuentran en tiempo doble (twtt) por lo que la geometría de las estructuras podría modificarse al considerar diferencias de velocidad en las secuencias, sin embargo se considera que la interpretación refleja las características de primer orden en los estilos estructurales observados.

Para fines de descripción y debido a que se considera que la deformación migro de oriente a poniente se presentan los resultados en este orden. Los números representan la secuencia interpretada de la evolución relativa de las estructuras. En la parte oriental de la figura 5.7-b, la sección 5053 se puede observar el basamento acústico que se interpreta como bloques extendidos que corresponden a la zona continental deformada previamente (figura 5.7-c). El resto de la sección no se observa basamento acústico por lo que se interpreta que se trata de secuencias sedimentarias potentes que se depositaron a inicios de Mioceno. Esta idea se corrobora con la información de los pozos C, P, W-1 y W-2 reportados por Helenes *et al.*, 2009, que muestran una secuencia continua de sedimentos (arenas y arcillas principalmente) de al menos 8 Ma aproximadamente en el pozo P a los 2700 mseg (~3000 m) situado cerca del borde continental en extremo occidente del golfo Norte. También se presentan espesores de sedimentos que llegan hasta 5500 m (~ 4500 mseg) en el pozo perforado W-1 dentro de la cuenca Wagner.

Como se puede observar en la Figura 5.7 b), el mayor espesor sedimentario se encuentra en la zona central al Sur de la Cuenca Consag, por la relación de tiempo y profundidad así como los cortes litológicos de los pozos, en la sección se observa que el espesor sedimentario es mayor a los 5 km. Esta zona además se encuentra delimitada por las fallas Wagner y Consag, lo cual es consistente con las interpretaciones previas (Gonzales-Escobar *et al.*, 2010).

En la Figura 5.7 c), se muestran los estilos estructurales y la cinemática de las fallas principales interpretadas. De acuerdo a esta sección se pueden dividir grupos o conjuntos de fallas que estuvieron activas en diferentes etapas de la evolución. En el grupo 1 son las fallas más antiguas

que inicialmente controlaron la deformación bajo un régimen predominantemente extensional, presentan una geometría lítrica con ángulos bajos e intermedios ( $< 60^\circ$ ) y delimitan bloques extendidos de basamento acústico, en esta sección solo están presentes en porción oriental.

El grupo 2 son fallas con ángulos intermedios ( $\sim 45^\circ$ ), afectan y/o desplazan principalmente al paquete sedimentario, en parte oriental de la sección indican una secuencia en la deformación después del grupo 1. En la parte central estas fallas delimitan la zona Sur del la Cuenca Consag y se observa una secuencia de fallas escalonadas en orden ascendente del centro a porción Oeste de la sección, lo que indica una migración de la deformación de oriente a occidente.

El grupo 3 son fallas que se caracterizan por tener ángulos altos ( $>60^\circ$ ), en su mayoría afloran en la superficie, en algunos casos presentan una geometría menos separada a comparación del grupo 1 y 2, por lo que probablemente indique un ligero cambio cinemático de desplazamiento lateral. El grupo 4 es un conjunto de fallas muy someras, de poca magnitud ( $<1$  km), son las más recientes y presentan una cinemática lateral derecha y están distribuidas en la zona occidental de la sección.

En un análisis general de la sección, se observa que los patrones de las fallas indican una variación de estilos estructurales caracterizados por menores desplazamiento verticales y variaciones angulares en las fallas, de mayor profundidad hacia las zonas someras de la sección; en la parte baja predominan fallas lítricas extensionales, formando estructuras mayores como grabens, mientras que en la parte superior se observan cambios sutiles en la cinemática, (desplazamientos laterales) por la geometría que presentan las estructuras. Sin embargo en general se observa que a lo largo de toda la sección el estilo estructural resultante predominante es de cinemática extensional (Figura 4.7).

También se observa la relación entre sedimentación y la extensión, la carga sedimentaria inhibe la propagación de las fallas, las sepulta y por consiguiente se propagan nuevas estructuras en zonas más someras y más alejadas hacia el Oeste (grupo 2), estas observaciones corroboran la migración de la deformación durante la evolución extensional de oriente a occidente tal y como lo describen Aragón-Arreola y Martín-Barajas (2007).

### **IV.VI. Descripción sección 5043.**

Esta sección se encuentra ubicada dentro de las coordenadas  $30^\circ 46' 32''$  N –  $114^\circ 00' 42''$  en su punto oriental, mientras que en su extremo occidente tiene  $30^\circ 46' 32''$  N -  $114^\circ 37' 04''$  O. Cruza las estructuras principales, tiene una orientación NE  $60^\circ$  SW, cruza por la zona de transferencia entre las cuencas Wagner y Consag (Gonzales-Escobar *et al.*, 2010).

Tiene una longitud de 138 kilómetros, en las coordenadas  $30^\circ 46' 58''$  N –  $114^\circ 10' 64''$  O se proyectan el pozo C y en las coordenadas  $30^\circ 36' 49''$  N –  $114^\circ 33' 49''$  el pozo P ya mencionados anteriormente. Esta sección es paralela a la sección 5053 pero se ubica perpendicularmente a 25 km al Norte. Por razones técnicas en la captura de datos en campo, la sección carece de información entre los puntos de intersección 5056 y 5052, ubicados en la parte superior (Figura 4.8, b).

## Capítulo IV. Resultados zona Norte

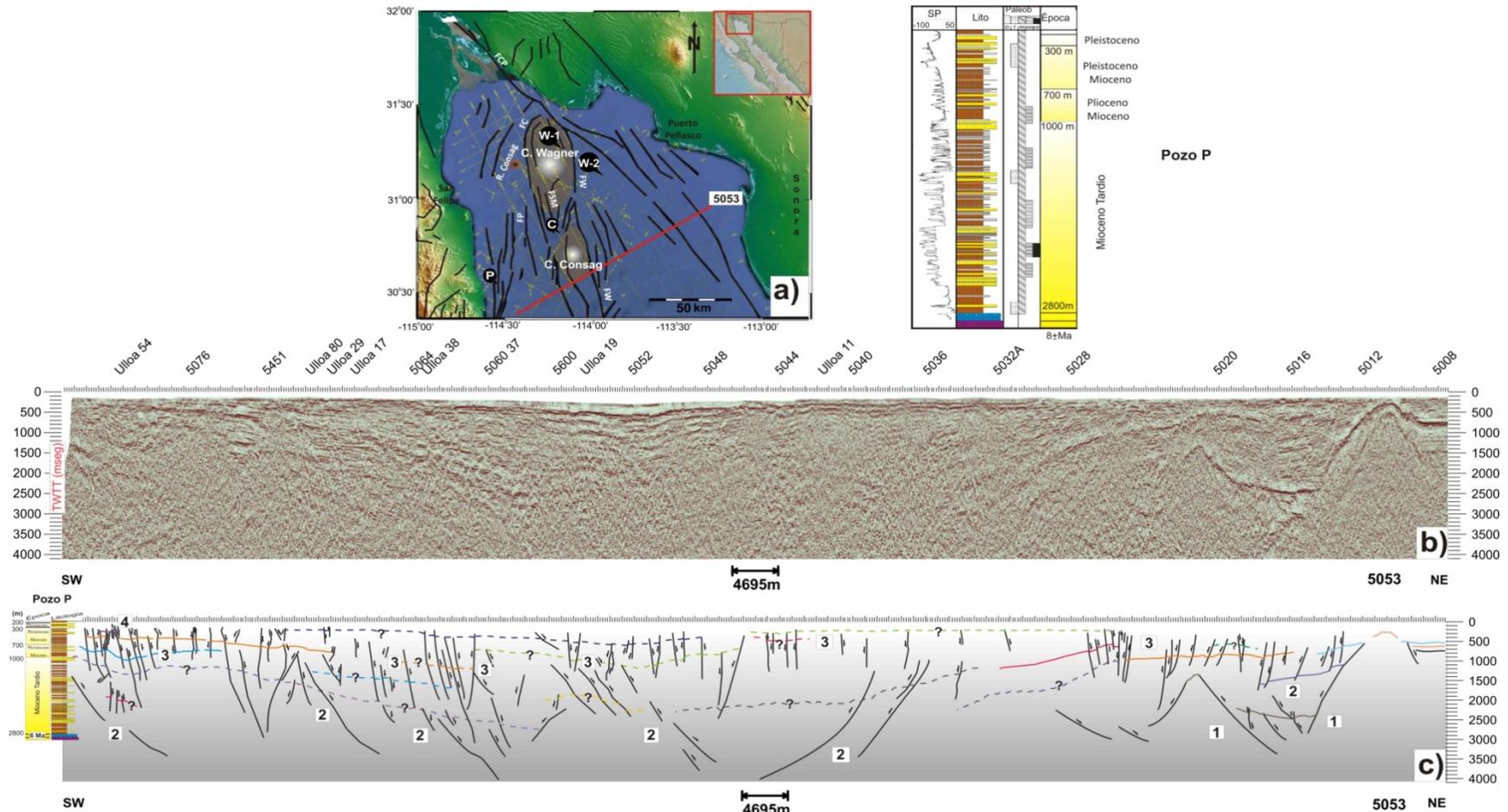


Figura 4.7. Sección 5053. a) En el mapa estructural del Golfo Norte se observan las cuencas Wagner y Consag, las principales fallas, donde FW es la falla Wagner, FC falla Consag, FCP es la falla Cerro Prieto, FP falla Percebo, FSM falla Santa María; así como también los pozos reportados: W-1, W-2, C y P. Las líneas amarillas puntadas y delgadas, es el mallado sísmico disponible (Gonzales-Escobar *et al.*, 2010), mientras que la línea roja gruesa es la sección escogida para la interpretación. Al lado derecho de esta figura está presente el pozo P que se sitúa y es proyectado en la parte occidental de la sección. b) Es la sección 5053 procesada pero sin interpretación, las referencias que aparecen en la parte superior son todas las intersecciones de las otras líneas sísmicas perpendiculares u oblicuas que se intersecan con esta (cortesía de Gonzales-Escobar). c) Es la interpretación estructural de 5053 realizada en este trabajo (ver texto) en donde se proyecta el pozo más cercano P, la profundidad esta en tiempo (mseg).

### IV.VI.I. Interpretación estructural.

En la figura 5.8 b, en el extremo derecho se observa el basamento acústico, deformado en bloques extendidos, por encima de este se aparecen paquetes sedimentarios. De la parte central al extremo izquierdo de la sección no se observa basamento acústico, la información observada en los reflectores es difusa, y sólo se aprecia que es una zona de alta subsidencia y tasa de sedimentación.

La interpretación presentada en la Figura 4.8 c, muestra 4 grupos de fallas. Al igual que en la descripción anterior, las estructuras en el grupo 1 se caracterizan por ser las más antiguas y con echados bajos, tienen una geometría lítrica. En la parte oriental de la sección integran los bloques extendidos del basamento acústico, mientras que en la zona occidental solo se caracterizo una de este grupo, la cual se comporta como un plano de despegue sobre el cual se deslizan las unidades sedimentarias.

El grupo 2 se caracteriza principalmente por tener un patrón escalonado hacia el poniente, tal y como se observa en el extremo izquierdo del pozo C donde existe una secuencia escalonada ascendente hacia el Oeste de la sección.

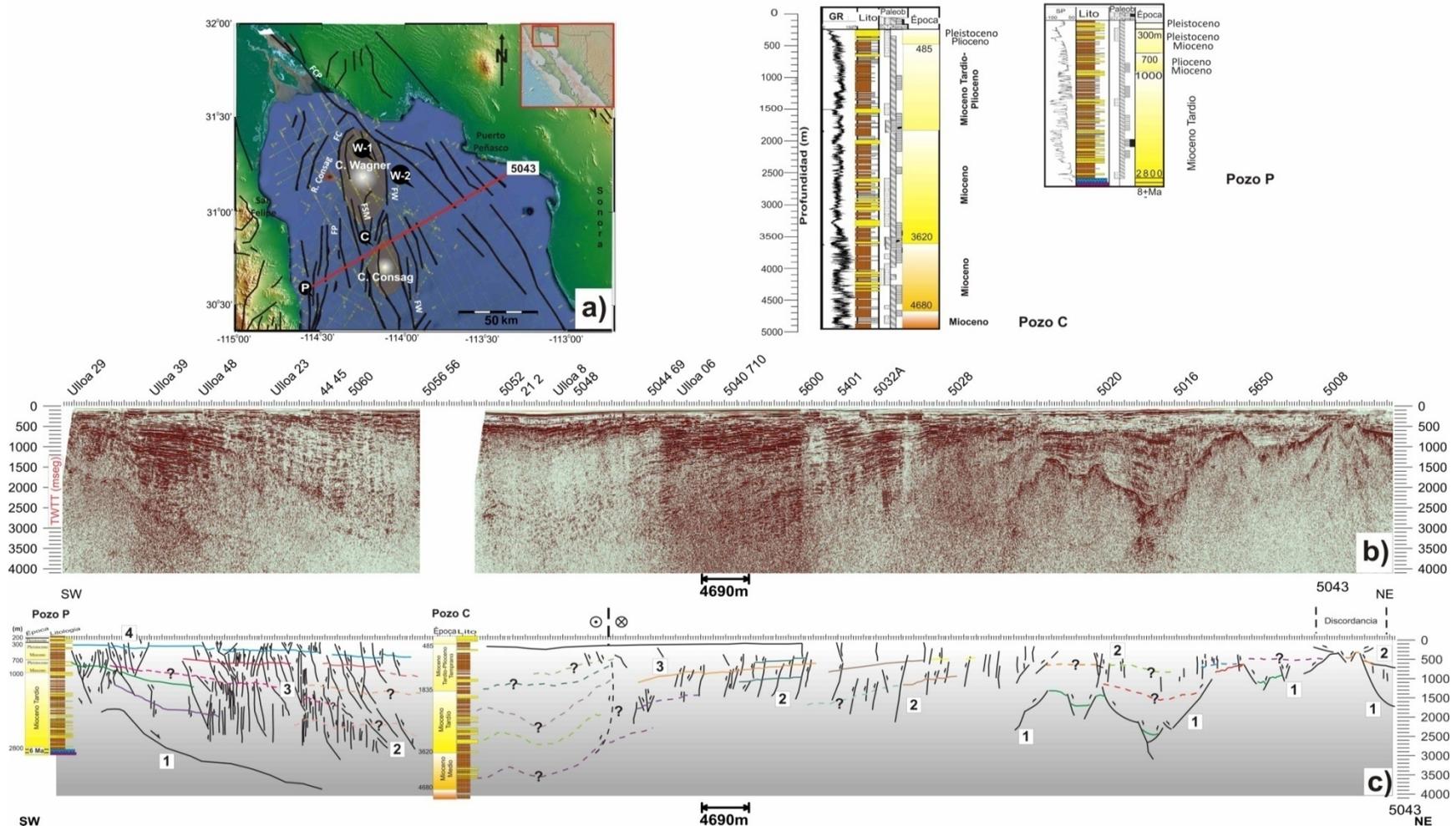
Los grupos 2 y 3 corresponden con fallas de alto ángulo, representan las deformaciones más recientes, tienen la característica de estar agrupadas y distribuidas cercanamente además de presentar poco desplazamiento vertical entre ellas; así como de generar crenulación (bandeamiento) en los reflectores sub-horizontales. Esta característica se ha interpretado como una cinemática de desplazamiento lateral, esta deformación se observa en la parte occidental de la sección.

El pozo P ubicado y proyectado al Oeste de la sección llega a casi 3000 m de profundidad, mientras que el pozo C ubicado al Norte de la cuenca Consag muestra un tirante sedimentario de alrededor de 5000 m, por lo tanto la información confiable nos indica que la deformación solo afecta a sedimentos hasta estas profundidades y para la parte poniente de la sección.

Estructuralmente la sección se puede dividir en dos dominios, el oriente donde predomina la extensión formando estructuras como horst y grabens, donde interactúan los grupos de fallas 1 y 2, y donde la deformación tiende a migrar de Este a Oeste. Por otro lado en el extremo occidental se observa que la deformación se acomoda en una estructura de semigraben, en donde predomina la trastensión, ya que el patrón estructural que tienen el grupo de fallas 3 y 4 es de estructuras de flor negativa (Figura 4.8 c).

### IV.VII. Descripción sección 5048

Esta sección es proyectada y perpendicular a las dos anteriores (5053 y 5043) tiene una dirección NW 27° SE, en su extremo norte tiene las coordenadas: 31°31'48" N – 114°32'49" O, mientras que en su punto Sur: 30°34'31" N – 113°17'17" O.



SW  
 Pozo P  
 Pozo C  
 4690m  
 5043 NE  
 Discordancia

Figura 4.8. Sección 5043. a) Mapa estructural donde se ubica la sección 5043 y donde P, C, W-1 y W-2 son los pozos reportados por Helenes *et al.*, 2009; de lado derecho de a) se muestran los pozos P y C proyectados en la sección. b) es la sección sin interpretar la profundidad esta en tiempo (msec) y los datos superiores son información de otras secciones que disectan con esta. c) interpretación (ver texto) donde se correlaciona con la información de los pozos.

Tiene una longitud aproximada de 121 km, la profundidad del tirante de agua varía a lo largo de la sección puesto que cruza altos y bajos estructurales como las cuencas Wagner y Consag de NW al SE así como de la zona de transferencia entre estas dos cuencas (González-Escobar *et al.*, 2010). Para correlacionar la profundidad con algunos horizontes estratigráficos se utilizaron los pozos W-1, localizado en las coordenadas 31°13'46" N – 114°20'29" O, y el pozo C, en las coordenadas 30°50'43" N – 114°05'47" O.

### IV.VII.I. interpretación estructural.

En el inciso b, de la Figura 4.9 se presenta la sección sísmica 5048, en la que se observa que la parte media se diferencia por presentar alta carga sedimentaria y por lo tanto mayor subsidencia, mientras que en el extremo derecho se observan estratos sedimentarios gruesos y casi horizontales. En el extremo izquierdo presenta estratos relativamente más delgados y ligeramente basculados. No se observa basamento acústico a lo largo de toda la sección, es de notar que de las tres secciones presentadas, esta es la más somera (~ 3.5 km).

Realizando una descripción del extremo izquierdo al derecho de la Figura 4.9 inciso c, se observa que en la porción derecha hay muy pocas fallas del grupo 1, en la parte más somera predominan las fallas del grupo 2 que presentan mayor espaciamiento entre ellas, así como poco desplazamientos vertical, en algunas de ellas se aprecian variaciones cinemáticas que se ocurren a lo largo de la evolución tal como cambios de echados en una misma falla.

La porción central es singular puesto que representa una zona de deformación angosta entre cada grupo de fallas. Las fallas más profundas son las del grupo 1, presentan ángulos medios (~45°) y se observa una migración hacia el SE de una forma escalonada y ascendente. Las fallas que prevalecen pertenecen al grupo 2 y representan una transición cronológica cinemática entre el grupo 1 y 3. Presentan variaciones angulares altas (<70°-90°) y tienen la peculiaridad de agruparse en distancias cortas. Por último se puede apreciar que las fallas más someras son las del grupo 3 con inclinaciones verticales y poco desplazamiento en los estratos que cortan, afectan a los depósitos más recientes.

Al costado izquierdo de la zona de subsidencia se encuentra un alto estructural con estratos sub-horizontales y poca deformación. La deformación en la zona NW de la sección presenta fallas más espaciadas entre ellas, en comparación con la zona central. En este caso, el grupo 1 de fallas presenta geometrías lítricas con ángulos bajos y con desplazamientos verticales grandes (<500 m). Las fallas del grupo 2 presentan variaciones sub-verticales, mientras que las del grupo 3 son casi verticales y ambas presentan poco desplazamiento vertical en los estratos que cortan.

En general la sección 5048 se puede dividir en tres dominios estructurales: (1) un graben central, caracterizado por la geometría de las fallas y la simetría estructural; (2) zona de cizalla derecha predominante caracterizada por una flor negativa, compuesta por grupos de las fallas cercanos, variación en los desplazamientos estratigráficos en los diferentes grupos de fallas y crenulación en las capas rotas así como algunos indicadores traslapados (horizontes) en la parte superior;

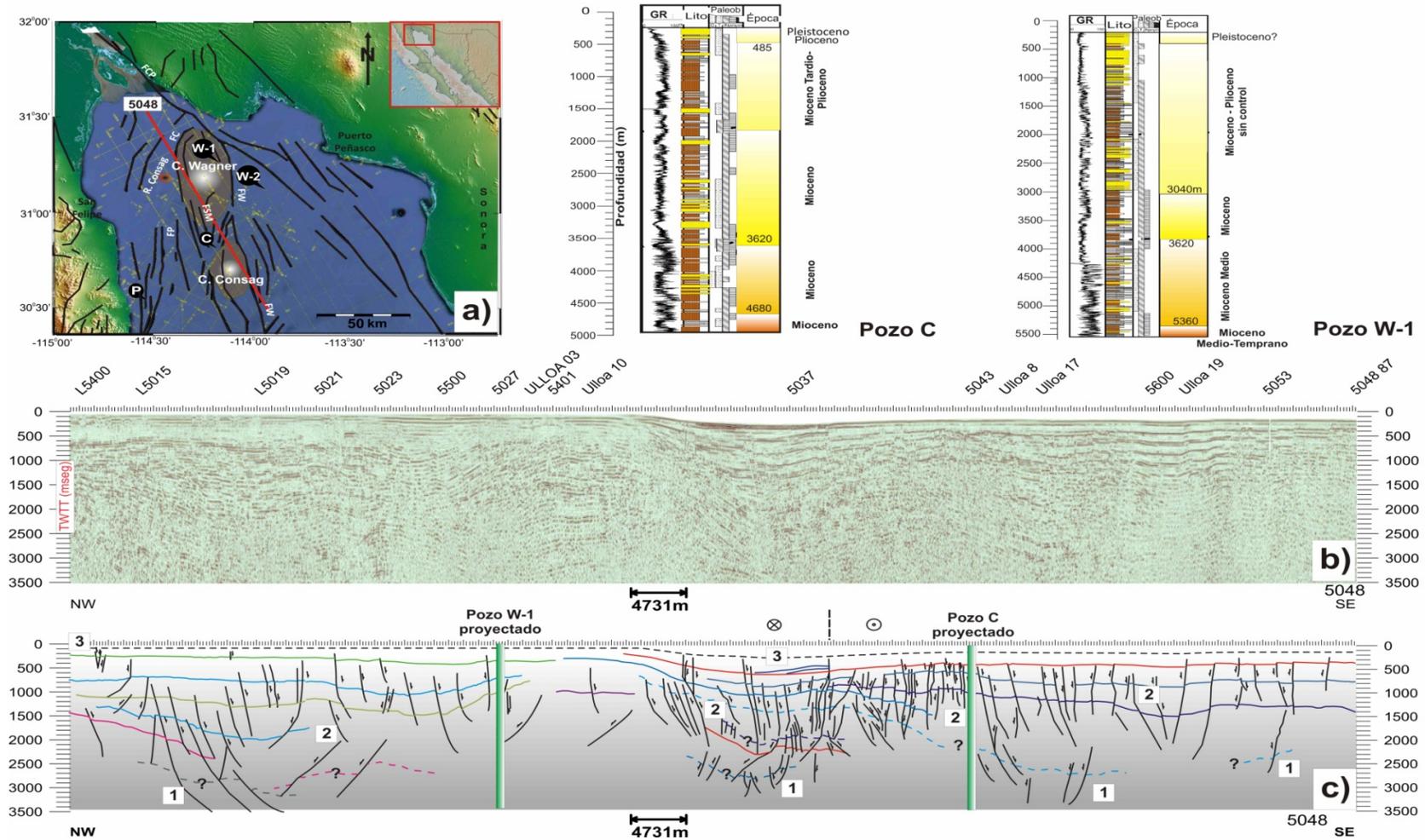


Figura 4.9. Sección 5048. En la parte superior se muestra el mapa de localización de la sección, las estructuras más importantes y los pozos utilizados en la interpretación. En el inciso b, se muestra la sección en msec y en con algunos marcadores pertenecientes a otras secciones perpendiculares y/o oblicuas (parte superiores). c) interpretación estructural (ver texto) se presentan los pozos C y W-1 proyectados en la sección.

(3) una zona de extensión en el extremo NW, donde las fallas presentes se encuentran más separadas en la sección.

#### IV.VIII. Resultados del modelado analógico zona Norte.

Partiendo de los datos en la naturaleza como las secciones disponibles, la cartografía de fallas y los datos de sedimentación (pozos), se realizó un análisis en superficie y en sección (3-d) con el objetivo de plantear una serie experimental de modelos análogos que traten de explicar y simular los procesos tectónico-estructurales que han controlado la deformación al Norte del Golfo (cuencas Wagner y Consag). Tal y como se menciona en el capítulo III, de acuerdo a las características geométricas de la zona a modelar se planteó y experimentó con las condiciones iniciales ideales (“set-up”).

Se realizaron 7 experimentos, en los cuales los primeros tres funcionaron como pruebas pilotos de extensión ortogonal con el objetivo de representar estructuras sencillas de extensión (de control) y donde se caracterizó mecánicamente la estratigrafía de los materiales empleados, la velocidad en procesos de extensión (en este caso ortogonal), el porcentaje de extensión y calcular la tasa de relleno de las cuencas (simulación de sedimentación) Figura 4.10.

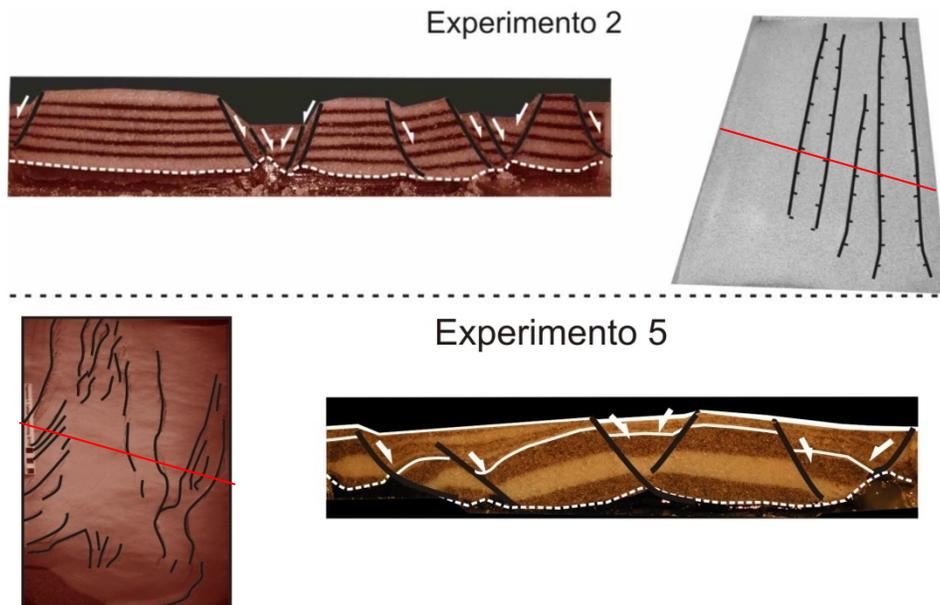


Figura 4.10. En la parte superior se muestra como ejemplo la superficie final y la sección del experimento 2 dentro de los 3 primeros que se extendieron ortogonalmente y que funcionaron como control. En la parte inferior es el resultado del experimento 5 donde se deformó transtensivamente junto con los últimos cuatro utilizando dos placas que simulaban las estructuras iniciales de borde.

En los experimentos 4 y 5 se implementó la extensión oblicua considerando los ángulos mostrados en la figura 4.3 y se consiguió calibrar el porcentaje de extensión. Mientras que en los últimos modelos (6 y 7) se contempló utilizar tres placas: dos fijas y una móvil (ver “set-up”) con el objetivo de representar las fallas de borde iniciales. La última variación del experimento 7 fue

cambiar de posición una de las placas fijas que en este caso representa la falla de Cerro Prieto, este ultimo experimento representa la mejor simulación análoga conseguida en el laboratorio (tabla 2).

Tabla2. Resumen de las características y parámetros de la serie experimental del modelado para el Norte del Golfo de California.

|   | Exp 1 | Exp 2 | Exp 3 | Exp 4 | Exp 5 | Exp 6 | Exp 7 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <b>Extensión ortogonal</b>                  | X     | X     | X     |       |       |       |       |
| <b>Extensión oblicua</b>                    |       |       |       | X     | X     | X     | X     |
| <b>Porcentaje de extensión experimental</b> | 50%   | 60%   | 100%  | 62%   | 48%   | 50%   | 56%   |
| <b>Longitud de extensión (cm)</b>           | 10.5  | 12    | 18.3  | 10    | 10    | 12    | 13    |
| <b>Placas iniciales</b>                     | 2     | 2     | 2     | 2     | 2     | 3     | 3 *   |

#### IV.IX. Condiciones de frontera del modelo.

Antes de mostrar los resultados obtenidos del experimento número 7 en la serie experimental concerniente a la zona Norte del Golfo de California, es importante mencionar que existen algunas limitantes que comúnmente se tienen en cualquier tipo de modelado, al no considerar algunos parámetros que pueden tener un efecto en la evolución geológica de la zona. Por lo tanto se hace énfasis en lo siguiente:

##### Se aislaron y mantuvieron constantes:

- ✓ La geometría del modelo (incluyendo espesor de las capas iniciales)
- ✓ La velocidad de deformación experimental (2 cm/hr)
- ✓ El porcentaje de extensión
- ✓ La sedimentación (cada vez que se extendía el modelo y se formaba una cuenca, esta se rellenaba con arena simulando de esta manera la sedimentación, aproximadamente cada 30 minutos).

##### No se tomó en cuenta:

- ✓ Evolución térmica
- ✓ Influencia del volcanismo
- ✓ Efectos isostáticos
- ✓ Relieve previo a la extensión ya que los modelos fueron deformados a partir de una superficie horizontal.

De esta manera, las estructuras finales y el resultado general del modelado no son estrictamente idénticos a la deformación que la naturaleza presenta actualmente; sin embargo, es muy

importante remarcar que el resultado experimental si representa alguno/s de los procesos estructurales relevantes en la evolución de la zona natural deformada y los cuales son discutidos en esta tesis.

### **IV.X. Resultados del experimento representativo.**

En este trabajo, se presentan los resultados del modelo que se considera representativo de la serie experimental realizada. Este experimento que se basa en las características estructurales descritas con anterioridad, representa una afinación paulatina y refinamiento del arreglo experimental y de las condiciones experimentales. Para facilitar la descripción de los modelos se ha añadido una flecha indicando el norte en los experimentos. De esta manera, el oriente de los modelos es hacia la pared fija, mientras que la pared móvil se encuentra hacia el poniente de los modelos. Cuando se habla de bloques de basamento, se refiere a las capas de arena que se añadieron antes de comenzar el experimento, mientras que las capas sedimentadas se refieren a las capas de arena que se añadieron progresivamente durante la deformación.

#### **IV.X.I. Resultados de la deformación del modelo en superficie.**

El experimento 7 fue extendido estratégicamente en la mesa de modelado a través de dos componentes (ortogonal y a rumbo), de tal manera que al sumar las dos se obtiene una resultante oblicua que se mueve una velocidad de 2cm/hr (ver *set-up*). La extensión total a la que se sometió el experimentos fue de 65 % con respecto a su longitud inicial, a medida que el modelo se fue extendiendo se le iba agregando arena en las depresiones superficiales de tal manera que se trató de simular la sedimentación. Para explicar la descripción en la evolución del modelo y realizar un análisis más eficiente de acuerdo a los patrones estructurales resultantes, la descripción puede separarse en cuatro etapas:

##### 1.- Primer etapa de 0 a 10% de extensión

En esta etapa se observa la aparición y propagación de cuatro fallas, dos de ellas (F1 y F4) se posicionan en los extremos del modelo y son las fallas inducidas inicialmente de acuerdo a la geometría del “set-up”, por otro lado la deformación tiende a acomodarse en otras dos fallas (F2 y F3) antitéticas, de esta manera este par de fallas forma así dos graben alargados (cuencas) en dirección N-S. Cabe resaltar que la geometría estructural resultante en esta etapa inicial de la deformación, resulta en patrones puramente extensionales, a pesar de que el sistema general sea de extensión con un alto grado de oblicuidad (Figura 4.11 a).

##### 2.- Segunda etapa de 10 a 25 % de extensión

Una vez que se propagaron las primeras estructuras, las depresiones que formaban y delimitaban estas fallas fueron rellenadas tal y como ocurre en la naturaleza, este efecto muy probablemente en conjunto con la evolución de la transtensión generaron que la deformación migrara hacia la parte Noreste del modelo. Se formo un patrón estructural de pequeñas fallas (zona de relevo) que comienzan a interactuar entre ellas con una orientación general NW-SE. Por otra parte, la

deformación continúa acomodándose con las fallas F3 y F4 formando un graben en parte Sureste del modelo, la falla F1 en la parte occidental se propaga y crece en una dirección de N-S, y por último, la falla F2 es segmentada en la parte Norte por la franja de relevo, mientras que en la parte Sur del modelo queda inactiva y sepultada por la sedimentación. En general se aprecia que la sección Sur del modelo, la deformación es controlada por las estructuras iniciales que corren en una dirección N-S y predomina la extensión sobre la transcurrencia, mientras que en la porción Norte comienza a controlarse por una estructura mayor en NW-SE en la que predomina la tracción (Figura 4.11 b).

### 3.- Tercer etapa de 25 a 40% de extensión

En esta fase se observa mayor deformación en la mayoría de la superficie del modelo ya que existe un mayor número de estructuras activas. Las fallas de borde continúan desplazándose como se observa con F1, mientras que F4 comienza a propagarse de Sur a Norte en segmentos cortos y dispersos. En la parte central del modelo aparecen nuevas fallas (F5, F6, F8, F9,) así como también pequeños segmentos entre ellas, con una dirección preferencial N-S. El patrón estructural que siguen estas fallas interactúa con el otro patrón oblicuo NW-SE, el cual acomoda la deformación en una zona amplia de cizalla en donde las fallas que lo constituyen comienzan a ligarse y propagarse hacia el NW.

La sedimentación actúa e influye en la deformación de dos formas: 1.- cuando las fallas existentes son rellenadas por arena que en este caso simula la sedimentación, este efecto en algunos casos inhibe su crecimiento y propagación; 2.- al ser rellenados todos los planos de debilidad existentes parece que el tensor de esfuerzos puede modificarse localmente, ya que propicia que nuevas fallas se activen inclusive con distintas orientaciones (Figura 4.11 c).

### 4.- Cuarta etapa de 40 a 56% de extensión

Esta etapa se caracteriza principalmente porque la mayoría de estructuras, tanto las existentes como las que se activaron en el transcurso de esta fase, terminan por ligarse completamente, se contabilizan 14 de estas fallas aunque hay más segmentos cortos asociados entre ellas. La descripción de esta etapa puede dividirse en tres porciones: 1.- la porción Noroeste está conformado por la falla F14 y algunos otros segmentos paralelos a esta, este tren estructural tiene una dirección NW-SE y predomina el desplazamiento lateral derecho con una componente normal. Este sistema de fallas laterales se asimila al sistema Cerro Prieto presente en la naturaleza al Norte del Golfo de California. 2.- La porción Sur es controlada por el mayor número de fallas (F1, F5t, F6, F7, F11, F10, F9, F8, F11 y otros segmentos cortos entre estas), su principal característica es que predomina el desplazamiento extensional con una componente lateral, es decir lo contrario a la porción Noroeste; es notorio que algunas fallas también quedan inactivas y sepultadas tal y como F3. 3.- la porción centro-norte, la cual es una zona de transición que interactúa con las dos porciones descritas, esta zona se caracteriza por presentar una geometría curvada (en todas las fallas documentadas a excepción de F1 y F4, que sugiere variaciones locales en el tensor de

esfuerzos. Estas fallas presentan desplazamientos locales donde predomina tanto el desplazamiento lateral como el extensional (Figura 4.11 d).

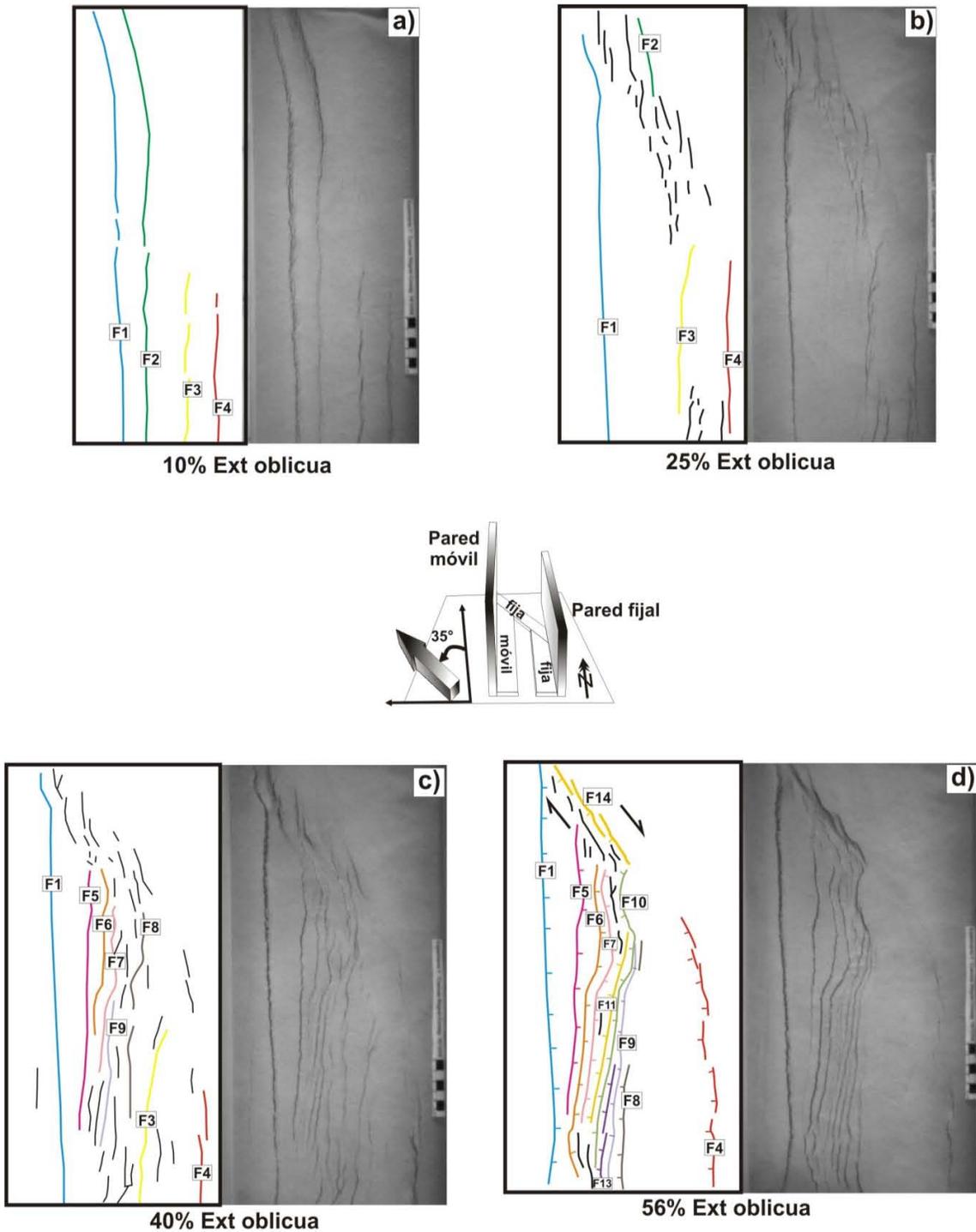


Figura 4.11. Evolución superficial del modelado. Se presenta la evolución estructural con las etapas cinemáticas más relevantes y en distintos estados de extensión. Los resultados son del modelo más representativo (experimento 7, tabla 2).

En resumen, los resultados de este modelo sustentan las interpretaciones de la naturaleza, ya que se observa que la deformación migra hacia el poniente en la fase final del modelo equivalente a al tiempo presente en la naturaleza. La cinemática de la deformación deja fallas inactivas y sepultadas por la sedimentación; mientras que al occidente la deformación es acomodada en nuevas fallas y cuencas, tal y como lo proponen Aragón-Arreola y Martín-Barajas (2007).

### IV.X.II. Resultado del modelo en sección.

Se presentan fotografías interpretadas de los cortes realizados al modelado analógico, estas secciones fueron realizadas al final de la deformación y en distintas trayectorias de corte a lo largo del experimento, con el objetivo de analizar variaciones en la deformación a lo largo y ancho del modelo. En la parte superior de la Figura 4.12 se observan las estructuras finales vistas en planta, el “*set-up*” inicial y tres secciones proyectadas: A-A', B-B' y C-C', las cuales representan la mayoría de estructuras que fueron visibles en la interpretación en superficie. Las fallas interpretadas en las secciones de los modelos, son contrastadas contra las estructuras principales en la naturaleza. Esta comparación permite, si el modelo se encuentra bien escalado, decirnos algo sobre los procesos mecánicos que deformaron la corteza natural, es decir, algunos casos de fallas en el modelo pueden representar un sistema de fallas en la naturaleza con las mismas características geométricas y cinemáticas.

La sección A-A' tiene una dirección general E-W, se ubica al sur del modelo y presenta una secuencia cronológica de fallas que se formaron a lo largo de la evolución experimental. Las estructuras de borde (fallas 1 y 4) son las primeras estructuras que aparecieron, consecuentemente se formaron las fallas 2 y 3, las cuales son estructuras antitéticas a las estructuras de borde 1 y 4. El sistema extensional formado por estas fallas formadas a lo largo del eje N-S del modelo, y fueron las estructuras principales en la primer etapa de la deformación (ver Figura 4.11). Se observa que después de la formación de estas fallas, la deformación comienza a migrar de oriente a occidente, como se puede apreciar en la zona central del modelo con las fallas 8, 9 y 10 formadas entre las etapas II y III de la deformación, al mismo tiempo existen fallas dentro de la interface sedimentaria que se observan activas temporalmente. En la parte occidental de la sección se observan cuatro fallas antitéticas a las fallas 6 y 1, dos de ellas fueron caracterizadas con los números 11 y 13, estas estructuras fueron las últimas en formarse (etapa III y IV). Estas últimas fallas muestran como ocurre la migración de la deformación hacia la parte occidental en los modelos.

Estructuralmente, la sección presenta en los extremos bloques de basamento extendidos, formando dos cuencas extensionales, es decir dos graben. En la parte central los estratos más gruesos que representan el basamento se encuentran segmentados, hundidos y plegados (pliegue tortuga), por encima de este bloque basal, yacen estratos delgados que simulan sedimentos sub-horizontales y constituyen un alto estructural que divide a las dos cuencas (Figura 4.12., sección A-A').

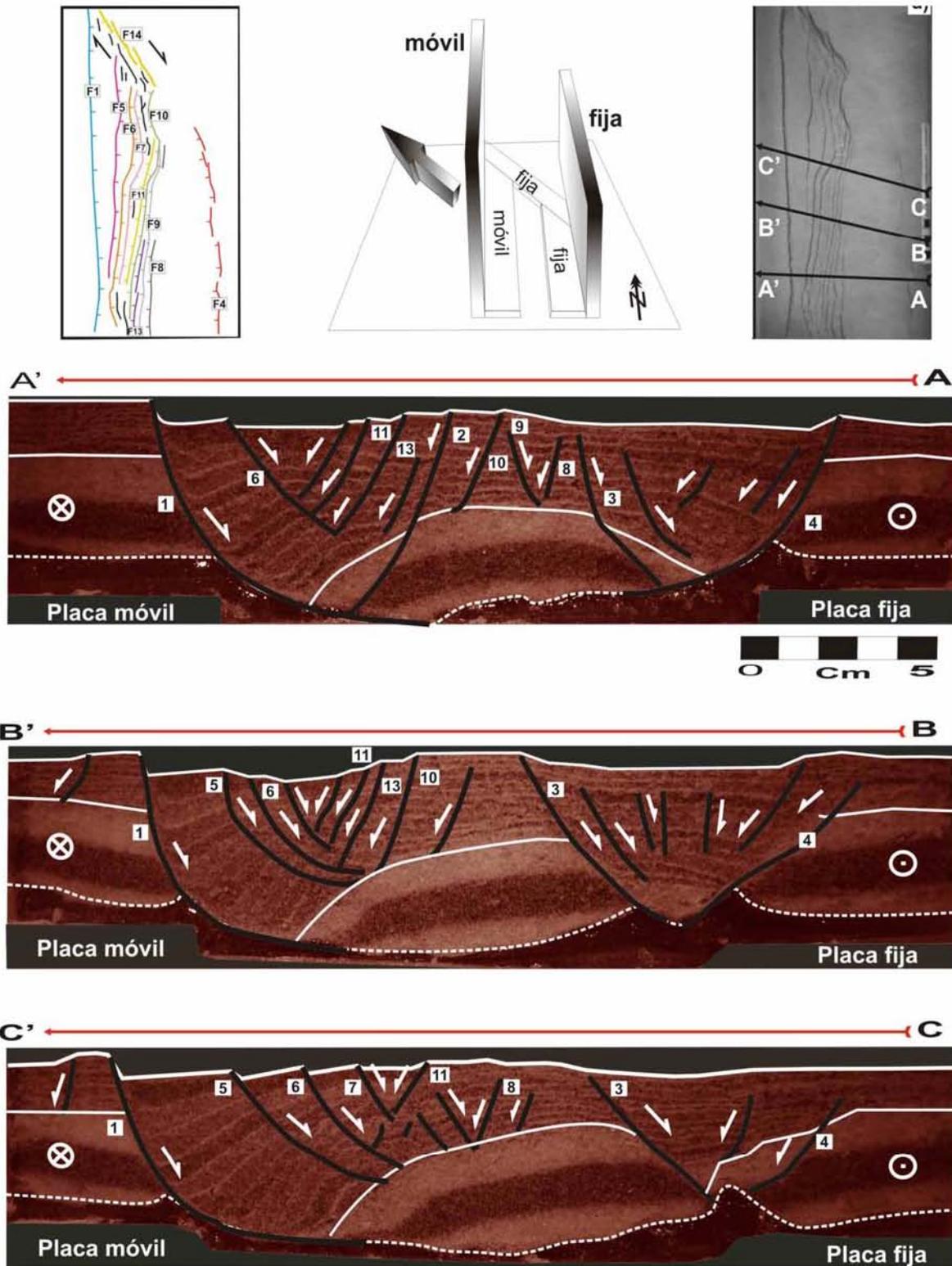


Figura 4.12. Secciones estructurales interpretadas a partir de los cortes transversales de la fase final de la deformación, en las figuras superiores se muestran las estructuras caracterizadas en superficie así como la trayectoria de las secciones A-A', B-B' y C-C'.

Las sección B-B' de la Figura 4.12 tienen una dirección general SE-NW en el modelo, la parte occidental presenta bloques de basamento extendidos, controlados por fallas normales lítricas (fallas 3 y 4), cuyo nivel de despegue se encuentra sobre el contacto con el nivel dúctil que simula la corteza inferior. Estas fallas delimitan una cuenca extensional rellena por capas sedimentadas más delgadas, esta cuenca se encuentra deformada por fallas que presentan variaciones en sus ángulos, las más viejas tienen ángulos de  $\sim 55^\circ$  mientras que las más jóvenes presentan ángulos más inclinados de  $\sim 74^\circ$ .

En la parte central, hay un alto estructural que divide las dos cuencas sedimentarias, esta zona está compuesta por un bloque de basamento basculado hacia el NW de la sección, sobre el cual yacen capas sedimentarias delgadas basculadas en la misma dirección, además se encuentran deformadas y/o desplazadas por fallas normales, las cuales caen hacia el NW.

La porción occidental de la sección presenta una geometría asimétrica, la deformación es controlada principalmente por una falla regional lítrica (falla 1), con un nivel de despegue hacia las partes más profundas del modelo. Esta falla roto durante su evolución y desplazó un bloque basal formando un semigraben (deformación por cizalla simple). Este mecanismo propició la formación de una cuenca donde se depositaban capas sedimentarias basculadas hacia NW y a medida que la extensión se incrementaba se fueron formando estratos de crecimiento.

Finalmente, las capas depositadas fueron afectadas por la extensión a través de fallas normales, las cuales presentan poco desplazamiento así como poco espaciamiento entre ellas, los segmentos de capas que hay entre falla y falla presentan crenulación. La geometría de estas fallas forma una estructura en forma de flor negativa, la cual indica que en esta zona se localiza la deformación transcurrente durante este periodo experimental. Esto se ajusta muy bien a la sección sísmica 5043 descrita, en donde en la parte oriental presenta una deformación extensional, mientras que la deformación tiende a migrar hacia la parte occidental presentando grupos de fallas con deformación predominantemente transcurrente.

La sección C-C' de la Figura 4.12 tiene una orientación SE-NW y está localizada en la zona central del modelo, estructuralmente presenta características similares a la sección B-B'. La principal diferencia entre ambas es que C-C' por su posición en el modelo está involucrada dentro de la zona de transición en donde interactúan las familias de estructuras con dirección N-S y las NW-SE, esta zona está caracterizada por presentar variaciones en la orientación de la traza de las estructuras en superficie (curvaturas mostradas en el capítulo anterior), consiguientemente los desplazamientos extensivos y transtensivos también cambian localmente. La sección C-C' se caracteriza además porque en su porción occidental las estructuras presentan una geometría predominante de fallas extensionales (fallas dispersas y capas basculadas, con poca crenulación).

La sección D-C' es una sección compuesta en dos direcciones: comienza en la parte oriental del modelo hasta la parte central, con una orientación W-E y desde ese punto hacia el extremo occidental cambia a una orientación SE-NW. Estructuralmente, al oriente de la sección, el bloque

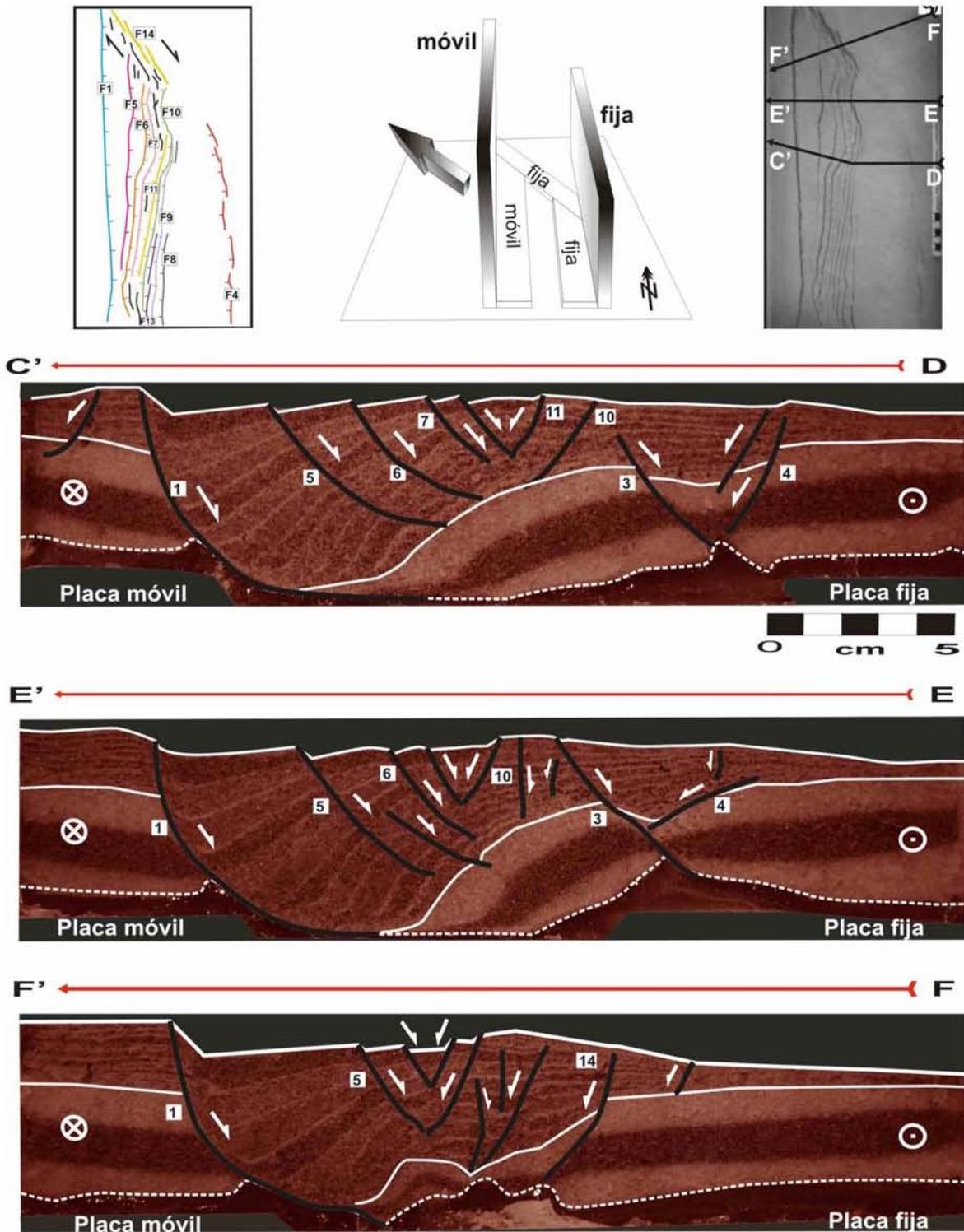


Figura 4.13. Secciones estructurales en la parte Norte del modelo. Se presentan en la parte superior el mapa estructural final con algunas de las estructuras que afloran en superficie, así como el “set-up” inicial y la proyección de las secciones D-C’, E-E’ y F-F’ mostradas en la parte inferior.

basal se encuentra deformado por un graben basculado hacia el oeste, los sedimentos añadidos se acomodaron en esta cuenca formando capas casi horizontales. Mientras que en el extremo opuesto, la deformación esta controlada por una falla listrica que vez forma un semigraben, las capas sedimentarias se inclinan hacia el Oeste. Las fallas listricas que caen hacia el Este provocan que las capas desplazadas por el fallamiento formen pliegues de arrastre (Figura 4.13).

La sección E-E', por su localización, es un de las más interesantes puesto que corta al modelo en la parte Norte, de oriente a occidente. En esta sección se pueden observar las estructuras que controlan las cuencas experimentales y hacer una comparación en la naturaleza con la cuenca Consag. A lo largo de la sección se observa una partición de la deformación, en la porción oriental de la sección se formó una cuenca extensional que es controlada por principalmente por dos fallas que se conjugan entre sí, los sedimentos forman capas sub-horizontales; mientras que en el otro extremo (izquierda), la deformación se divide por un alto estructural, donde la deformación es controlada por una falla lítrica que genera rotación en el sistema, y la formación de estratos de crecimiento y pliegues de arrastre.

Por último, la sección F-F' es un perfil que cruza por una zona de falla con desplazamiento lateral y en donde a diferencia de las anteriores, en esta sección predomina la cinemática transcurrente. En los extremos hay bloques aparentemente sin deformar, la mayor deformación es en el centro en donde gran variedad de inclinaciones de estratos, desplazados por fallas de alto ángulo y desde un punto de vista regional, la deformación define una estructura del tipo flor negativa (Figura 4.13).

## Capítulo V. Resultados zona Sur

### V.1 Arreglo estructural

Como se ha mencionado en los capítulos anteriores el arreglo de fallas de la parte Sur del Golfo de California se caracteriza por: a) un sistema de fallas transformes y cuencas extensionales en el centro del Golfo, b) un sistema de fallas de borde que presenta características diferentes tanto en la parte Oeste de la placa Norteamericana como en la parte oriental del bloque de Baja California, c) Un sistema de dispersión oceánica en la zona de la dorsal pacifico Rivera con extensión ortogonal a esta estructura y d) Un sistema de fallas localizado en la antigua zona de subducción denominado Tosco-Abrejos. Este complejo patrón estructural involucra desplazamientos en cada uno de estos sistemas durante la evolución de la deformación:

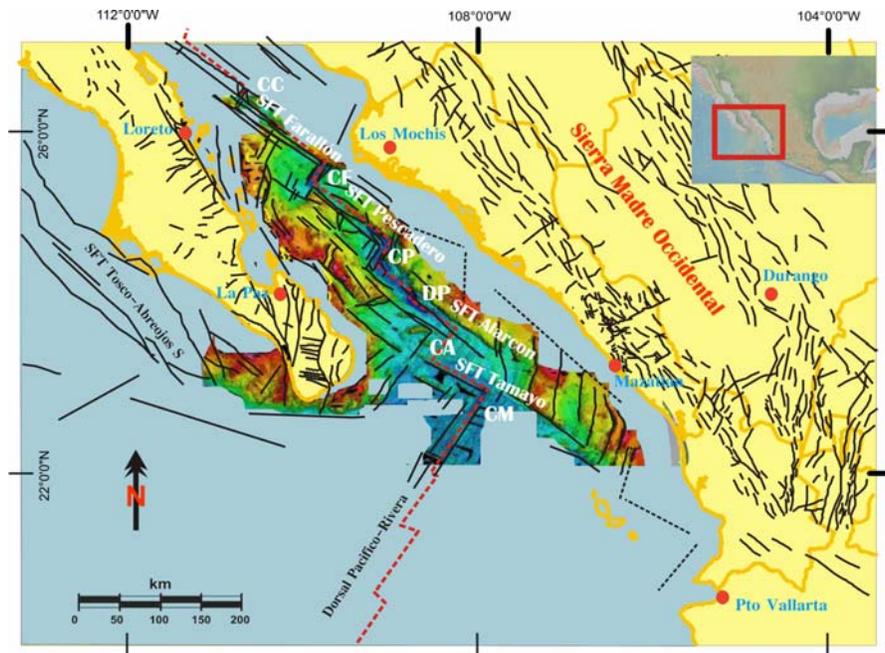


Figura 5.1. Mapa estructural de la parte Sur del *rift* del Golfo de California, se integra la batimetría realizada por Lonsdale en los cruceros Dana 2004 y Atlantis2008.

- a) Dentro del arreglo de cuencas situadas en la zona central a lo largo del eje del *rift* se encuentran las cuencas: Guaymas, Carmen, Farallón, Pescadero, Alarcón y Mazatlán. Estas cuencas son caracterizadas por presentar una deformación extensional delimitada por fallas normales, con una orientación general NE-SW y donde existe una inyección de magmas básicos que va formando corteza oceánica, cuya edad data desde aproximadamente 3 Ma (Dixon *et al.*, 2000). Por otra parte la extensión oblicua que presenta el Golfo ha generado sistemas de fallas laterales que ligan las cuencas existentes en un patrón escalonado. Estos sistemas transformes de fallas (STF), están compuestos principalmente por el STF Farallón, Pescadero, Alarcón y Tamayo. Tienen una orientación general NW-SE y acomodan gran parte del desplazamiento oblicuo del *rift*.

La orientación de estos sistemas de fallas es distinta a las orientaciones que presentan las estructuras que tienen las fallas en los bordes continentales, lo que indica una variación angular o rotacional de estas estructuras a lo largo de la evolución tal y como lo menciona Fletcher *et al.* (2007).

Dentro de la porción oceánica existen también bloques de corteza transicional extendidos, sumergidos y delimitados por fallas normales con orientaciones generales NE-SW, tal como el bloque "Tamayo" al extremo sur oriental del rift y dentro de la placa Norteamericana (Lizarralde *et al.*, 2007); así como los bloques extendidos presentes en el extremo nororiental del rift en el bloque de Baja California. Presentan ligeras variaciones angulares pero se observa que cinemáticamente son consistentes con las fallas normales que constituyen las cuencas centrales del *rift*.

En lo que respecta el arreglo estructural marino, existe una plataforma continental, en ambos lados del *rift*, en la porción sur oriental esta plataforma se encuentra distribuida en una porción amplia y alargada de Norte a Sur, mientras que en la sección Noroccidental la plataforma tiene menor amplitud, y en algunas zonas se observan bloques fragmentados.

- b) Las fallas presentes en los bordes continentales, se interpretan como la primera etapa en la ruptura continental que dio lugar a la apertura del golfo. En la porción oriental (Nayarit y Sinaloa) las fallas cartografiadas existentes e incluidas en este trabajo, casi en su totalidad muestran un patrón estructural con una orientación de NW 40° SE, a excepción de algunas fallas que presentan orientaciones NE-SW como al norte de Mazatlán (Henry *et al.*, 2003). Esta deformación se caracteriza por activarse en el Mioceno, en general se conoce que el intervalo que presentó la actividad extensional en los bordes continentales es aproximadamente de 17 a 10 Ma (Ferrari *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Las zonas de los bordes continentales que presentan estas características son consideradas tradicionalmente como parte de la provincia extensional del Golfo.

En la parte occidental del *rift*, al Sur del bloque de Baja California las fallas de borde tienen patrones estructurales distintos que en la porción anterior descrita. De la zona que comprende de La Paz a los Cabos, predominan fallas (~100 km de longitud) con orientación casi N-S como las fallas La Paz y San José (Geoffroy y Pronost, 2009), algunas otras con inclinaciones hacia el oeste como las falla Carrizal con una dirección NW 28° SE (Cruz-Falcón *et al.*, 2010) y la falla Todos Santos con una dirección NW 50° SE (Munguía *et al.*, 2006). También existen otras estructuras que tienen inclinaciones hacia el NE como las fallas que limitan la cuenca el cabo al Sur de la península (Paramo *et al.*, 2008; Cruz-Falcón *et al.*, 2009; Geoffroy y Pronost *et al.*, 2009; Umhoefer *et al.*, 2011), con una dirección aproximada NE 20° SW. La activación de estas fallas data del Mioceno (<10 Ma), mientras que hacia al Norte de esta zona, entre La Paz y Loreto, hay una serie de fallas cartografiadas por el Servicio Geológico Mexicano (Carta San José del Cabo y La Paz) que tienen un patrón estructural casi perpendicular a las de Sur en la dirección de NE 53° SW Figura 5.1.

Por último, en los alrededores de Loreto hay un grupo de fallas continentales casi paralelas al límite de costa que tienen una dirección WNW, la extensión que dio origen a estas fallas comenzó en el Mioceno (<8 Ma) y continuo propagándose hasta el Plioceno (<3 Ma) en la isla Carmen (Umhoefer *et al.*, 2001), así como también hacia la plataforma observándose en las fallas existentes entre las islas Monserrat y Santa Catalina (Piñero-Lajas, 2009).

- c) La zona de la dorsal Pacífico Rivera se ubica entre el Sur la península de Baja California y al Noroeste del bloque Jalisco, actualmente es un margen divergente entre las placas Rivera y Pacífico. Este margen interactúa en su extremo derecho con la placa Norteamericana, a través del sistema de fallas transformes Tamayo, donde comienza el *rift* de California. Esta zona de dispersión oceánica se caracteriza por presentar una deformación extensional ortogonal, cuya apertura comenzó a activarse al inicio del Mioceno (9.9 Ma) (DeMets, 1995). En sus inicios delimita en su parte Norte la microplaca Magdalena y en la parte Sur la zona de fractura Clarion (Lonsdale, 1991; Stock y Lee, 1994).

Una característica relevante de este margen divergente, es que de acuerdo a las anomalías magnéticas, la dorsal ha rotado a favor de las manecillas del reloj de una forma no gradual. Esta rotación ha ocurrido en dos etapas principales: entre 9.9 y 7.1 Ma los paleo-ejes rotaron 15° manteniendo más o menos una dirección constante de 7.1 a 1.86 Ma, y ha rotado 10° entre 1.86 Ma y el presente (DeMets y Dixon, 1999).

- d) La zona de falla Tosco-Abreojos se localiza a lo largo de la parte occidental de la península de Baja California. Su origen está asociado al sistema de subducción heterogéneo que la placa de Farallón comenzó a experimentar desde el Mioceno medio (~15 Ma). Este sistema de fallas comenzó a activarse en la zona Norte de la península después del cese de la subducción de la placa de Farallón (12 Ma) mientras que al Sur, la placa subducida se había fragmentado en dos microplacas (Guadalupe y Magdalena). Al mismo tiempo comenzaba a propagarse hacia el Sur un desgarre de la placa de Farallon, abriendo una ventana astenosférica por debajo de la placa Norte Americana y por consiguiente ascenso térmico del manto (Michaud *et al.*, 2005). A medida que el ascenso térmico debilitaba la litosfera de Norteamérica y que el desgarre de la placa generaba cambios en el sistema principal de esfuerzos, el remanente de la placa de Farallón subducida, se acopló mecánicamente con la placa del Pacífico. En la superficie al mismo tiempo del cese de la subducción, el margen continental (Oeste de Baja California) actuó como frontera transforme entre las placas Pacífico y Norteamericana, dicho margen ha sido interpretado como la mejor zona de acomodo del movimiento transforme antes del Plioceno. Se caracteriza por una alternancia de escarpes y cuencas asimétricas en las cuales los sedimentos recientes están deformados (Michaud *et al.*, 2005).

Actualmente es una estructura activa (sistema de fallas), a lo largo de la cual ocurre un desplazamiento lateral derecho con una componente transtensional que es

congruente con una predicción cinemática de 2.9 a 6.9 mm/año (Michaud *et al.*, 2005). Los modelos cinemáticos sugieren que el desplazamiento de la placa Pacífico con respecto a la placa Norte Americana, no está totalmente acumulado en el Golfo de California, sino que está distribuido. Un porcentaje significativo del movimiento se distribuye de manera discreta a lo largo de una zona ancha cuyo límite más occidental es la falla Tosco-Abrejos. De esta manera la península de Baja California está limitada como un bloque que se mueve libremente entre el *rift* de California y la zona de falla Tosco-Abrejos (Platter *et al.*, 2007).

### V.II. Estructura interna del Golfo de California en su porción Sur, secciones disponibles.

Las secciones que presenta Lizarralde *et al.* (2007; Guaymas, Alarcón y Cabo-Pv) son modelos sísmicos que representan la estructura interna de la litosfera a lo largo de *rift* de Baja California, basados en datos sísmicos. Estos perfiles revelan estilos de *rifting* que son distintos en estructura y magmatismo a lo largo de su eje. Estos modelos fueron construidos a partir de la respuesta elástica de la corteza estratificada (Figura 5.2).

Las secciones presentadas por Lizarralde *et al.* (2007) se toman como base en este trabajo para definir los siguientes puntos, los cuales sirvieron para conceptualizar el desarrollo del *rift* en la zona, así como proponer las condiciones de frontera experimentales:

1. Se observan diferencias en el estilo estructural a lo largo del *rift* que se ha correlacionado con las estructuras observadas en la superficie. En el caso de la sección Cabo-Pv, se observa una gran cantidad de adelgazamiento y la formación de corteza oceánica. Los bordes de la corteza continental son cortados de manera abrupta. El *rifting* es asimétrico y presenta un adelgazamiento cortical más gradual hacia la parte continental. Los patrones de falla indican una predominancia de extensión a lo largo de esta sección (Figura 5.2 d).
2. En la sección Alarcón se observa un *rifting* simétrico, ya que presenta un adelgazamiento gradual en ambos extremos. De acuerdo al modelo, en la zona central del perfil existe una zona estrecha (~135 km) y delgada (~5.5 km), donde se ha formado corteza oceánica. Hacia los bordes continentales se observan estrangulamientos en bloques extendidos de la corteza, como ejemplo el bloque Tamayo, que llega a tener ~15 km de espesor. Los patrones de falla en superficie compilados en este trabajo, muestran una extensión ortogonal en la zona central (cuenca Alarcón), mientras que en los extremos en las zonas de plataforma hay bloques extendidos (Figura 5.2 c).
3. La sección de Guaymas presenta una ligera simetría entre la geometría de extensión de ambos segmentos separados. Se interpreta una zona con aproximadamente ~270 km de extensión, formada, de acuerdo con Lizarralde *et al.* (2007) principalmente por corteza oceánica con un espesor aproximado de 7-8 km. Los bordes continentales se observan cortados abruptamente, y se conserva un mayor espesor en el extremo de Baja California, mientras que en el extremo continental se observa más adelgazado.

Comparando este perfil con los anteriores descritos, se observa relativamente menor extensión en la zona central.

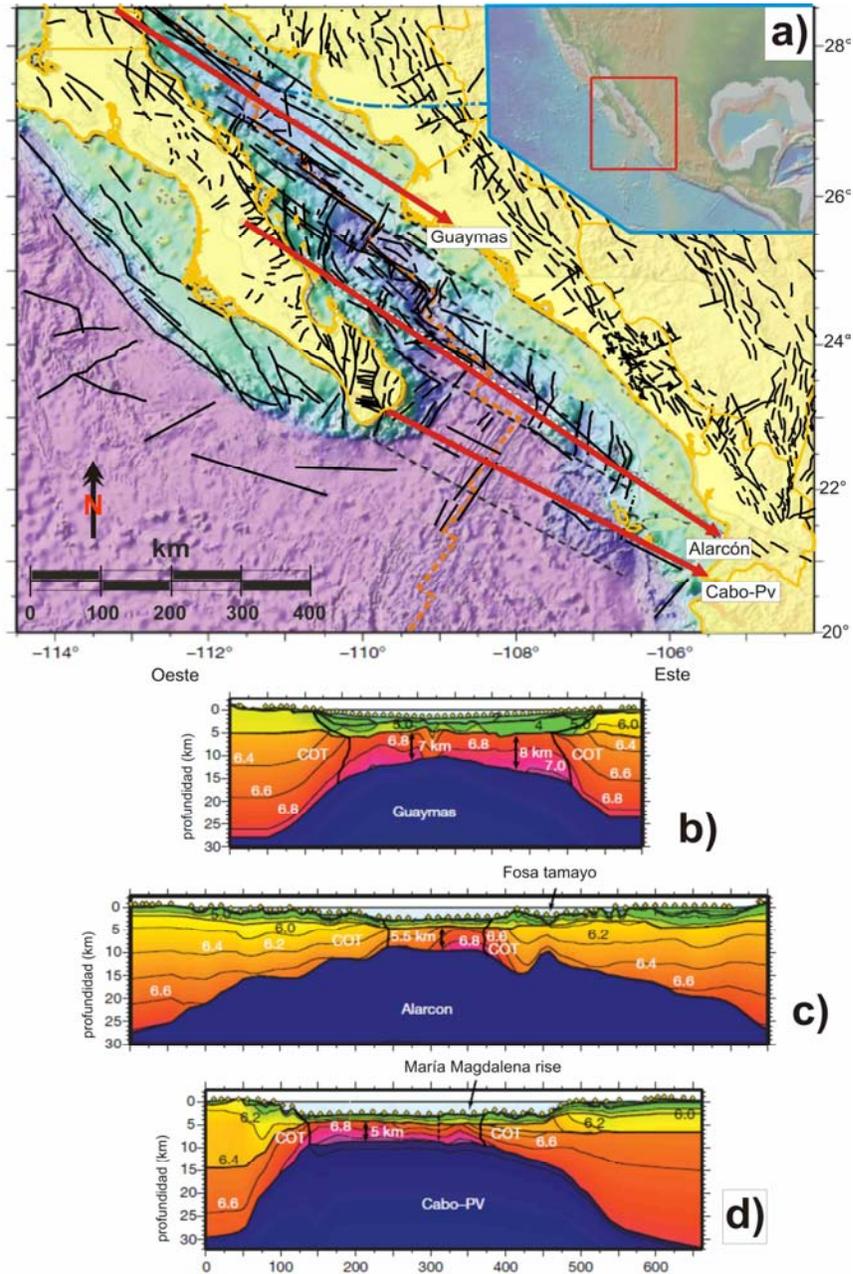


Figura 5.2. En el mapa superior se muestra la porción Sur del rift de Baja California (a) en donde se integran las fallas en superficie y se asocian a los perfiles disponibles. En la parte inferior aparecen los perfiles de Guaymas (b), Alarcón (c) y Cabo-Pv (d) realizados por Lizarralde *et al.*, 2007.

**V.III Descripción de las secciones interpretadas por Lizarralde *et al.* (2007) y sus implicaciones para el modelado.**

El perfil de la cuenca de Guaymas se describe como un *rift* estrecho, en los bordes continentales la velocidad de propagación de las ondas sísmicas es de alrededor de 6.8 km/s,

un valor típico de gabros, desde que se rompió la litosfera (Lizarralde *et al.*, 2007). La extensión central ha permitido el emplazamiento de nuevas intrusiones ígneas con un espesor de 6-8 km, y con un importante volumen de material inyectado en las capas sedimentarias (Lizarralde *et al.*, 2007). La respuesta elástica de las ondas sísmicas, describen aproximadamente 280 km de anchura de nueva corteza ígnea a una velocidad de extensión de 48 mm/año, implican que la ruptura de la litosfera ocurrió desde hace 6 Ma (Lizarralde *et al.*, 2007).

El perfil de Alarcón se describe como un *rift* ancho que ha experimentado alrededor de 350 km de extensión continental antes de la oceanización, en el que se ha formado ~135 km de corteza oceánica en ~6 km de espesor. En esta sección el límite del continente-océano está marcado por una transición pronunciada de un Moho poco somero a uno plano, por debajo de un espesor normal de la corteza oceánica, claramente identificado con las anomalías magnéticas. En este segmento la dispersión del fondo oceánico parece coincidir con la propagación hacia el Norte del EPR (*East Pacific Rise*).

Anteriormente, la extensión se localizaba por debajo de la fosa Tamayo, adelgazando la corteza continental alrededor de ~7km, pero un poco hacia el Oeste hay evidencias de que existe un segmento de un magmatismo *syn-rift*, el cual se encuentra a un nivel de 250-500 m de espesor con velocidades sísmicas de 2.5- 2.8 kms-1. Esta capa a su vez sobreyace al basamento en gran parte del aérea y puede representar un estrato volcánico o vulcanoclásticos. El segmento Alarcón tuvo así poco magma durante el *rifting* sugiriendo que el manto astenosférico continental subyacente no se funde fácilmente por descompresión. Lizarralde *et al.* (2007), especulan que como el EPR se propago hacia el Norte los diques posiblemente provienen de un manto astenosférico más fértil del EPR, finalmente el manto astenosférico favoreció la ruptura de la litosfera continental (Lizarralde *et al.*, 2007).

El perfil del Cabo-Pv cruza cuencas oceánicas separadas por márgenes pasivos y se infiere que las cuencas se formaron como *rift* estrecho. El límite continente-océano en el margen Oeste es similar que al de Alarcón, yuxtaponiendo la corteza oceánica que genera el EPR, con la corteza continental extendida. En este segmento la extensión del piso oceánico inicio 1 Ma antes que la propagación de EPR dentro del golfo ~ 3.5 Ma. El centro de dispersión inicial se preserva al Sureste en la *María Magdalena Rise*. La corteza generada en *María Magdalena Rise* presuntamente fue derivada de una astenosfera continental de ~1km a comparación de la corteza formada en el EPR (Lizarralde *et al.*, 2007).

La variación en los estilos de *rifting* depende del marco estructural en que se encuentran referidos. Los patrones de falla compilados nos permiten relacionar los perfiles con zonas estructurales y hacer inferencias sobre la formación de los estilos estructurales resultantes. Por ejemplo en el perfil de Cabo-Pv, es contundente que existe nueva corteza oceánica en una gran porción del perfil, debido a que en el perfil predomina la extensión ortogonal.

En el perfil de Alarcón, la deformación se divide en dos estilos diferentes: en los extremos la deformación es acomodada en bloques extendidos, rotados en donde predominan con variaciones angulares con respecto a las fallas de borde continentales y a las fallas de las cuencas centrales. Estas estructuras delimitan una corteza aparentemente transicional. Por otro lado, en la zona central predomina la extensión ortogonal y lo más probablemente esta parte esté compuesta por corteza oceánica.

El perfil de Guaymas, Lizarralde *et al.* (2007) sugieren que en la porción central (la zona más delgada de la sección ~ 9 km) la velocidad de las ondas sísmicas (P) describen materiales básicos, que se interpreta como corteza oceánica. A pesar de que el espesor no es el único parámetro que hay que considerar, en esta tesis se infiere que el espesor que presenta esta zona comparado con el adelgazamiento que presenta el bloque Tamayo en el perfil de Alarcón (ver Figura 5.2) es similar. Es decir, es probable que la cuenca de Guaymas este construida sobre corteza transicional (a menos que pueda tratarse de corteza transicional fuertemente intrusionada por material máfico). Esto es consistente con el dominio estructural definido en este trabajo, ya que tanto el desplazamiento como deformación en esta zona es acomodada en gran medida por dos sistemas de fallas trasformes (SFT Guaymas y Carmen) y en donde el resto de la deformación se acomoda en fallas con extensión ortogonal.

### **VI.IV. Construcción de los modelos análogos con base en las restricciones geológicas.**

En este capítulo se retoman los dos modelos actuales más relevantes descritos en el capítulo II, donde se explican las ideas de cómo se abrió el Golfo de California. El modelo clásico de Stock y Hodges (1989), básicamente afirma que la deformación inicio con una con una deformación particionada entre una extensión ortogonal al Este de Baja California (proto-Golfo) y un fallamiento lateral al Oeste de Baja California a lo largo del sistema Tosco-Abrejos. Posteriormente ~6 Ma el bloque de Baja California se acoplo a la placa Pacífico e inicio una transtensión en la región del Golfo particionandose entre fallas extensionales y fallas trasformes. De esta manera en dos fases de deformación se explica la formación de *rift*. Por otro lado Gans, 1997 y Fletcher *et al.* (2007) proponen que la deformación adentro del Golfo fue siempre transtensional desde los 12 Ma y de tal manera la formación del Golfo puede ser explicada en una sola fase con ciertas variaciones angulares.

De acuerdo a los resultados analizados, este trabajo sustenta la idea de que el origen y evolución del *rift* del Golfo de California puede ser explicado en una sola fase de extensión oblicua para los últimos 10 Ma, así como también que existe una historia de extensión ortogonal previa a los 12 Ma (observada por ejemplo en la provincia del "*Basin and Range*"). Los experimentos realizados para modelar esta idea están sustentados en dos puntos:

1.- De acuerdo a los patrones de fallas recopilados y cartografiados en este trabajo, en los cuales se observa una tendencia evolutiva rotacional en los patrones desde el continente, posteriormente en las fallas de borde, la corteza transicional hasta las fallas que delimitan las cuencas oceánicas; de esta manera se observa que existe una consistencia mecánica en el patrón estructural presente en la parte marina del Sur del Golfo.

2.- La extensión ortogonal al Golfo comenzó al final del Oligoceno y representa una etapa previa que permitió finalmente la localización de la deformación, en la zona posteriormente ocupada por el *rift* de California.

Adicionalmente, se hace mención que para fines de modelado, es más sencillo realizar experimentos en una sola fase. Si se pretendiera realizar modelos en dos fases que sirvan de análisis y comparación entre los resultados experimentales obtenidos en este trabajo seria de gran utilidad para discutir con mayor detalle las dos ideas del modelo clásico y el de una sola

fase. Sin embargo realizar experimentos en dos fases a escala litosférica requerirían de mucho tiempo de planificación debido a que son más robustos.

Con base en las observaciones descritas se resolvió el problema del modelado. Para producir los cambios laterales en los estilos estructurales del *rift*, se diseñó un patrón estructural previo al inicio del *rift* en forma de zigzag. Para localizar la deformación en la zona del *rift* se simplificó el modelo considerando una litosfera estándar de tres capas (Corteza superior e inferior, manto litosférico y este perfil de resistencias flota sobre una astenósfera). De acuerdo con modelos previos de extensión, (Ranalli, 1987; Corti *et al.*, 2003), la zona de *rift* se produjo mediante una banda con un perfil de resistencia relativamente más débil, es decir una corteza atenuada de tres capas.

### **VI.V. Resultados experimentales.**

Para simular la deformación de la porción Sur del Golfo de California, se realizó una serie de experimentos que son los primeros obtenidos en el laboratorio LAMMG a esta escala litosférica, así como también de los primeros a nivel mundial para modelos de escala litosférica de tres capas. Las características geométricas del *set-up*, la reología y su respectivo escalamiento se describieron en el capítulo III. En la tabla 3 se presenta un resumen de las características de los 11 modelos realizados en esta serie experimental.

Después de probar con distintos arreglos experimentales, el experimento 9 arrojó resultados satisfactorios. En este experimento de tres capas se construyó internamente una franja relativamente menos resistente, la cual simula una litosfera relativamente más débil. El material empleado para la corteza quebradiza fue una toba, de alta cohesión, efecto que provocó que las estructuras resultantes fueran muy marcadas.

El análisis de la deformación del modelo a lo largo de la evolución se realiza a través de fotografías tomadas de la superficie en intervalos determinados de tiempo; mientras que la topografía digital se obtuvo mediante la técnica de interferometría (ver capítulo III). Para la descripción de la deformación del modelo, se muestran 9 fotografías (a-i) a diferentes etapas durante el desarrollo de la extensión (Figura 5.3).

Entre el inicio experimental a) y hasta c), se forman las fallas de borde que delimitan una cuenca: Se observa que las fallas laterales comienzan a propagarse en segmentos cortos y equidistantes. A excepción de la zona inferior izquierda (donde es evidente la extensión), en la mayoría de la superficie del modelo se observa que predominan las estructuras laterales oblicuas (Figura 5.4).

Tabla 3. Resumen de la serie experimental realizada, los experimentos 1 al 3 sirvieron como base para mejorar algunos de los problemas técnicos que se presentaron en la extensión del modelo, los experimentos del 4 al 9 permitieron obtener el arreglo experimental adecuado que produjera la deformación oblicua, y los experimentos 10 y 11, fueron los que se consideran representativos de la deformación.

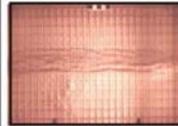
|                       | Exp 1   | Exp 2   | Exp 3  | Exp 4   |
|-----------------------|---|---|--|---|
| Fase final modelos    |  |  |  |  |
| "set-up"              |  |  |  |  |
| Ext ortogonal         | X   | X   | X  |   |
| Ext oblicua           |   |   |  | X   |
| Superficie 40 x 28 cm | X   | X   | X  |   |
| Superficie 21 x 20 cm |   |   |  | X   |
| Cobertura quebradiza  | Arena Cuarzo  | Arena Cuarzo  | Arena Cuarzo   | Toba  |

Tabla 3 a)

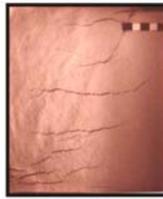
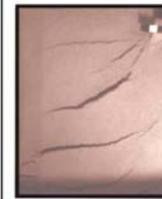
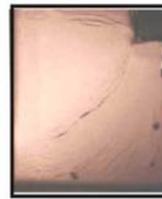
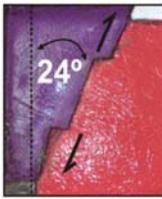
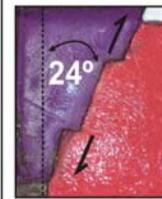
|                       | Exp 5   | Exp 6   | Exp 7  | Exp 8   |
|-----------------------|---|---|--|---|
| Fase final modelos    |  |  |  |  |
| "set-up"              |  |  |  |  |
| Ext oblicua           | X   | X   | X  | X   |
| Superficie 21 x 20 cm | X   | X   | X  | X   |
| Cobertura quebradiza  | Toba  | Toba  | Toba   | Toba  |

Tabla 3 b)

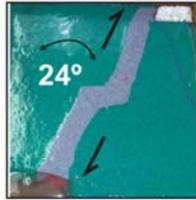
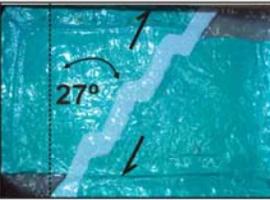
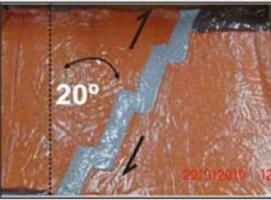
|                       | Exp 9   | Exp 10   | Exp 11  |
|-----------------------|---|--|---|
| Fase final modelos    |  |  |  |
| "set-up"              |  |  |  |
| Ext oblicua           | X   | X  | X   |
| Superficie 40 x 28 cm |   | X  | X   |
| Superficie 21 x 20 cm | X   |  |   |
| Cobertura quebradiza  | Microesferas  | Microesferas   | Microesferas  |

Tabla 3 c)

Entre las fotografías d) y f), se define el borde de la cuenca trascurrente, delimitada en los extremos por fallas laterales oblicuas y en el centro por pequeños segmentos de fallas normales (color negro Figura 5.4). Los segmentos de fallas laterales formados en las fases anteriores comienzan a ligarse entre ellos y forman una sola estructura con mayor longitud. En esta fase de la evolución se observa también que en la zona central de la cuenca comienzan a aparecer en mayor proporción pequeños segmentos espaciados de fallas normales (color rojo Figura 5.4), y su cinemática normal es debida a su orientación favorable.

Al final del experimento, entre g) e i) (tercer tercio), el patrón de las fallas de borde se hizo más disperso y aparecieron más fallas, en la última fase aparecen en el borde de toda la zona extendida. Se delinear los límites de dominios estructurales, mientras que en la parte central hay un incremento de fallas normales (color rojo), en los extremos NE y SW predomina las fallas laterales oblicuas (Figura 5.4).

En la Figura 5.5, se presenta la evolución del relieve del modelo obtenida con precisión sub-milimétrica, que permite observar los ajustes isostáticos que ocurren en el experimento.

Experimento 9

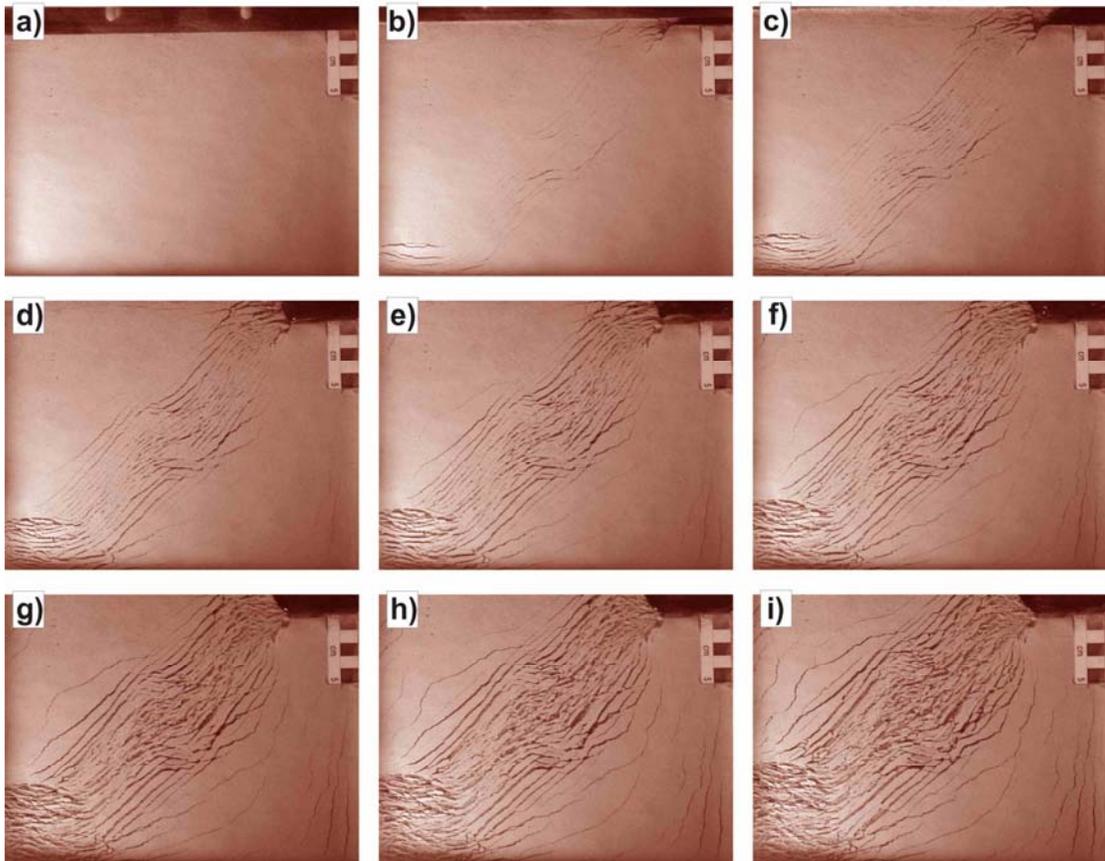
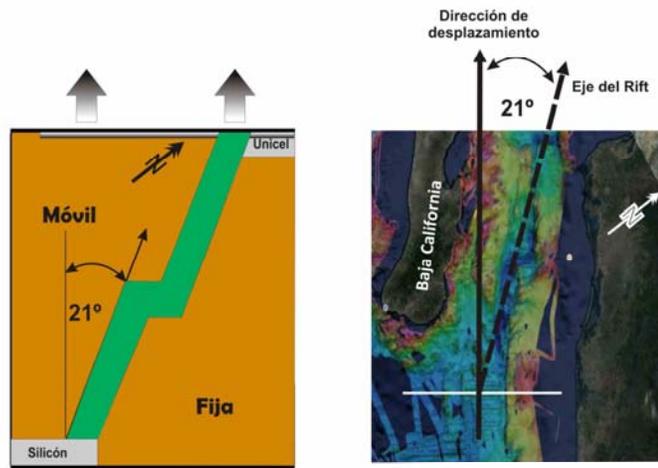


Figura 5.3. Evolución en planta del modelo 9. Se presentan fotografías progresivas de la deformación, a) es la fase inicial con 21 cm de longitud mientras que i) es la fase final con 9.5 cm de extensión. El porcentaje total de extensión fue de 45% con respecto a la longitud inicial del modelo, de tal manera que dé a)- i) indican un incremento progresivo en el porcentaje de la extensión del 5.6 %.

Experimento 9

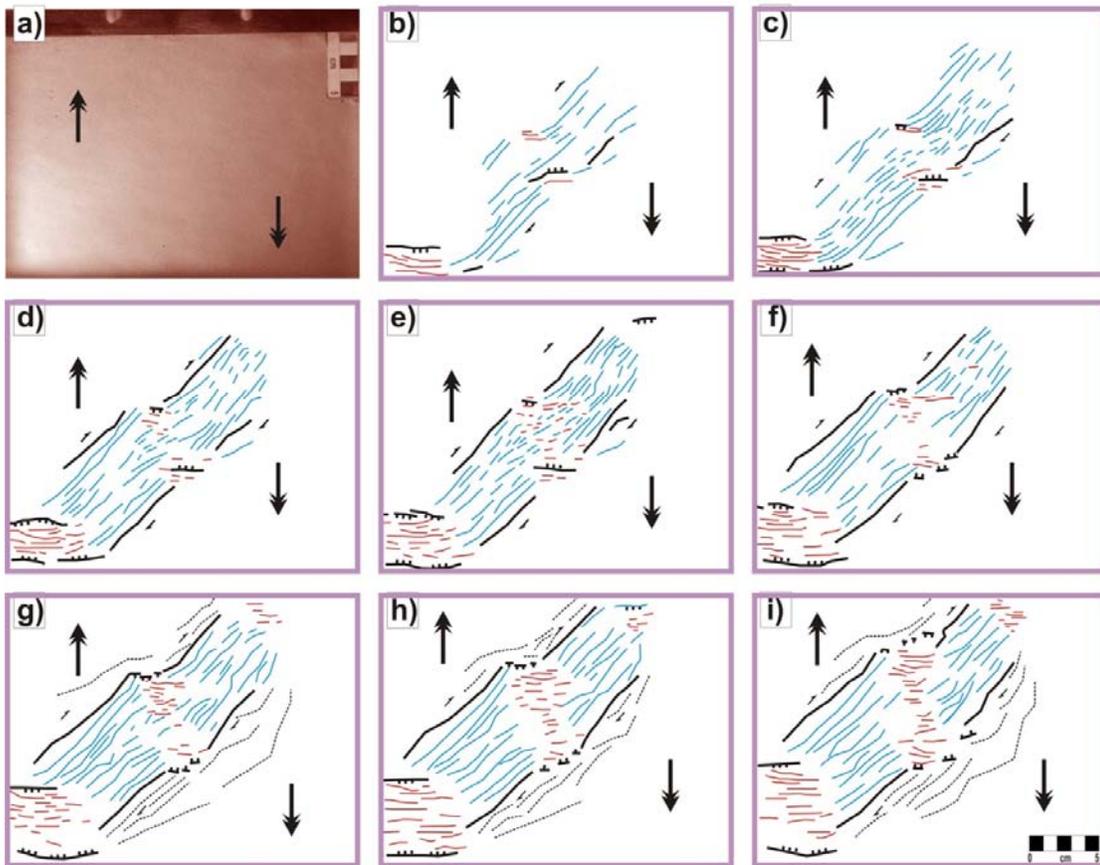
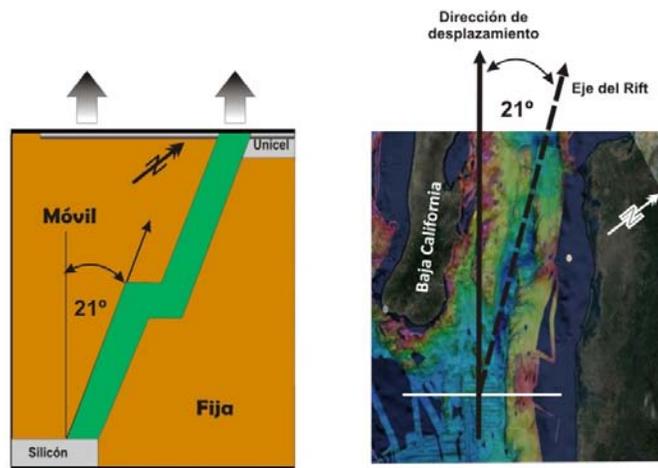


Figura 5.4. Evolución estructural del experimento 9. Se observa la deformación progresiva (cada 5.6 % de extensión) en donde las fallas que siguen un patrón lateral son ilustradas de color azul mientras que las fallas que siguen un patrón con un desplazamiento normal son de color rojo.

Evolución superficial experimento 9

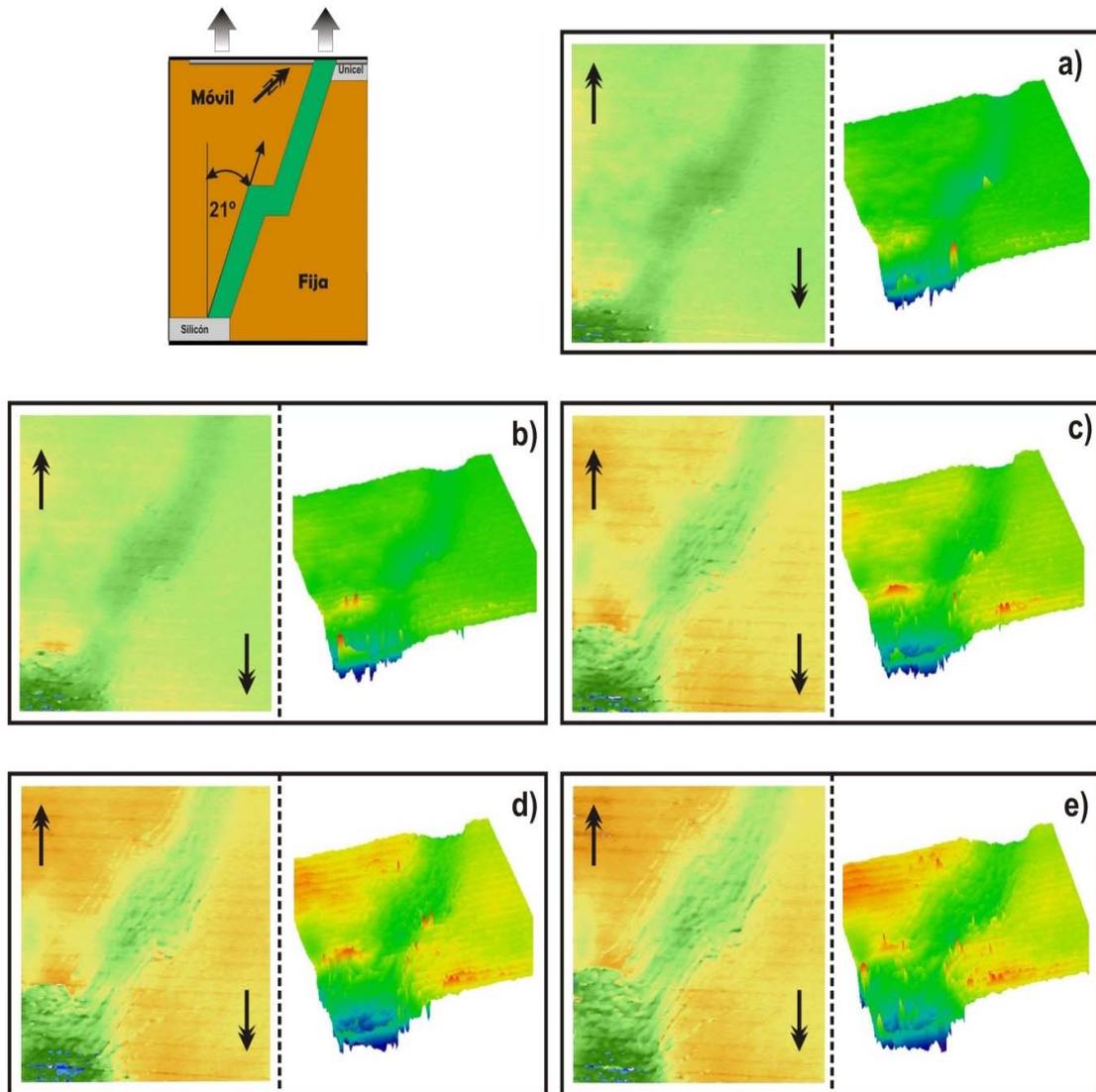


Figura 5.5. Evolución topográfica del modelo, se muestra el procesamiento de imágenes por medio de la técnica de interferometría, realizada a este modelo, las tonalidades de color verde indican valores topográficos negativos (hundimientos), mientras que las tonalidades de color amarillo indican valores positivos (elevaciones).

Para analizar el relieve, se presentan cinco imágenes (de a-e), en las cuales los tonos verdes indican las zonas con mayor profundidad, mientras que la intensidad de los tonos amarillos indican las zonas más elevadas.

Entre a) y b) hay pocos cambios. Se observa la formación de una zona oblicuamente alargada y extendida entre el bloque fijo y móvil, con mayor hundimiento en la zona central de la cuenca. En los extremos de esta estructura el hundimiento es gradual. También es visible una ligera deformación, vista como un cambio de elevación del bloque móvil con respecto al fijo. Entre c) y d), el cambio principal es que la zona de deformación crece y se ensancha en su porción

latera y central. Finalmente, en e), se observan tres niveles topográficos, la zona con menor deformación con un amarillo intenso, una zona de transición con una tonalidad amarilla clara entre los bloques y la zona extendida, y la zona extendida, con una tonalidad verde (Figura 5.5).

### VI.VI. Resultados del experimento 10.

El experimento 10 tiene un tamaño un poco más grande (40x28 cm), y se construyeron tres cuencas escalonadas en zigzag. En este experimento, se utilizaron microesferas de vidrio para la capa más somera del modelo (corteza quebradiza), las cuales tienen un comportamiento menos cohesivo que el material utilizado anteriormente (toba). El ángulo de la franja débil que representa el eje de *rift*, es de  $27^\circ$  con respecto a la dirección de extensión. En la Figura 5.6 se muestran fotografías que ilustran la evolución superficial de este modelo.

Al inicio de la extensión (primer tercio del experimento) se observa que comienzan a formarse fallas de borde, con geometría en zigzag, las cuales siguen la geometría de las placas, pero predominantemente en el borde del bloque fijo (Figura 5.7 a). Posteriormente comienzan a aparecer fallas dentro de la zona en extensión. El zigzag escalonado (fallas de borde) se forma en las zonas donde predomina la extensión por fallas normales, mientras que en las zonas de mayor desplazamientos laterales apenas comienzan a formarse algunas fallas (zona inferior del modelo, Figura 5.7, b).

En la segunda parte del experimento (Figura 5.7 f) se observaron dos características relevante. La primera es que al final de esta etapa se observan tres patrones de fallas con distintas orientaciones, representados por tres colores, las azules tienen una orientación general paralela al eje del *rift*, las verdes tienen direcciones conjugadas con respecto al eje del *rift*, y las rojas son oblicuas al eje y están relacionadas con la extensión ortogonal. La segunda característica es que se observa una diferencia entre los límites del bloque fijo y el móvil, la geometría en zigzag que delimita al bloque fijo (continente) se encuentra bien diferenciada por fallas laterales oblicuas a la dirección de extensión y por fallas escalonadas normales perpendiculares a la dirección de extensión. Mientras que el borde del bloque móvil (Baja California), se encuentra delimitado por varios segmentos de fallas con variaciones en sus direcciones pero con una geometría de relevo entre ellas (Figura 5.7 f).

En las últimas etapas de la extensión (tercer tercio del experimento) los tres patrones de fallas formados previamente se siguen desplazando. El patrón de fallas de color verde (con orientaciones conjugadas con respecto a la orientación general del *rift*) presenta una rotación a favor de las manecillas del reloj, esto se puede observar gracias a que la orientación general de estas fallas con respecto al vector de desplazamiento en las etapas iniciales (inciso c) es  $\sim 69^\circ$  mientras que la orientación final promedio es de  $38^\circ$  (inciso i), es decir estas fallas experimentan una rotación de  $31^\circ$ .

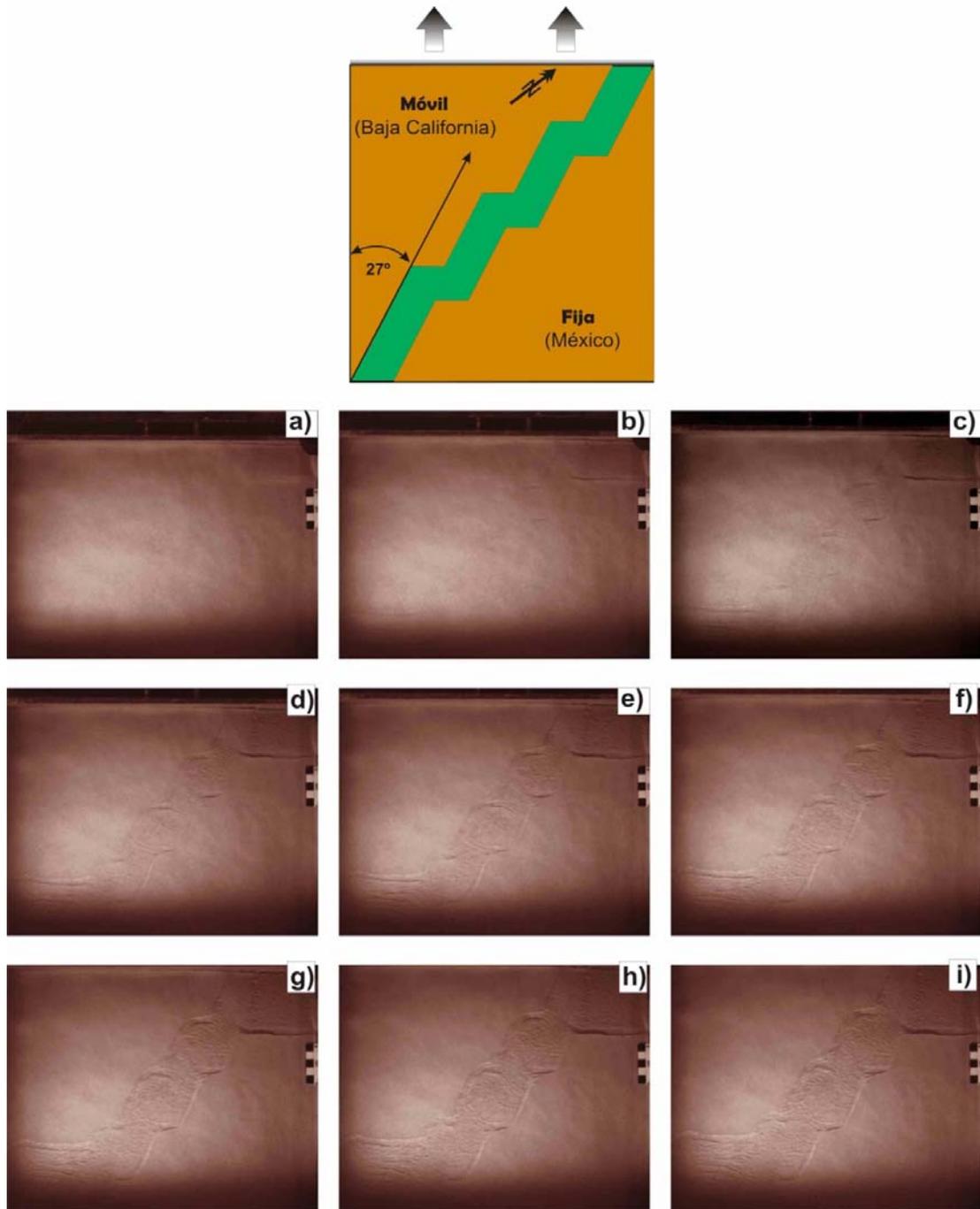


Figura 5.6. Evolución superficial del modelo 10. Se presentan fotografías progresivas de la deformación:

a) es la fase inicial con 28 cm de longitud mientras que i) es la fase final con 33.5 cm de extensión. El porcentaje total de extensión fue de 19.6 % con respecto a la longitud inicial del modelo, de tal manera que del inciso a) hasta i) indican un incremento progresivo en el porcentaje de la extensión del 2.4 %. El porcentaje de extensión quizá fue muy poco debido a que en el escalamiento se contempló una capa quebradiza de que al final quedó de 0.4-0.5 cm. Una de las posibles correcciones podrían ser engrosar un poco esta capa (de 0.7 a 0.8 cm).

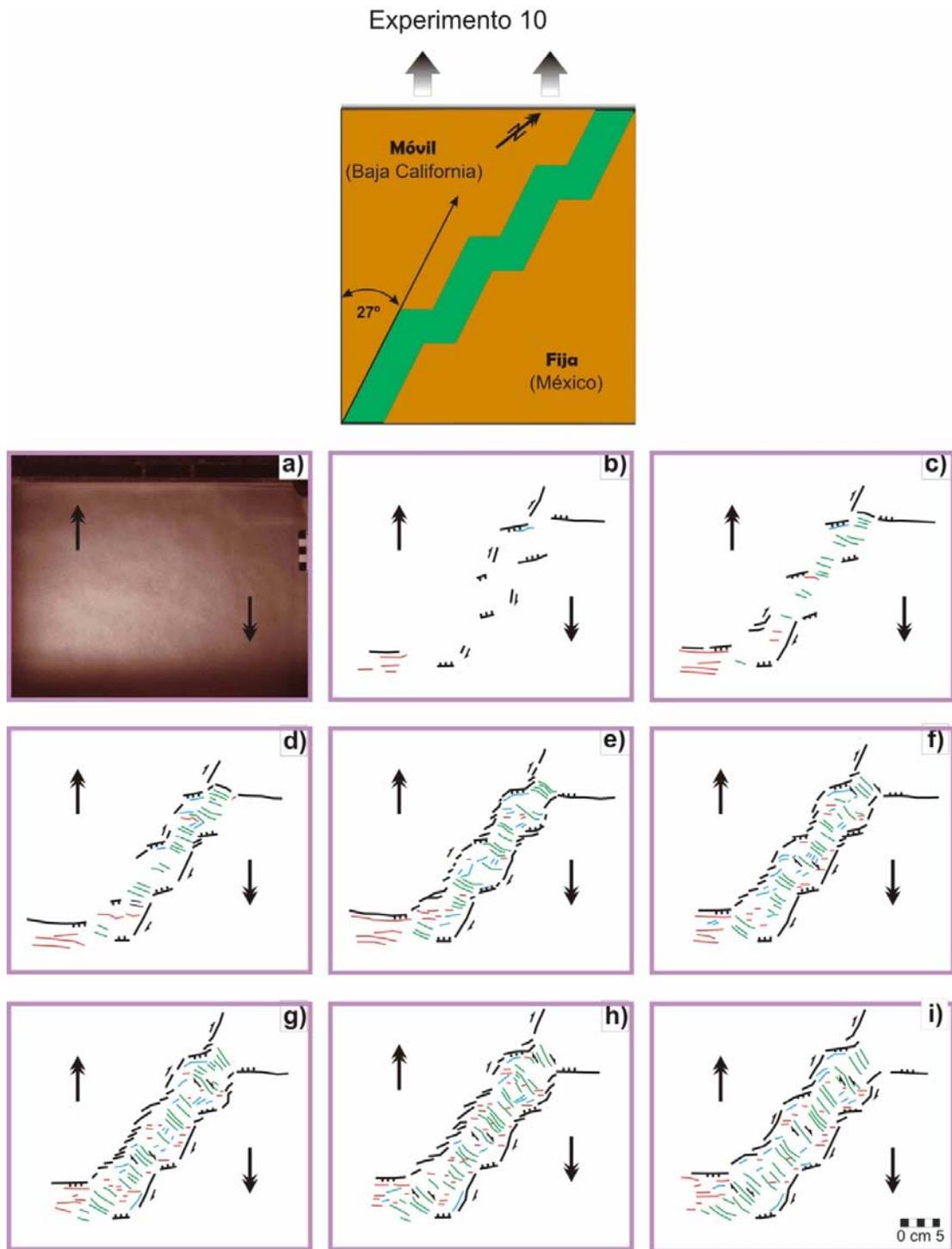


Figura 5.7. Evolución estructural del modelo 19, se muestran nueve etapas progresivas en la evolución de la deformación en donde las fallas más grandes de borde están ilustradas de color negro, la deformación interior al rift representado se acomoda en tres patrones de fallas con distintas orientaciones y son ilustradas en color verde, azul y rojo.

Evolución superficial experimento 10

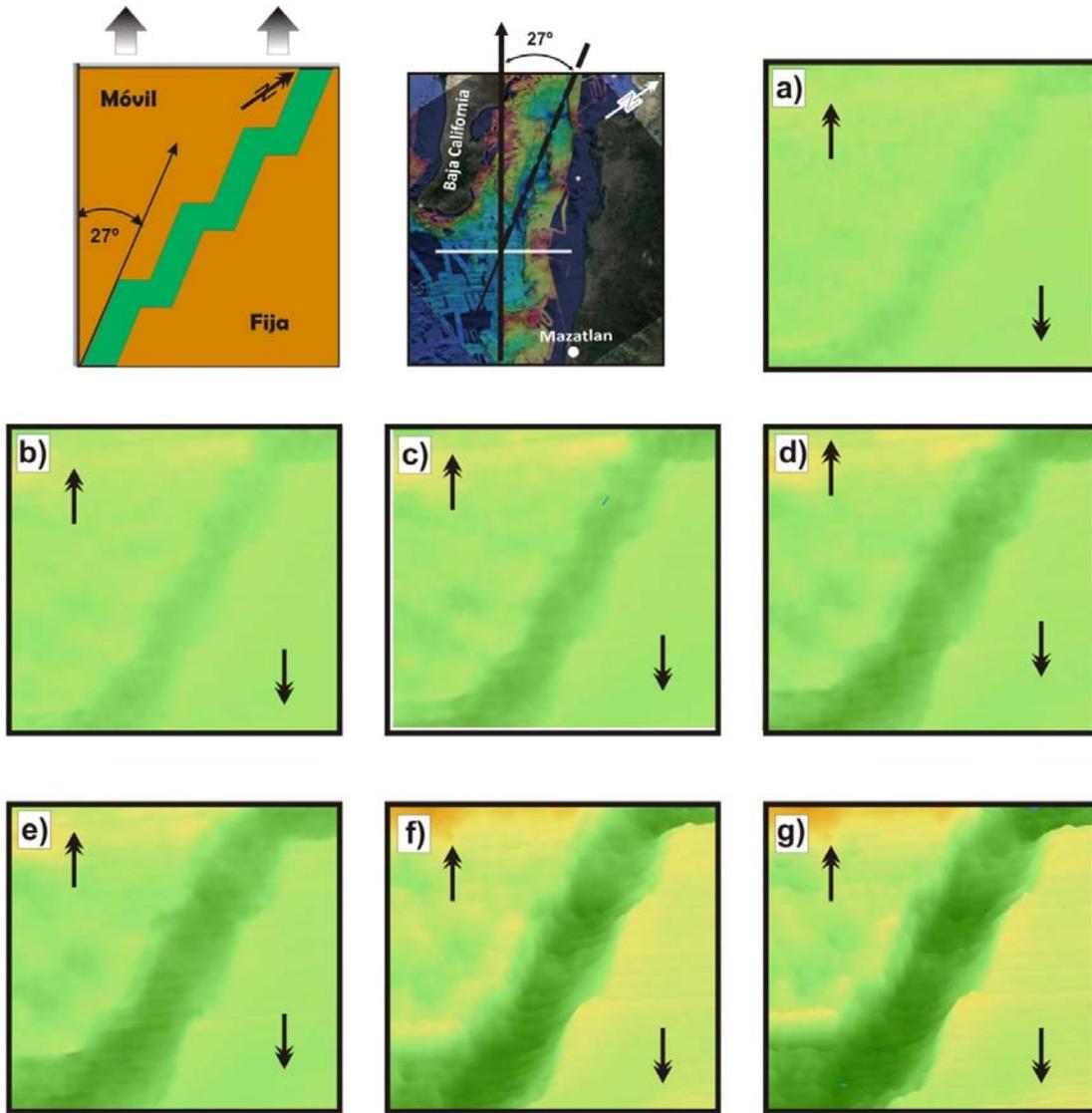


Figura 5.8. Evolución topografía del modelo 10, se presenta siete etapas progresivas en la extensión de este modelo. El incremento en las tonalidades verdes indican valores negativos en los niveles topográficos mientras que los incrementos en amarillo indican valores positivos.

También se aprecia un ligero incremento en el número de fallas extensionales (color rojo) a lo largo de la zona extendida del *rift*. El patrón de fallas marcado en color azul conserva su orientación paralela al eje del *rift* y en algunas zonas se desplaza en conjunto con las fallas conjugadas (verdes). Por último las fallas de borde que delimitan al bloque móvil terminan por ligarse y dar forma al zigzag escalonado que delimita el borde de las placas móvil y fija (Figura 5.7, i).

La Figura 5.8 muestra la evolución en el relieve del modelo, se escogieron siete etapas del desarrollo (a-g), como en el caso anterior, el incremento en las tonalidades verdes indica valores negativos en elevación, mientras que los tonos amarillos indican valores positivos. Se observa que hasta b), la zona de extensión presenta poco hundimiento pero se encuentra bien

diferenciada respecto a los bloques fijo y móvil. Entre c) y d) comienza a delimitarse las zonas hundidas con respecto a zonas de transición, así como pequeños cambios de elevación en el bloque móvil. Entre e) y f), las zonas más hundidas se encuentran localizadas a lo largo de la franja extendida (zonas de posibles depocentros). Se observa una zona de transición escarpada entre las cuencas y las partes más someras. Por último, en la fase final se terminan de desarrollar los depocentros. Se aprecian diferencias de elevación entre bloques móvil y fijo, que indican que el bloque móvil presenta una mayor deformación (Figura 5.8, g).

### VII.VII. Resultados experimento 11.

Este modelo se construyó con el objetivo de ajustar el ángulo de extensión oblicua de acuerdo a los valores reportados y las observaciones de los patrones de fallas. En este modelo se considero un ángulo de  $21^\circ$  de extensión oblicua. En la Figura 5.9 se presenta la evolución en superficie por medio de fotografías tomadas en lapsos de tiempo progresivos.

En la figura 6.10 b, se observa la formación de fallas de borde laterales y ortogonales escalonadas que limitan los bloques móvil y fijo. En la zona extendida aparece un patrón de fallas con orientación paralela al eje de *rift* (color azul). En la Figura 5.10 c, las fallas de borde se desarrollan completamente y forman el patrón en zigzag. Las fallas laterales, en color azul crecen y comienzan a ligarse entre ellas. Por último, en esta etapa aparece un segundo patrón de fallas que presentan una orientación casi perpendicular a las azules.

Posteriormente no hay cambios importantes, las fallas de borde mantienen su desplazamiento, pero la zona extendida comienza a ensancharse a fines de la segunda etapa (Figura 5.10 f), además se observa una ligera rotación a favor de las manecillas del reloj en el patrón de fallas de color rojo (perpendiculares al eje del *rift*). Al final de esta etapa (Figura 5.10 f), se observa que se desplazan tanto las fallas laterales paralelas al eje del *rift* (color azul) como sus fallas conjugadas opuestas (color rojo).

Para el último tercio de la deformación del experimento, se observa un decremento en el número de las fallas laterales paralelas al eje del *rift* (azules). Conforme avanza la deformación estas fallas dejan de ser activas y comienzan a desaparecer de la zona central de la franja extendida (Figura 5.10 i), quedando algunas activas junto a las fallas de borde. Por otro lado, las fallas rojas con orientación conjugada al eje del *rift* predominan a lo largo de la zona central, de esta manera al final se observan dos dominios estructurales.

Comparando la fase inicial (Figura 5.10 b) con la última etapa, se aprecia claramente que mientras la extensión es controlada por fallas laterales paralelas al eje del *rift* (azules), en la fase final (Figura 5.10 i) la extensión está controlada (en la zona central) por el sistema de fallas laterales (rojas) que tienen una dirección conjugada con respecto al eje del *rift*.

Experimento 11

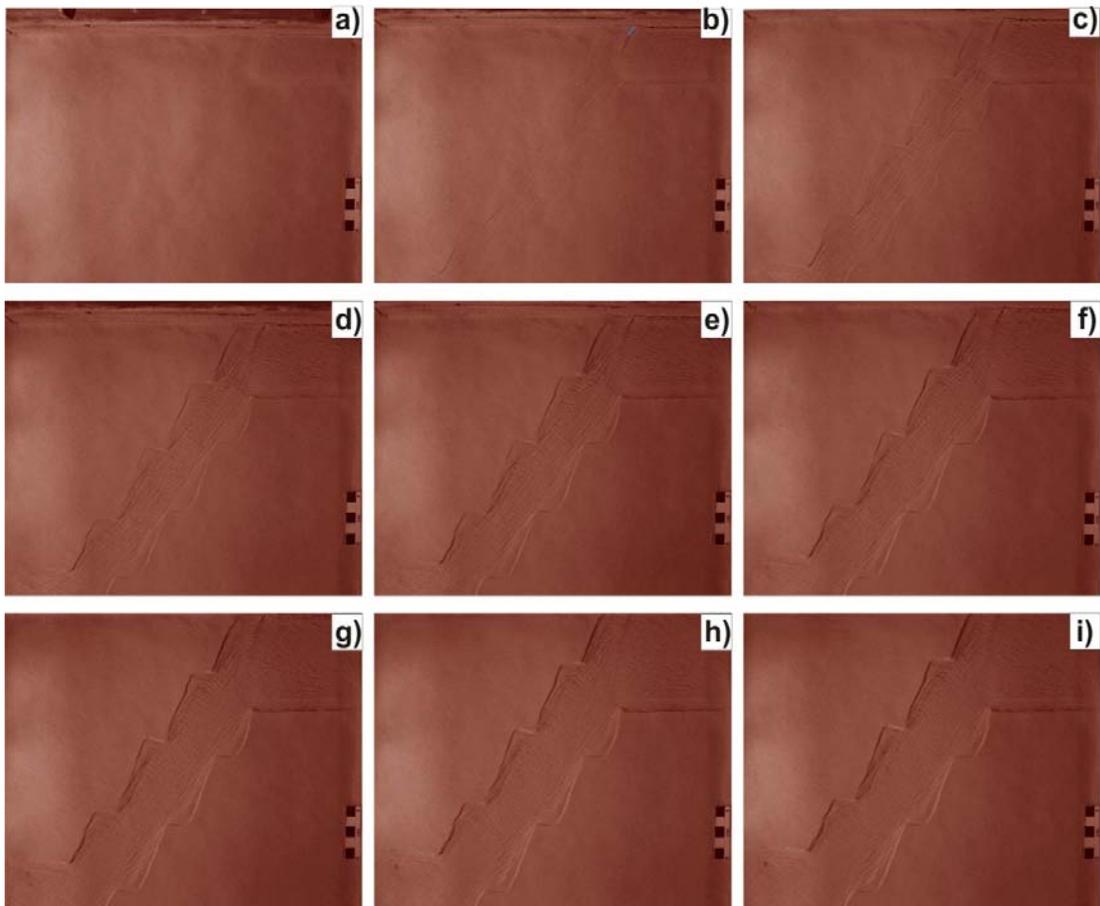
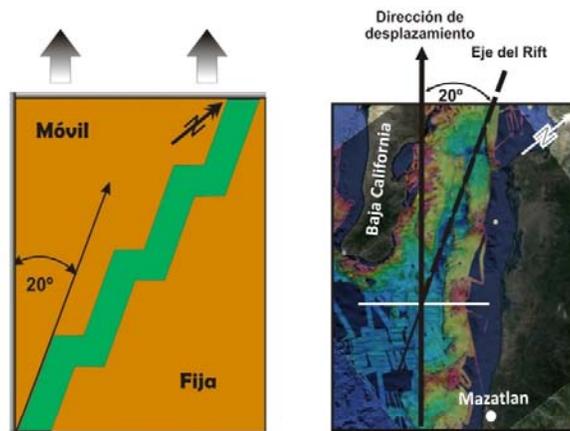


Figura 5.9. Evolución superficial del modelo, se muestran nueve etapas de la deformación (a-i) adquiridas mediante fotografías tomadas de la superficie en lapsos de tiempo progresivo, la escal aparece en la parte inferior derecha en donde un cuadro de color negro es equivalente a un centrimetro.

Experimento 11

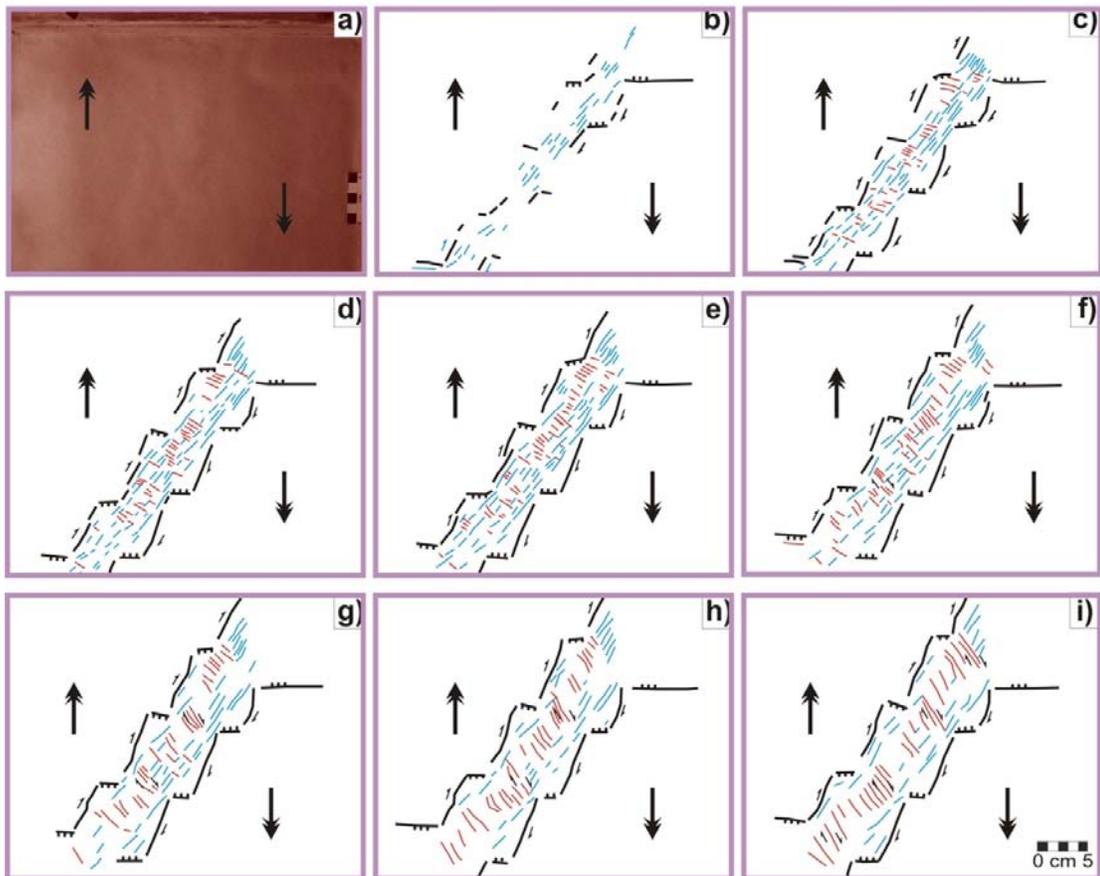
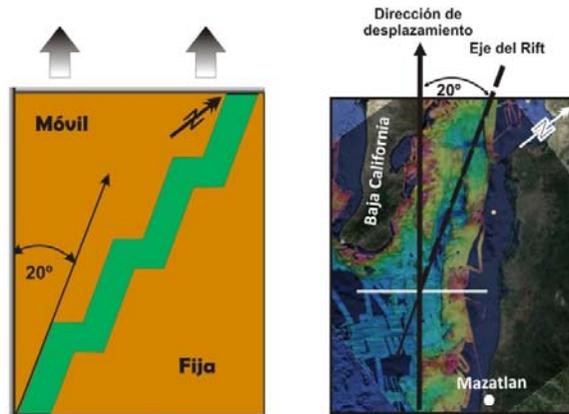


Figura 5.10. Evolución estructural del modelo, se presentan las estructuras que actúan en la deformación del modelo, las líneas más gruesas y de color son las fallas de borde que forman un patrón en zigzag y delimitan los bloques móvil (Baja California) y el fijo (Continente). En la zona extendida se forman dos patrones de fallas y están representados de color azul y rojo.

Por último, el sistema de fallas en color rojo experimenta una rotación a favor de las manecillas del reloj a lo largo del experimento, inicialmente aparecieron con un ángulo de  $66^\circ$  y al final mantuvieron en promedio un ángulo de  $37^\circ$ , con respecto a la dirección de extensión.

### VII.VIII. Sección experimento 11

En este capítulo se hace una breve descripción de una sección representativa del experimento 11, realizada aproximadamente en la zona media del modelo (Figura 5.11). Del lado izquierdo de la sección aparece la numeración de las capas que componen al modelo, donde 1 representa la corteza superior (color blanca), 2 la corteza inferior (color vino), 3 el manto litosférico (color azul), todo flotando sobre 4 (color roja) que representa el manto astenosférico (ver set-up Sur capítulo IV para detalles de escalamiento y materiales análogos usados). El lado izquierdo de la sección es el bloque móvil, el cual simula al bloque de Baja California; mientras que el lado derecho es el bloque fijo que representa al continente. Ambos bloques tiene el mismo perfil de resistencia inicial. La zona central o débil, inicialmente tenía el mismo espesor y numero de capas que los bloques, pero con una resistencia menor, por lo que es la zona que más se adelgaza de la sección.

La sección muestra un rift simétrico, aunque se observa un ligero adelgazamiento en las capas que componen al bloque móvil. La extensión se concentra en la zona central adelgazada un poco más del 50 %. Se observa que la capa que simula al manto astenosférico (roja) asciende prácticamente hasta el nivel inicial de la capa 2 (corteza inferior), en la zona adelgazada. Se muestran las fallas normales mayores observadas en la corteza superior. Una característica que es importante resaltar es que también se observan las típicas estructuras de hombros levantados en los flancos del rift, que presentan una mayor elevación con respecto a toda la estructura extendida (Figura 5.11).



Figura 5.11. Corte final experimento 11, se muestra una sección perpendicular al eje del *rift*, este corte representa la fase final de la deformación, 1 representa la corteza superior quebradiza, 2 la corteza inferior dúctil, 3 el manto litosférico y todo se encuentra flotando en 4 una astenósfera. La zona central adelgazada, también está compuesta de tres capas de diferentes colores y son relativamente más débiles. El bloque de la izquierda es el móvil y el de la derecha es fijo.

## Capítulo VI. Discusión

---

En este capítulo se discuten los resultados del modelado analógico en relación con los patrones estructurales observados en el Golfo de California. El capítulo se divide en dos partes en las que se discuten: 1) los resultados obtenidos en los modelos de escala cortical del norte del Golfo de Baja California y las implicaciones que se han encontrado para la evolución geológica de esta zona y 2) los resultados de los experimentos de escala litosférica que se discuten en el marco de los patrones estructurales de fallas y su evolución en el tiempo. Adicionalmente se discuten de manera breve las limitantes del modelo, así como el arreglo experimental y la metodología de análisis.

### **VI.I. Discusión zona Norte.**

Los experimentos presentados en este trabajo son modelos puramente mecánicos, se parte de perfiles de resistencia iniciales para una corteza continental idealizada. El modelo consiste de capas homogéneas, sin cambios contrastantes en la reología, las cuales no necesariamente representan toda la heterogeneidad mecánica que se pueda llegar a tener en la naturaleza (Golfo de California). Los modelos representan un sistema constituido de dos capas, dúctil y quebradiza, que simulan la corteza inferior y superior, respectivamente; se encuentran contruidos sobre una mesa metálica que limita el modelo y no permite el ajuste isostático en el sistema. Tampoco fueron considerados los efectos de erosión en el modelos, aunque estos últimos no parecen ser significativos en la zona de estudio, la cual está caracterizada por altas tasas de sedimentación a partir del Mioceno (Helenes *et al.*, 2009; Dorsey, 2010).

Por otro lado, se ha considerado como primera aproximación que la tasa de subsidencia iguala a la tasa de sedimentación. Esta parece ser una consideración valida al menos para la zona marina del Golfo donde los sedimentos provenientes del Río Colorado, rellenan las cuencas dejando un relieve relativamente plano (Vázquez-Figueroa *et al.*, 2009) y como puede ser observado en las secciones sísmicas.

Finalmente, uno de los principios del modelado analógico establece que si un experimento se encuentra bien escalado, la comparación de los resultados con el prototipo natural arrojará una evolución mecánica similar. En este caso, los resultados experimentales arrojan geometrías estructurales similares a las observadas en las secciones sísmicas interpretadas, por lo que se consideró que la aproximación y la comparación son válidas, a pesar de las limitaciones mencionadas anteriormente.

### **VI.II Mediciones experimentales y evolución estructural.**

Para comparar los resultados experimentales con los patrones de las fallas en la zona de estudio, se realizaron algunas mediciones en la geometría de las estructuras incluyendo sus relaciones angulares, longitudinales y su frecuencia a lo largo de la evolución del experimento, de manera que se puede caracterizar la deformación de una forma cuantitativa.

El patrón estructural de la zona consiste en fallas normales y de desplazamiento lateral, cuya cartografía se muestra en la Figura 6.1. Como se puede observar después de un análisis de las secciones, la cantidad de fallas que se encuentran cartografiadas está limitada por la sedimentación que enmascara las trazas de las fallas.

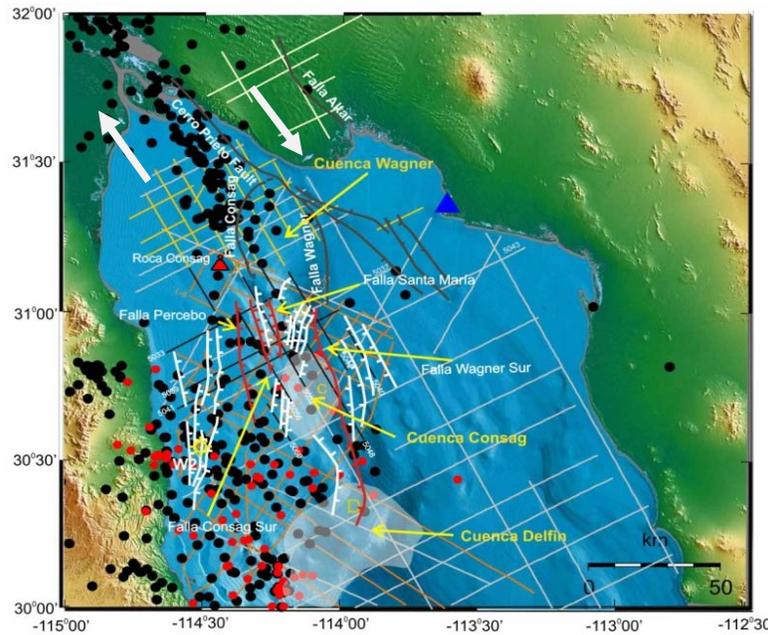


Figura 6.1 Cartografía más reciente del Norte del Golfo de Baja California con base en las secciones sísmicas, se observan las estructuras más importantes; la falla lateral de Cerro Prieto, y las cuencas involucradas Wagner y Consag. Los puntos rojos representan epicentros por NARS-Baja (Network of Autonomously Recording Seismographs entre 2002 y 2008), los puntos negros son epicentros por NEIC (National Earthquake Information Center) entre 1973 y 2009. Las líneas blancas, negras y amarillas son las líneas sísmicas. Los triángulos son volcanes y W-2 es un pozo de PEMEX (González-Escobar, *et al* 2010).

Debido a esto, el patrón estructural no representa todas las fallas activas durante el proceso de extensión oblicua. Una de las ventajas del modelado analógico es que se pueden medir las relaciones de fallamiento durante toda la evolución, así como hacer inferencias sobre los procesos que dieron lugar al estilo estructural resultante. En particular, los modelos muestran una evolución de las fallas en sección similar a la de las secciones y una disminución de las fallas en superficie sepultadas por la sedimentación.

Para hacer la comparación de manera cuantitativa se midieron diferentes parámetros, utilizando un software de análisis de imágenes (Image-pro):

- 1) Se midió la distancia entre las fallas de borde representadas por las condiciones iniciales, en este caso la distancia entre la pared fija y las trazas de las fallas, conforme iban apareciendo. Este parámetro mide la migración de la deformación en relación con el bloque móvil, en la Figura 6.2, se ilustra un ejemplo de la medición de la distancia de la falla (F6) con respecto a la pared fija a diferentes distancias a lo largo de su traza. Se puede observar que algunas de las fallas presentaban cambios abruptos en su geometría a lo largo de su traza, especialmente en la zona de interacción con la falla lateral (F14).

- 2) Espesor de las fallas. Este parámetro se midió a lo largo de la traza de la falla tomando en cuenta la longitud de apertura para cada una de ellas, a lo largo de la evolución hubo fallas que presentaron un espesor considerable como la falla (F1) mientras que hubo otras que se mantuvieron muy estrechas como (F6), así como otras que de una etapa a otra cambiaron considerablemente de espesor. Se construye una relación que pueda representar por medio de los espesores, cambios en la deformación de las fallas, ya sea debido a la sedimentación o a la interacción con otras estructuras.

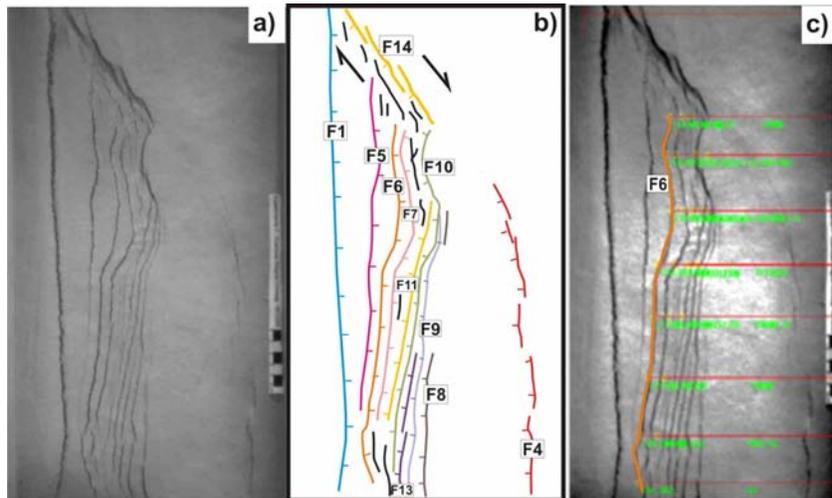


Figura 6.2. Medición de longitudes de la traza de las fallas en la evolución del modelo y con respecto a la pared fija, a) es la fase final deformada, b) son las estructuras resultantes y c) un ejemplo de las mediciones en este caso para la falla número 6.

La falla F1 es una de las fallas que está presente durante todo el experimento (ver Figura 6.2, b). Al analizar la evolución de esta falla en las imágenes en planta se observa que aparentemente no presenta cambios significativos. Desde que comienza a formarse tiene una orientación N-S en la superficie del modelo. Sin embargo, los datos de distancia muestran cambios en distintos tiempos.

En su parte superior, esta falla tiene una traza que se orienta NW-SE, entre 0 a 10 cm, mientras que entre 10 y 40 cm, la orientación es prácticamente N-S. Estas orientaciones se mantienen más o menos hasta el 45% de extensión, ya que entre 48% y 56 %, la traza presenta variaciones angulares en la parte superior. Este cambio se debe probablemente a la migración de la deformación, además de la interacción con la estructura transcurrente F14 que se forma en las fases finales (> 40% de extensión), con orientación NW-SE (equivalente a la falla de Cerro Prieto en la naturaleza). Es evidente que la falla F14, cambia las condiciones de deformación en la parte noroeste del modelo (ver Figura 6.1).

La falla F3, muestra una evolución muy constante a lo largo de toda su traza, solo se localiza en la parte inferior sur del modelo, y se mantiene activa hasta el 40% de la extensión ya que para las etapas finales queda sepultada y resultó que en esa zona se activaron otras fallas (Figura 6.3).

La falla F4 junto con F1 son las estructuras principales que se mantuvieron activas a lo largo del experimento, sus incrementos y decrementos en la longitud de la traza están directamente influenciadas por el balance entre la extensión y la sedimentación. Cuando dominaba la

extensión en el modelo la falla fue registrada con mayor longitud, después al rellenar la fosa con sedimentos, la traza comenzaba a crecer con poca longitud. En el grafico que describe el comportamiento de esta falla se observa que en la última fase de extensión 56%, la falla alcanza su mayor longitud, ya que al final termina ligándose en la zona norte del modelo con la falla F14 (Figura 6.3).

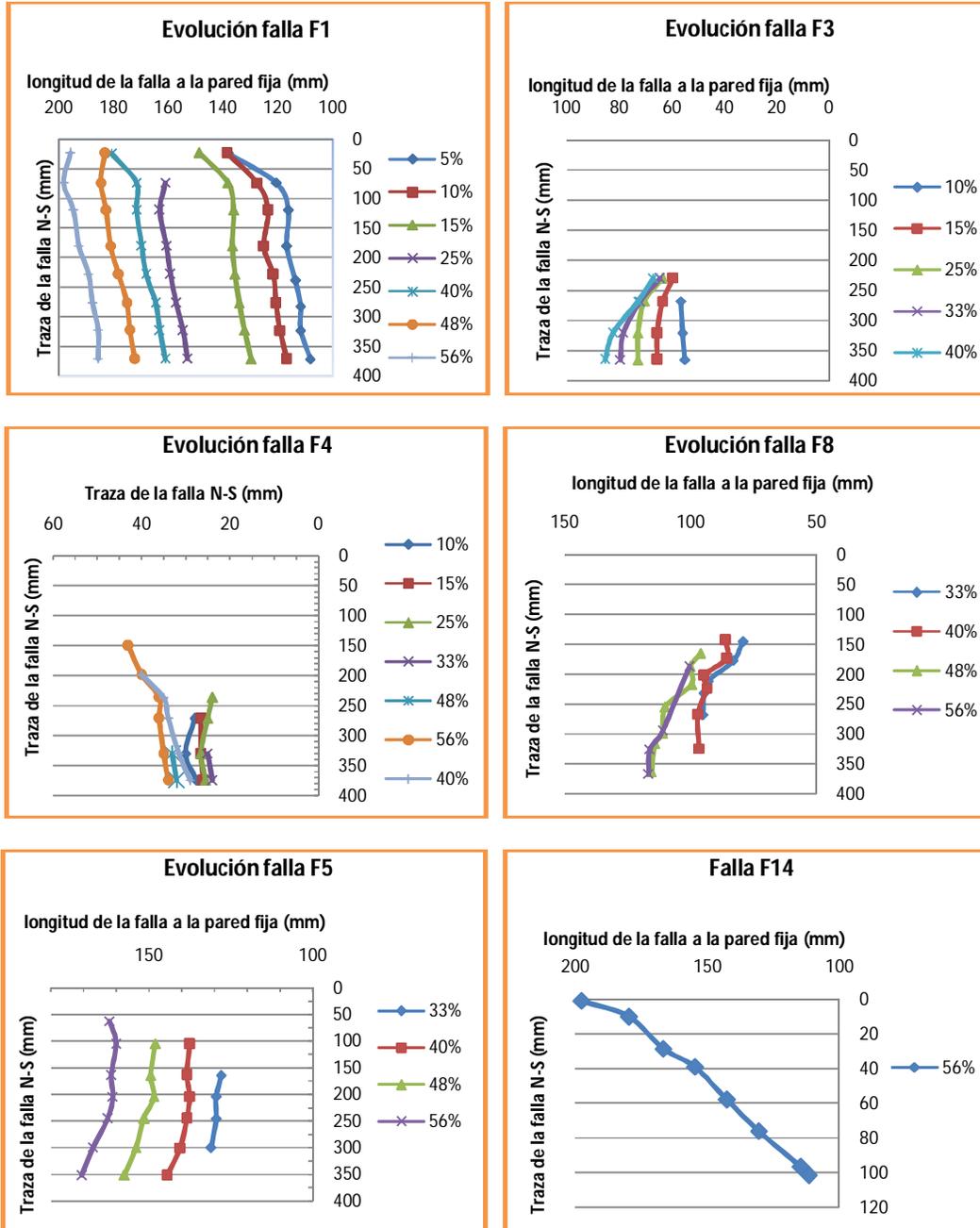


Figura 6.3. Gráficos que muestran las evoluciones de distintas fallas a lo largo de la evolución de la extensión.

Hay otro tipo de fallas que aparecieron en la segunda mitad de la extensión (> 30%) como la falla F8, la cual comienza a formarse alrededor del 33%, su evolución es muy constante, se

mantiene casi con la misma orientación, con ligeros cambios hacia el 40 % de extensión, y se localiza en una sola zona (ver grafico evolución de fallas).

La falla F5 también se activa en etapas avanzadas de la extensión, sólo que se caracteriza por presentar una evolución muy constante caracterizada por migración hacia el occidente en distancias constantes. Por último, la falla F14 inicia a partir del 25% de extensión cuando la deformación migra hacia el Norte del modelo, comenzó a formarse en pequeños segmentos en relevo pero es hasta las etapas finales cuando termina por ligarse en una sola estructura con una cinemática lateral izquierda.

En resumen, las fallas tienen una evolución diferente en el mismo régimen de extensión oblicua que se puede observar en la relación de distancia con respecto al borde. Mientras que la falla oblicua que se encuentra orientada de manera óptima con respecto al vector de desplazamiento tiene una evolución casi de manera lineal, excepto en la última etapa cuando comienzan a ser importantes los efectos de borde.

Una observación importante es que en los experimentos 6 y 7 se redujeron de manera sustancial los efectos de borde durante la evolución experimental. De esta manera estamos observando de una forma adecuada la interacción entre las fallas extensionales y la falla de desplazamiento lateral. Esta relación se encuentra caracterizada por cambios sustanciales en las trazas de las fallas (cinemática), las cuales son consistentes con las variaciones en las trazas de la Falla Wagner y Consag en su extremo septentrional (Figura 6.1).

Otro parámetro medido a lo largo de la evolución fue el espesor de las fallas, es decir el grosor o espaciado observado en superficie, el cual fue cuantificado en cuatro etapas progresivas (10, 25, 40 y 56%), estos gráficos muestran que los espesores de las fallas están directamente relacionados con el tipo de dominio estructural que prevalece (extensional o trascurrente), el aporte sedimentario, así como de la misma migración de la deformación.

Hacia 10% de extensión oblicua se observa que la mayoría de la deformación extensión es acomodada por las fallas principales (F1 y F4), cuyos valores de espesor son los más altos (6 mm). Por otro lado se observa que el resto de la extensión se acomoda por el resto de las fallas con espesores entre 2 y 4 mm.

Hacia 25% de extensión oblicua, prevalecen las fallas entre 3 y 4 mm de espesor, mientras que hacia el 40 %, existe un equilibrio entre la distribución de los espesores de fallas ya que la media se mantiene entre 2 y 3 mm y son pocas las estructuras que tienen entre 5 y 6 mm de espesor. Al final de la deformación, predominan las estructuras entre 2 y 3 mm de espesor, esto indica que la mayor cantidad de extensión fue acomodada en estas fallas (ver gráficos de Figura 6.4).

No fue posible comparar el espesor superficial de fallas presentes en la naturaleza, debido que no se cuenta con la cantidad de datos adecuada.

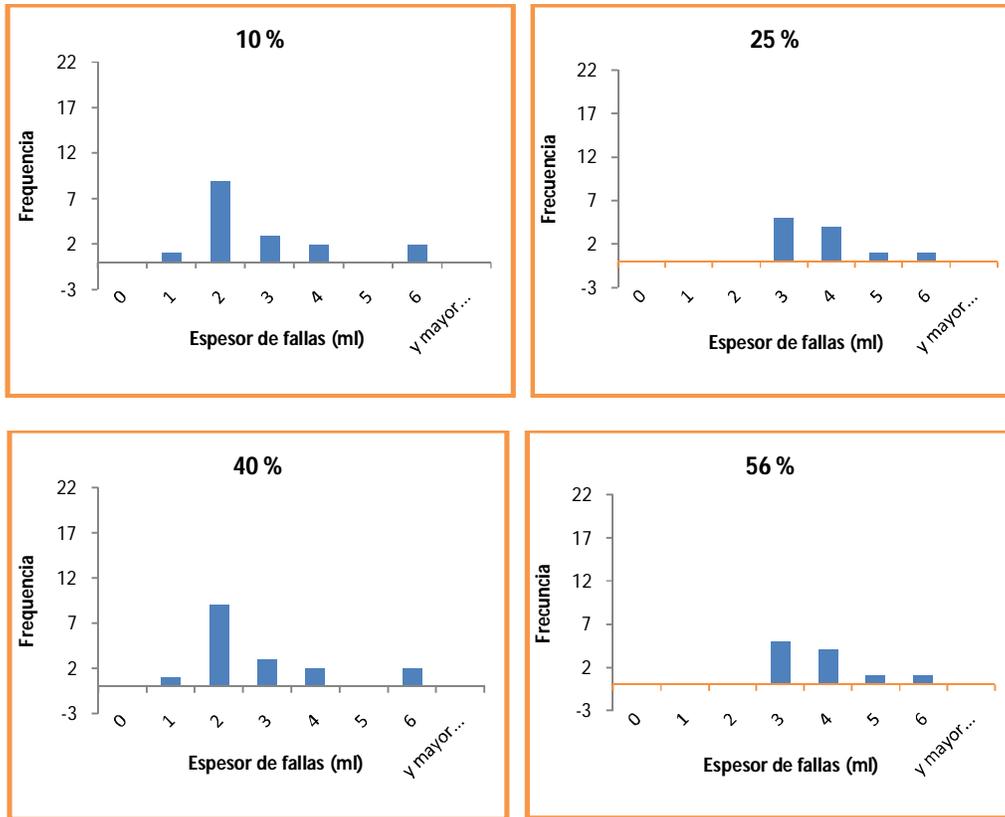


Figura 6.4. Histogramas a distintas etapas de extensión en donde se muestra la evolución en el espesor de las fallas.

Sin embargo, las fallas de borde que afloran en el continente, como la falla de Cerro Prieto y el sistema de fallas San Pedro Mártir, muy probablemente representarían las fallas con mayor espesor y por consiguiente representarían los valores mayores en los gráficos de espesor vs frecuencia.

### VI.III. Comparación de los resultados obtenidos en el modelado analógico con las estructuras en la naturaleza.

La comparación geométrica entre las estructuras experimentales y las estructuras presentes en el Norte del Golfo de California (Cuencas Wagner y Consag) muestra similitudes relevantes. Por ejemplo, al final del experimento la deformación de la falla F14 es normal con un movimiento lateral derecho, tal y como ocurre en la naturaleza con la falla de Cerro Prieto. Esta estructura tiene influencia en la deformación de las fallas que se formaron hacia el Sur (fallas F10, F5, F6). En la naturaleza la traza de la falla Consag presenta variaciones angulares cerca de la interacción con la Falla Cerro Prieto, similar a los experimentos.

En los experimentos la falla F1 se mantiene activa y es similar al sistema de fallas de San Pedro Mártir. Las fallas F4 y F14 terminan ligándose y delimitan la porción oriental de la zona de extensión. En la naturaleza, una situación similar ocurren entre las fallas Amado y Cerro Prieto, ya que estas fallas también delimitan el extremo Este al Norte del Golfo de California.

Para comparar de manera cuantitativa la similitud geométrica entre las fallas formadas en el modelo y los patrones de falla presentes en el Golfo Norte, se presentan las orientaciones de

estos en el modelo y las cartografiadas en la naturaleza. La similitud en la tendencia general de las orientaciones estructurales así como en el patrón dominante de estas es evidente, ya que en términos generales las inclinaciones preferentes coinciden entre 180 y 200° (Figura 6.5).

La similitud geométrica entre las estructuras obtenidas en los experimentos y las presentes en la naturaleza sugiere que los resultados obtenidos pueden ayudar a explicar los procesos involucrados en la extensión del Golfo. Para analizar los efectos que tiene la sedimentación en el arreglo estructural resultante en el proceso transtensivo que experimenta el Golfo de California, se discuten las secciones experimentales en relación con las interpretadas en la zona.

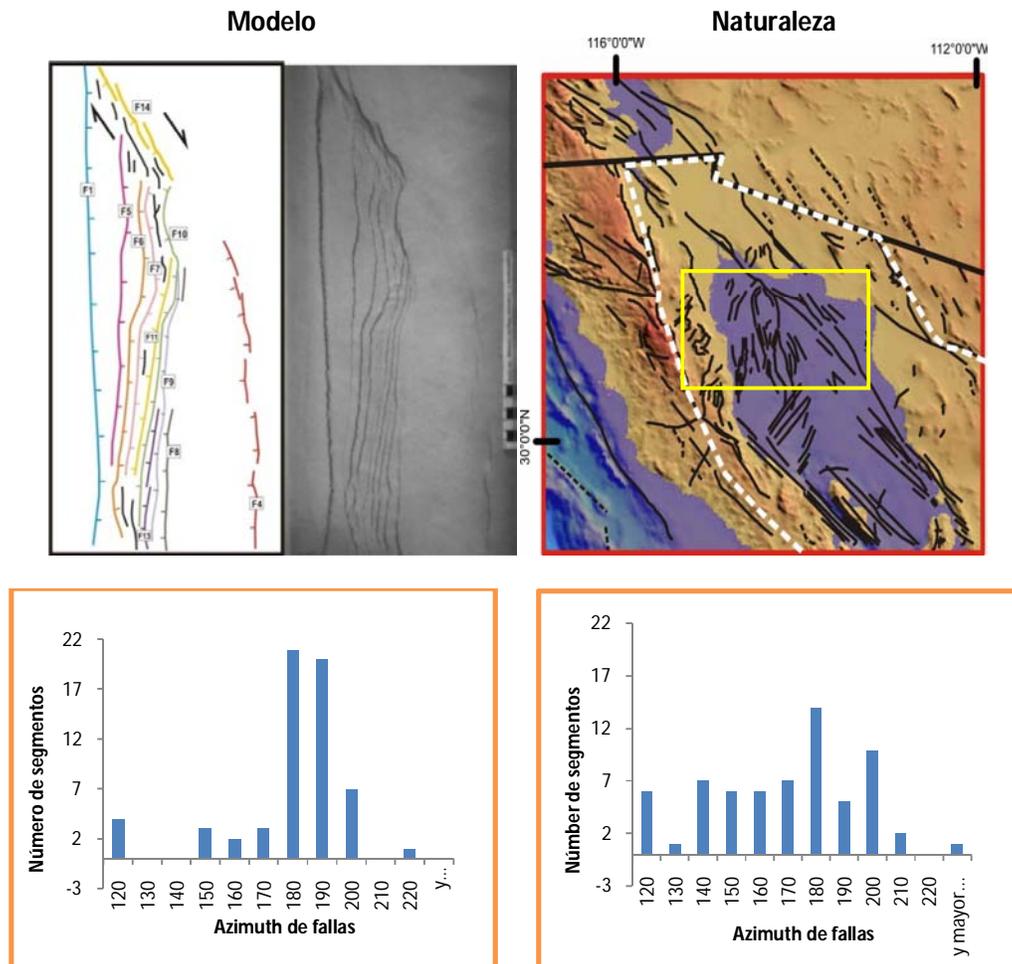


Figura 6.5. Comparación de resultados del modelado vs naturaleza, en la parte superior izquierda se muestran las estructuras resultantes en el modelo, tomando en cuenta solo la porción Norte Marina del recuadro amarillo, mientras que la derecha las estructuras recopiladas y cartografiadas actualmente. En la parte inferior se analiza el azimuth de las fallas para cada uno de los casos.

En el capítulo IV se presentaron tres secciones sísmicas (5053, 5043 y 5048) que describen la estructura y geometría de los primeros 3000 m de profundidad en donde prevalece la deformación extensional de sedimentos que rellenan las zonas extendidas (Helenes *et al.*, 2009). La interpretación de estas secciones se apoyó de registros de pozos, de las estructuras recopiladas en superficie así como de los mismos resultados de los modelos.

En algunos trabajos previos del Golfo de California, se describe e interpretan secciones sísmicas, en la mayoría de los casos no se marca una diferencia cinemática entre los procesos extensionales, es decir todo se interpreta como extensión ortogonal. De hecho, uno de los modelos numéricos más recientes (Bialas y Buck, 2009), muestra la relación entre sedimentación y estructuras en el Golfo de California con un modelo puramente extensional. Este resultado es discutible desde el punto de vista de la interpretación de las secciones, porque se ha encontrado que existen evidencias para proponer la presencia de estructuras de flor negativa que indican que hay una fuerte componente lateral. Esta estructura, aunque no está bien delimitada en el tiempo, afecta las secuencias desde profundidades ~3500 m, que en correlación con el pozo C de Helenes *et al.* (2009) podrían corresponder al Mioceno Tardío (ver capítulo II).

En las interpretaciones realizadas en este trabajo se analizaron y separaron las diferencias entre geometrías estructurales con extensión ortogonal y oblicua, tanto en las secciones sísmicas como en los resultados experimentales. En la sección 5048 (NW-SE), se observan estas características, una peculiaridad de esta sección es que corta a las cuencas Wagner y Consag (en una dirección aproximada N-S) Figura 6.6 a. A lo largo de esta sección se observan cuatro zonas estructuralmente distintas (I, II, III y IV).

Las diferencias geométricas entre el estilo extensional y transcurrente para las secciones interpretadas, así como las características de las fallas principales fueron descritas en el capítulo V. La Figura 6.6 b, muestra la heterogeneidad cinemática que puede llegar a presentar una sección sísmica interpretada. De izquierda a derecha, inicialmente hay una zona amplia que corta parte de la cuenca Wagner y se diferencia por presentar un dominio extensional (zona I). Posteriormente existe una zona estrecha constituida por un alto estructural que presenta poca deformación (zona II).

A continuación hay una zona amplia que presenta un patrón estructural distinto al de la zona I, se ha clasificado como un dominio donde predomina el desplazamiento lateral derecho, a escala regional esta estructura puede definirse como una estructura de flor negativa (zona III). Por último, en el extremo derecho hay otra zona amplia extendida que corta parte de la cuenca Consag y de acuerdo a su patrón estructural se clasifica dentro del dominio extensional (zona IV).

Se presenta una comparación con los modelos. En la Figura 6.4 c, se muestra una sección o corte realizado al modelo número 6, el cual tiene más o menos la misma relación de dirección y posición en el modelo que la sección 5048 en la naturaleza. En este corte son comparables las cuatro zonas que componen a la sección en la naturaleza, se tienen más o menos los mismos procesos como zonas con dominios extensionales y laterales, altos estructurales de basamento, se observan cambios en la inclinación de los desplazamientos para una sola estructura (zona I y III) tal y como se observan algunas en la sección 5048. Muchas de las estructuras en el modelo en realidad en la naturaleza representan zonas amplias de deformación pero los procesos en general son los mismos.

En resumen al analizar las diferencias estructurales de las secciones sísmicas interpretadas, así como de los cortes realizados a los resultados experimentales. Se define el Norte del Golfo de California como una zona con una cinemática heterogénea, en gran medida siendo

influenciada por la sedimentación. Es heterogénea por que en la dirección NW-SE las estructuras interpretadas revelan que hay tanto dominios con extensión ortogonal como oblicuos. Por otro lado se infiere que la sedimentación condiciona temporalmente el tensor de esfuerzos local. Ya que cuando las fallas son rellenas se produce un efecto de soldadura en la corteza, propiciando que la resistencia aumente y sea más factible que se formen nuevas estructuras. Aunado a esto la discontinuidad de velocidades entre los bloques que se extienden producen una migración en la deformación. Tal y como se observa en las secciones sísmicas interpretadas del Golfo Norte como en la evolución estructural del modelado en superficie.

A partir de los resultados obtenidos, se propone un modelo de evolución cinemática a una escala regional, el cual trata de explicar de una manera sencilla el proceso que da origen a los patrones presentes. El modelo propuesto consiste en una cuenca "*pull-apart*", deformada internamente como un dúplex extensional, la cual consta de dos segmentos largos (inferior y superior) que acomodan el mayor desplazamiento de rumbo (lateral) y entre estos dos segmentos se encuentra una zona oblicua cizallada y alargada la cual se deforma localmente en fallas normales a los extremos y centralmente fallas laterales, de acuerdo con el modelo simple de Woodcock y Fischer (1985).

En la naturaleza, los segmentos largos que acomodan los desplazamientos a rumbo serian dos zonas; en el Norte el sistema de fallas laterales Cerro Prieto, Imperial y Salton, mientras que en la zona Sur seria el sistema de fallas laterales Ballenas y Tiburón. Las estructuras que delimitarían a la zona interna deformada serian en el extremo occidente el sistema de fallas San Pedro Mártir y Sierra de Juárez mientras que en el oriente se relevan algunas fallas principales como Adair, Amado y falla del Mar, en todas estas fallas predomina un desplazamiento normal con una componente lateral (ver mapa Figura 6.7).

La zona Interna deformada y extendida es todo el Norte del Golfo e involucra principalmente a las cuencas Warner, Consag, Delfín Superior e Inferior, estas cuencas se encuentran segmentadas y divididas entre sí por zonas de cizalla y patrones de falla normales y laterales tal y como los que presenta las sección 5048.

De esta manera se propone que para una escala regional todo este sistema actúa como una zona de dúplex extensional (Figura 6.7), aunque localmente la deformación puede interpretarse de diversas formas tal y como lo hizo Gonzales-Escobar *et al.*, (2010), quien explico y propuso un modelo de trasferencia entre la cuenca Wagner y Consag (ver capítulo II).

Dorsey (2010) propone un modelo a una escala litosférica de la ruptura continental para el Norte del Golfo. En este modelo considera en primera instancia la alta tasa de sedimentación, así como una fusión por descompresión del manto que genera inyecciones, tanto intrusiones como volcanismo. Esta actividad se ve inhibida o en algunos casos suprimida por la acción e influencia de la carga sedimentaria. Asimismo, propone una litosfera adelgazada y rota seguida de una corteza transicional de sedimentos volcánicos metamorfoseados y cuencas rellenas por una taza alta de sedimentación (Figura 6.8).

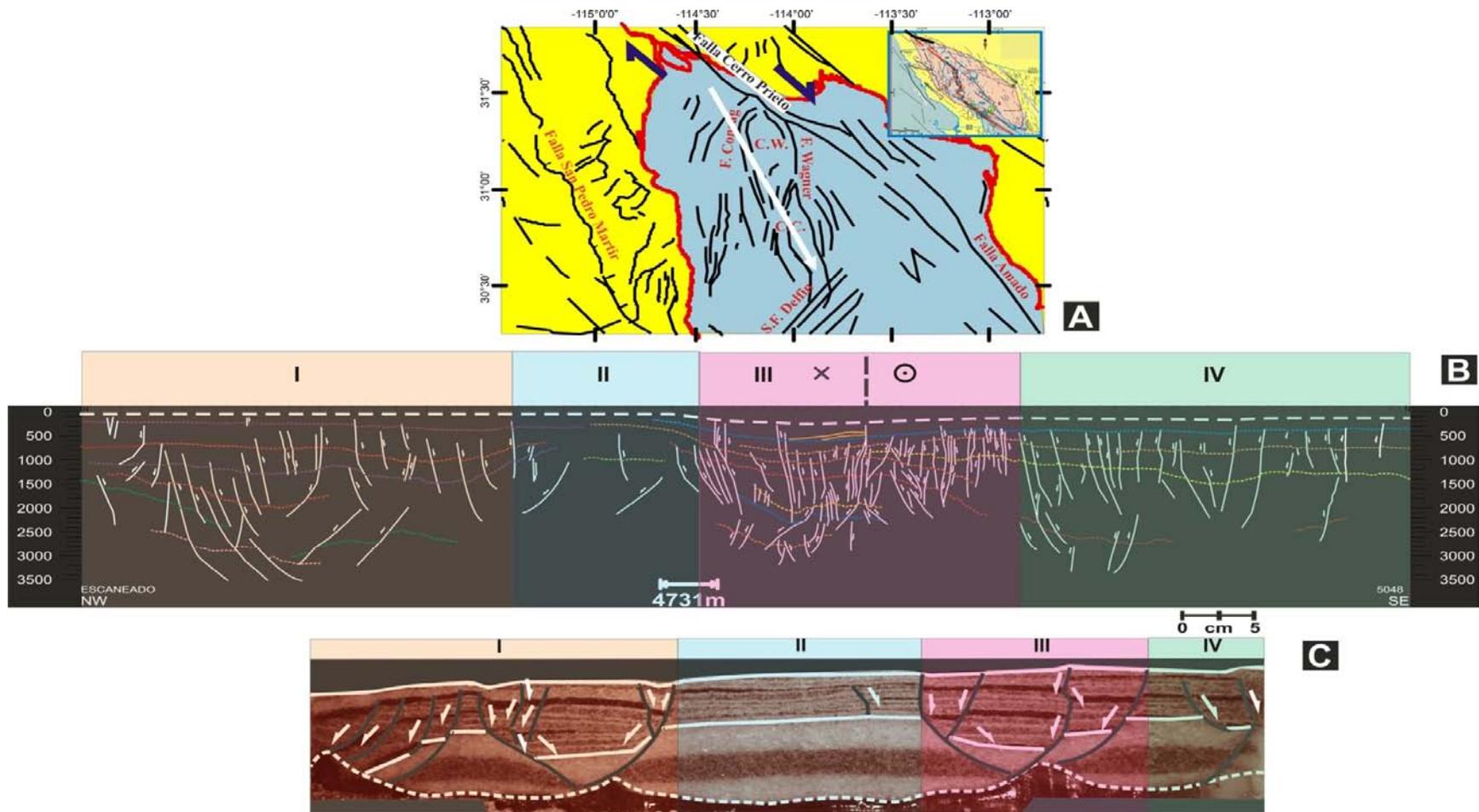


Figura 6.6. Comparación y diferencias de los procesos mecánicos estructurales en la naturaleza con los resultados de los modelos. A) Es el mapa estructural con las fallas presentes en el Norte del Golfo, b) es la sección interpretada 5048 separada en 4 zonas y c) es un corte del experimento 6 en la misma dirección y posición del modelo.



Debido a la escala manejada, los resultados obtenidos en este trabajo con respecto al modelo de Dorsey (2010) tratan de representar solo una parte de la deformación que ocurre en el límite de la placas de Pacífico y la de Norte América, ya que estos modelos representan la deformación somera que involucran en gran medida el relleno sedimentario, y no se contemplaron la presencia y efectos de vulcanismo en el sistema.

Sin embargo, estos resultados complementan el modelo propuesto por Dorsey (2010), ayudando a explicar la deformación más somera no considerada en ese trabajo.

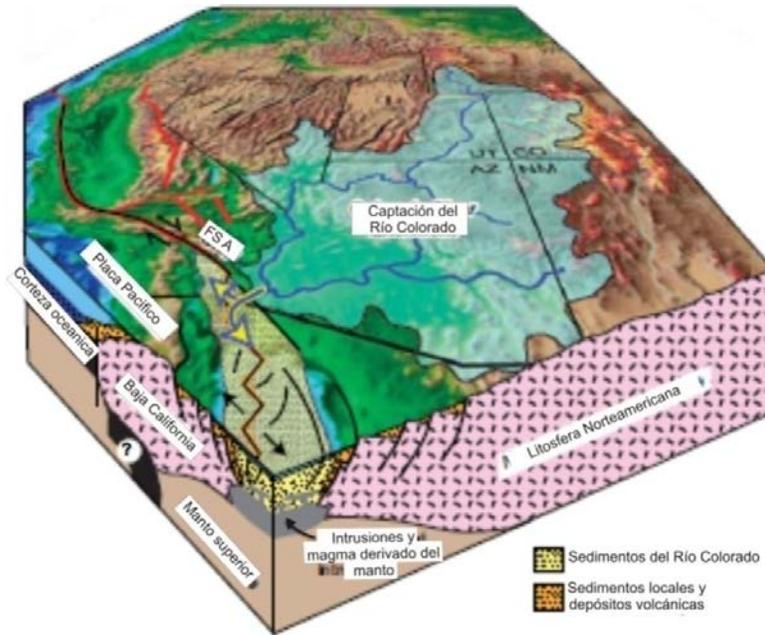


Figura 6.8. Modelo propuesto por Dorsey 2010, en donde se muestra el Norte del *rift* de Baja California influenciado por la sedimentación efecto que al mismo tiempo enmascara las intrusiones y la actividad volcánica derivadas del manto.

#### VI.IV. Discusión zona Sur

Los modelos presentados en esta sección son experimentos puramente mecánicos en los cuales se parte de perfiles de resistencia idealizados para una litosfera continental. Los cambios reológico-mecánicos consisten en capas homogéneas, las cuales no necesariamente representan toda la diversidad de reología que se tienen en la naturaleza (Golfo de California). Debido a que los experimentos son mecánicos, los procesos térmicos no fueron considerados en la simulación. Estos podrían tener un efecto importante en la evolución de las estructuras que no se está considerado en los modelos. Los modelos muestran que la diversidad estructural del Golfo de California se puede simular con una sola fase de extensión oblicua influenciada por la sedimentación y la fábrica estructural preexistente, aunque no se descarta que la evolución real del golfo sea más compleja y producida por varias fases.

Los modelos representan un sistema constituido de tres capas: una corteza superior quebradiza, una corteza inferior dúctil y un manto litosférico, se encuentran contruidos sobre un fluido viscoso

que representa al manto astenosférico, permitiendo así de esta manera que exista ajustes isostáticos.

Para el arreglo experimental de estos modelos se partió de la idea de simular un patrón preexistente de fallas de borde en forma escalonada (zigzag), siguiendo las trazas de las fallas de borde continentales (Figura 6.9), y añadir una franja mecánicamente más débil representando la zona de la corteza adelgazada. En estas series experimentales, no se tomó en cuenta la influencia del desplazamiento lateral que la falla Tosco-Abreojos ejerce en el sistema y, por razones de factibilidad experimental, la extensión se realizó basándose en experimentos de una sola fase con geometría oblicua.

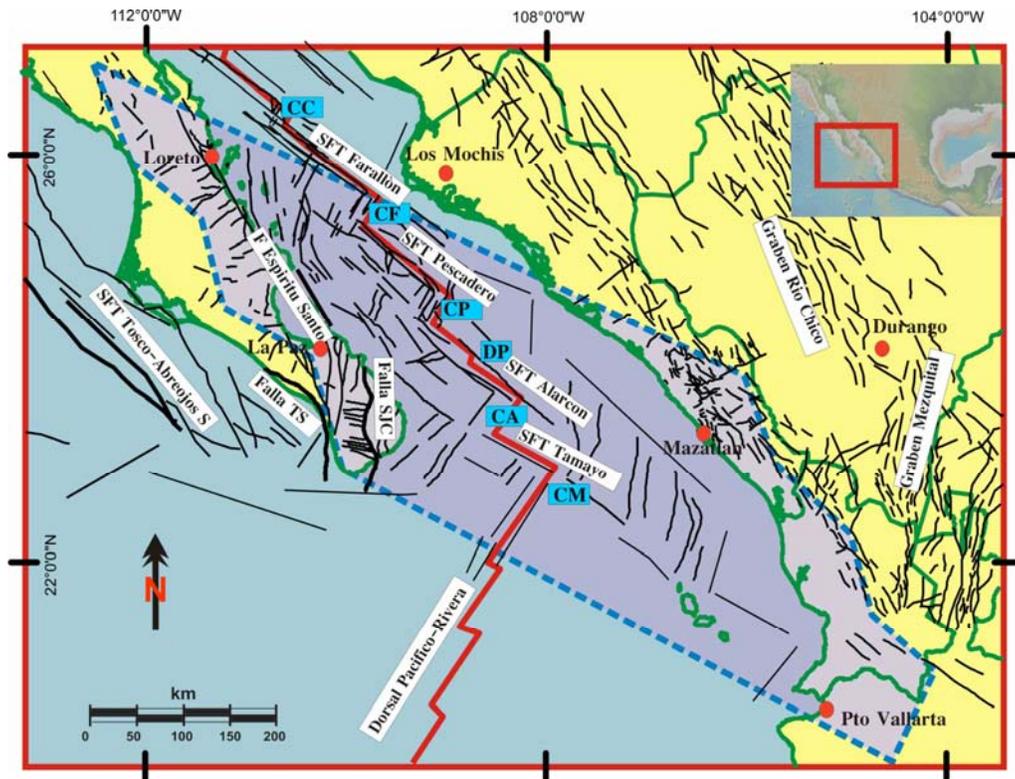


Figura 6.9. Patrón estructural presente en el Sur del Golfo de California

La discusión planteada a continuación se basa en los resultados relevantes en la parte de modelación analógica. Una comparación más detallada con la naturaleza sería importante en un trabajo posterior. Para los fines de esta tesis, se hace una comparación entre el modelo de elevación digital del experimento y el modelos de elevación de la zona de estudio, en la que se observan similitudes importantes que incluyen: Los bordes del *rift* en una geometría de zigzag; La formación de cuencas extensionales con orientación perpendicular a la dirección de desplazamiento y la asimetría entre los bordes poniente y oriental.

### VI.V. Mediciones experimentales - Modelos 10 y 11.

Se midieron y analizaron la orientación y la longitud de las fallas del experimento número 10 a lo largo de la evolución en superficie. Para hacer el análisis sistemático, el experimento se dividió en tres partes. La orientación de las fallas está referida a la geometría del modelo y no al norte geográfico. Este análisis ha permitido observar si existen cambios cinemáticos en los patrones estructurales y cómo afecta el aumento de extensión en las estructuras.

En el primer tercio experimental se observa que predomina un sistema de fallas que tiene un azimut de  $\sim 110$ , estas fallas interactúan a su vez con otras estructuras de orientaciones variadas. En el histograma de longitudes se aprecia que la mayoría de las fallas miden alrededor de  $\sim 18$  mm, estas magnitudes corresponden a las fallas que dominan en azimut (ver grafico Figura 6.10).

En el segundo tercio experimental, se incrementa el número de fallas, en el histograma de azimut se observan direcciones desde  $20^\circ$  hasta  $150^\circ$  de azimut, resaltan dos direcciones de patrones estructurales los que tienen dirección de  $90^\circ$ , las cuales son fallas que presentaban poca actividad en el tercio anterior, y las de  $120^\circ$  que son el grupo de fallas que predominaba en el primer tercio. De esta manera se muestra de manera cuantitativa la rotación de las estructuras que se describió en el Capítulo VI. Por otro lado se observa un decremento en las longitudes de las fallas, que ahora tienen longitudes entre 9 y 18 mm.

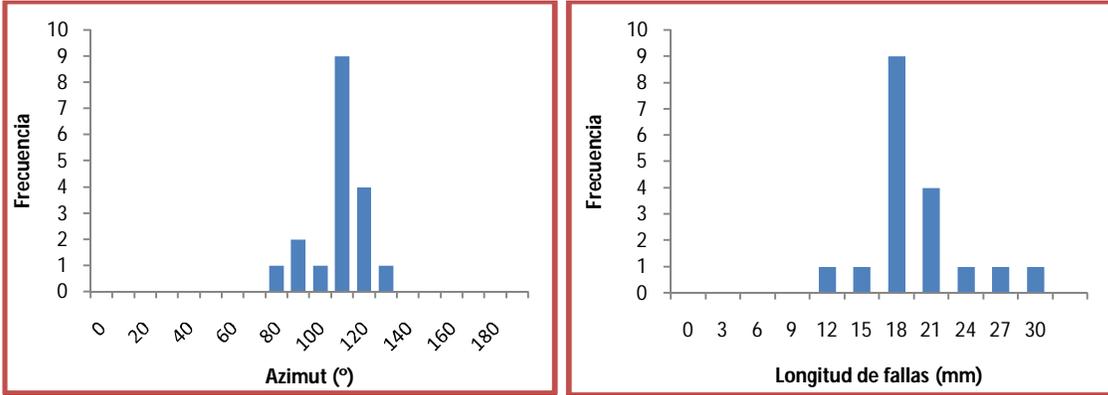
En la última etapa de extensión se observan varias direcciones en las estructuras, pero se comienzan a diferenciar dos patrones conjugados de fallas, el de  $90^\circ$  que en las interpretaciones realizadas en el capítulo V aparecen de color rojo, y las de  $140^\circ$  de color verde (ver Figura 5.7, capítulo V, para más detalles), en el histograma de longitudes las fallas de mayor frecuencia miden 9 mm y son correspondientes al patrón de  $90^\circ$  (ver gráficos Figura 6.10).

Se muestran las mediciones correspondientes para el último modelo de la serie experimental, en donde se observa que en el primer tercio de la extensión la mayoría del patrón de fallas se acomoda entre los azimuts de  $20^\circ$  y  $60^\circ$  predominando las de  $40^\circ$ , en el histograma de longitudes las fallas con mayor frecuencias son las que miden 9mm pero no precisamente corresponden a las de que tienen azimut de  $40^\circ$  ya que estas corresponden con las magnitudes de 12 mm (ver grafico correspondiente Figura 7.11).

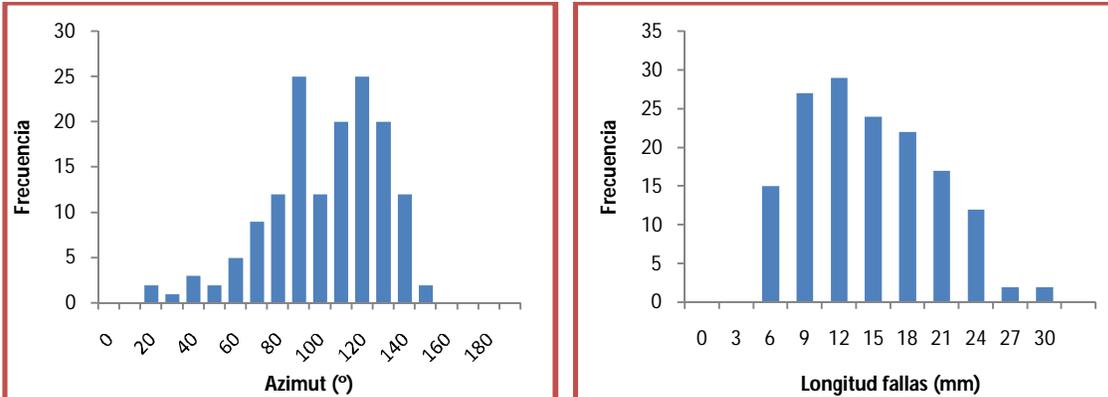
En el segundo tercio experimental se generan cambios importantes, ya que en el histograma se observa que se activa otro sistema de falla cuyo patrón oscila entre los  $120^\circ$  y  $150^\circ$ , dominando la dirección de  $130^\circ$ , este patrón es conjugado con el que existe entre los  $30^\circ$  y  $60^\circ$ . Las magnitudes de longitud están entre 9 y 12 mm y corresponden a los dos sistemas conjugados. En esta fase de la extensión, la deformación se acomoda en estos dos sistemas principales.

**Modelo 10**

**1er tercio de deformación**



**2do tercio de deformación**



**3er tercio de deformación**

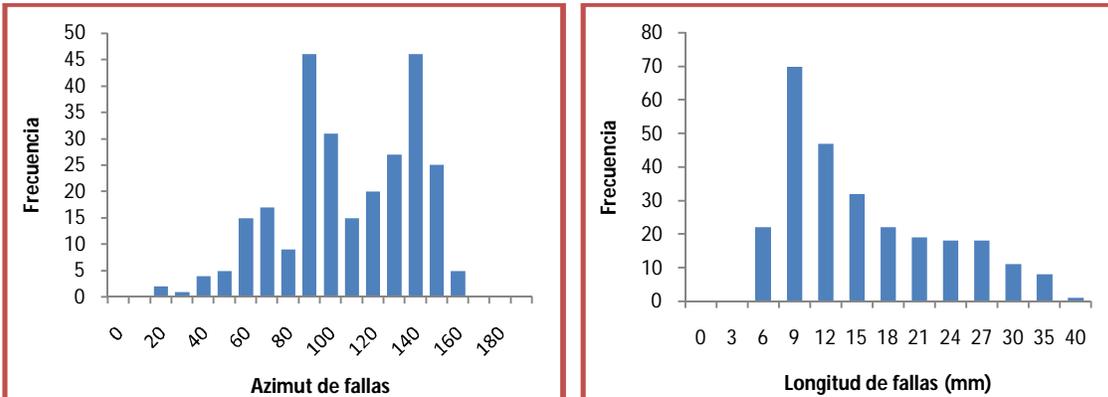
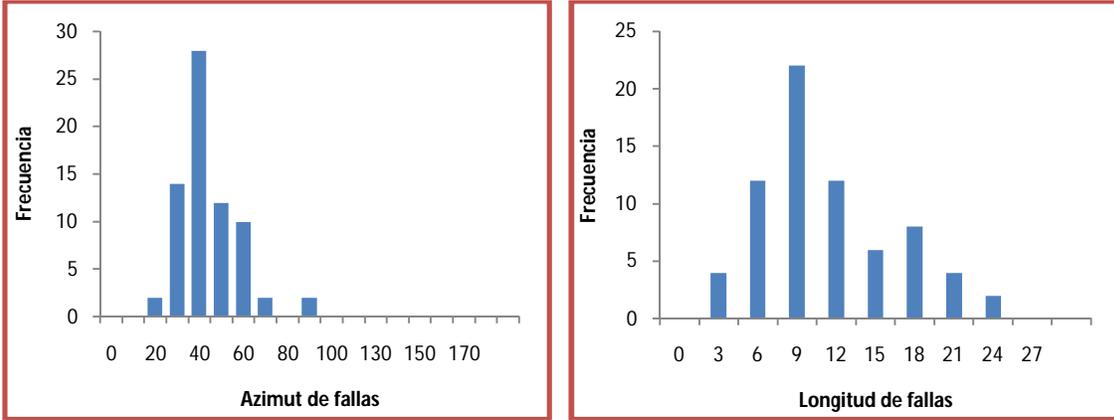


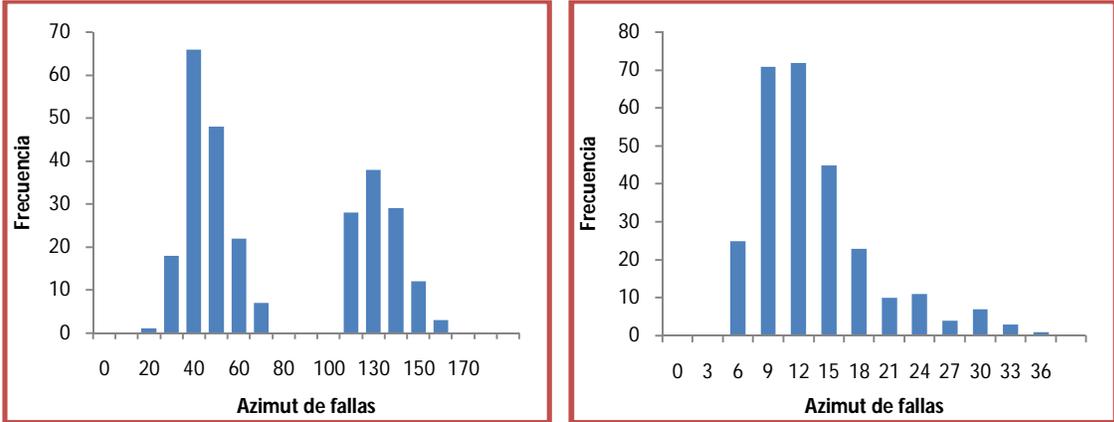
Figura 6.10. Histogramas correspondientes al experimento 10 en tres etapas de evolución, se comparan las variaciones angulares y la longitud de las fallas.

**Modelo 11**

**1er tercio de deformación**



**2do tercio de deformación**



**3er tercio de deformación**

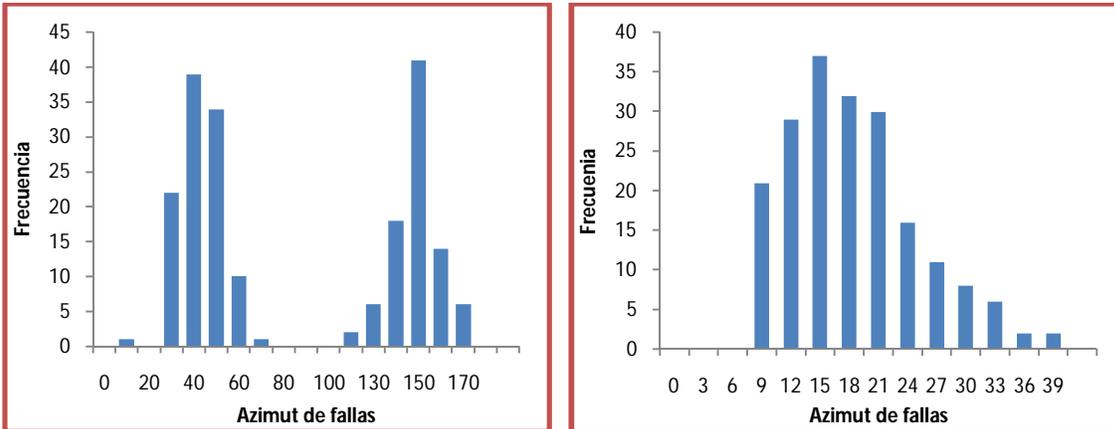


Figura 6.11. Histogramas correspondientes al experimento 11, para tres etapas de la evolución extensional en donde se comparan las variaciones angulares de las estructuras así como la longitud de estas.

En la última etapa de la extensión, el patrón anterior se mantiene con orientaciones predominantes en  $40^\circ$ , pero se observa una ligera rotación de las fallas orientadas entre  $120^\circ$  y  $150^\circ$ , a favor de las manecillas del reloj, de tal manera que ahora las orientaciones de fallas que dominan en ese patrón son las que miden  $150^\circ$ . La longitud de las fallas es relativamente grande entre 12 y 20 mm.

En resumen, inicialmente la deformación generó un solo patrón estructural ( $40^\circ$  de azimut) y, conforme fue avanzando la extensión, surgió otro patrón conjugado ( $130\text{-}150^\circ$  de azimut) y al final se mantienen los dos sistemas activos que acomodan la deformación (ver gráficos correspondiente Figura 6. 11).

#### VI.VI. Comparación de los resultados experimentales con la naturaleza.

Se comparan los resultados experimentales por medio de los relieves digitales que se procesaron tanto para el modelo 11 como para la zona del *rift* en la parte Sur del Golfo (Figura 6.12).

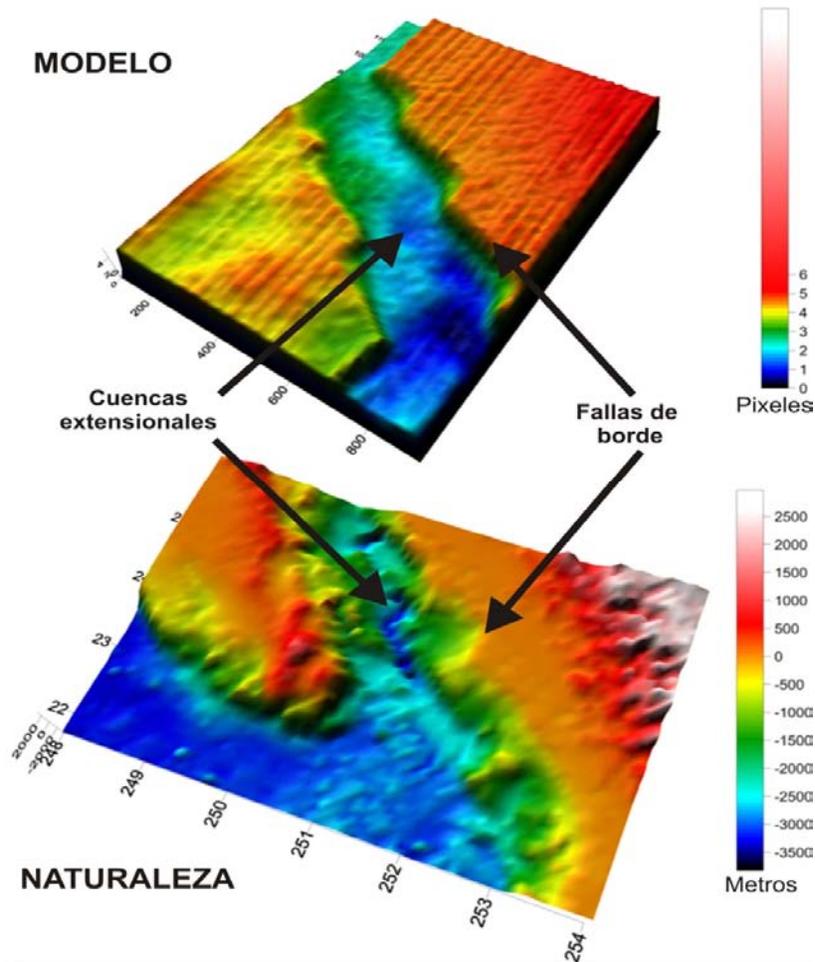


Figura 6.12. Comparación de modelos de relieve digital. Se observan similitudes estructurales entre el modelo y la naturaleza como las fallas de borde, efectos isostáticos así como la formación de cuencas.

Se pueden observar varias similitudes estructurales como:

- 1) las fallas de borde escalonadas o en zigzag, en el modelo resultan muy localizadas; sin embargo, uno de los avances en la cartografía realizados en este trabajo (Figura 6.12) fue el reconocimiento de patrones similares en la parte continental.
- 2) La formación de cuencas extensionales con orientación perpendicular a la dirección de desplazamiento, tanto en el modelo analógico digital (tonalidades azules Figura 6.12) como en los perfiles realizados se observan estas cuencas, en la naturaleza corresponden con la geometría de las cuencas Alarcón y Pescadero al Sur del Golfo (Figura 6.12).
- 3) La asimetría entre los bordes oeste y oriental. Tanto en el modelo como en la Naturaleza se observan variaciones estructurales en los bordes continentales. En el bloque fijo se observa muy bien delimitados los bordes en zigzag, mientras que en el bloque móvil el límite que definen las fallas de borde es difuso. Se forma una plataforma amplia (en tonalidades verdes) que puede corresponder con la corteza transicional.
- 4) Diferencias en el relieve entre el bloque rígido y el móvil. En el modelo de elevación digital experimental se puede observar que el bloque rígido no presenta cambios aparentes en la topografía, mientras que el bloque móvil sí presenta subsidencia. En el Sur del Golfo se observa más o menos lo mismo, mientras que en el bloque continental no se observan cambios en el relieve, en el bloque de Baja California se observan variaciones importantes en la topografía (Figura 6.12).

Se obtuvieron modelos de elevación digital del modelo durante el desarrollo experimental. A partir de estos datos se obtuvieron tres perfiles topográficos que cortan al modelo (Figura 6.13). Estos perfiles representan la evolución del relieve en diferentes etapas de extensión, y muestran cambios submilimétricos en la elongación así como en la topografía.

Los tres perfiles topográficos se encuentran orientados NW-SE. El perfil A'-A se ubica en la parte más Sur del modelo, no se observan grandes cambios en este bloque sin embargo se aprecia un ligero levantamiento justo en el borde de la cuenca de *rift*. En la parte de la cuenca se observa la evolución del adelgazamiento de la litosfera y la migración de depocentros. Dentro del bloque móvil (bloque de Baja California) se aprecia que este bloque experimenta subsidencia pero con mayor concentración en la zona central.

En el perfil B'-B existen los mismos cambios como levantamiento en el bloque fijo, la cuenca de *rift* se muestra más extendida, al final de la extensión se forman dos depocentros y la cuenca es más o menos simétrica. En el bloque móvil se observa una ligera subsidencia gradual y uniforme.

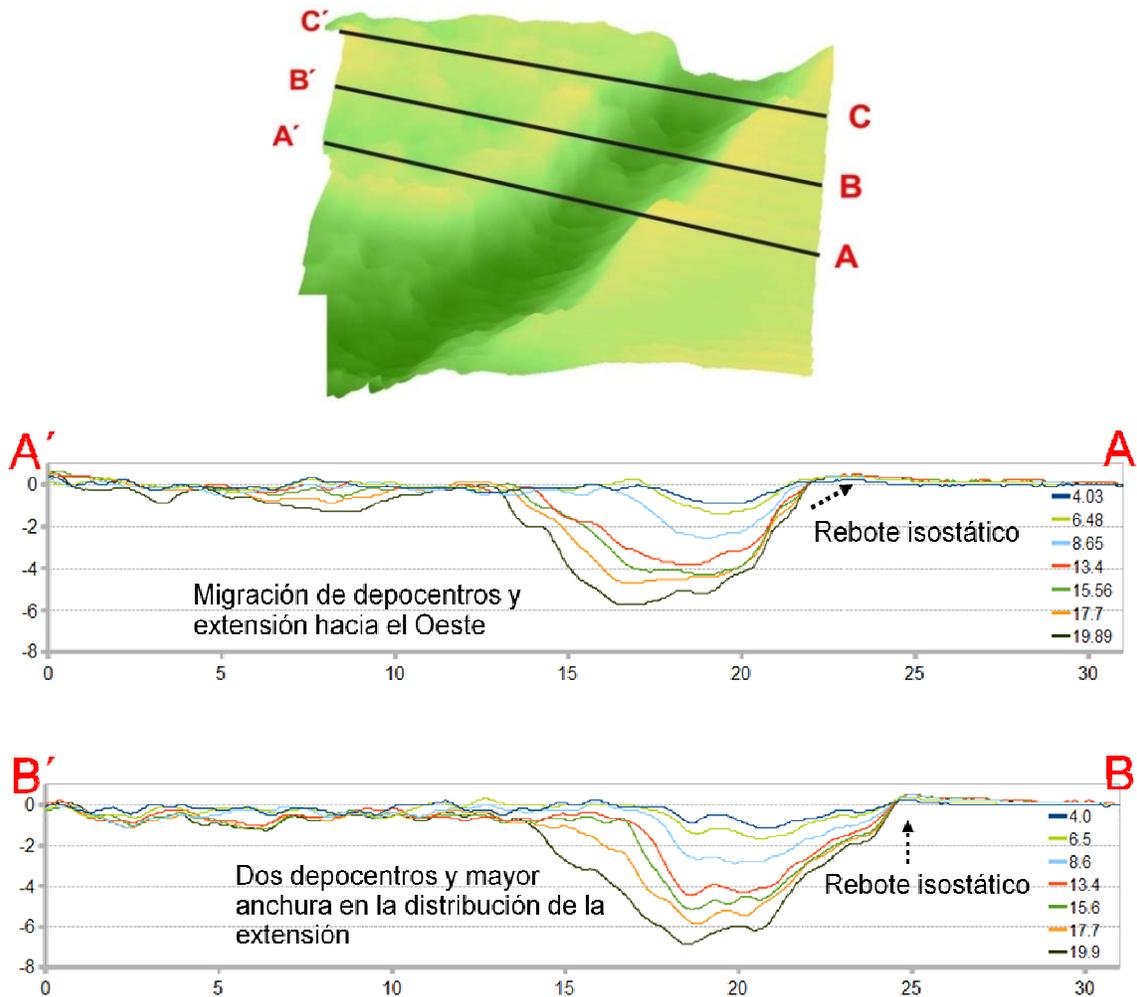
El perfil C'-C muestra menos cambios en el bloque fijo, sin embargo en la cuenca de *rift* se observa mayor asimetría en la evolución dando como resultado un depocentro en la parte occidental de la cuenca, a diferencia de los otros perfiles en el bloque móvil se aprecia mayor subsidencia y adelgazamiento (ver Figura 6.13).

En resumen estos perfiles muestran dinámicas distintas de extensión en distintos segmentos a lo largo del *rift* experimental. Los cambios que se observan en los distintos perfiles reportados en

este trabajo, son consistentes con las variaciones observadas en la naturaleza como los presenta Lizalde *et al.*, 2007 en donde también se muestran la variaciones de estilos de *rift* a lo largo del Golfo.

Estas diferencias están relacionadas al estilos estructural de extensión en el que los perfiles cruzan, es decir, si cortan cuencas puramente extensionales como es el caso del perfil de Guaymas en donde la geometría del *rift* resultante tiene mayor simetría tal y como lo muestra el perfil A de este trabajo. Mientras tanto para el caso de los perfiles que corten estructuras trascurrentes en donde dominen las fallas laterales como el perfil de Alarcón, la geometría resulta con mayor asimetría y con variaciones en los depocentros extendidos tal y como lo muestra el perfil B descrito en este trabajo (Figura 6.13).

Perfiles a lo largo del experimento 10



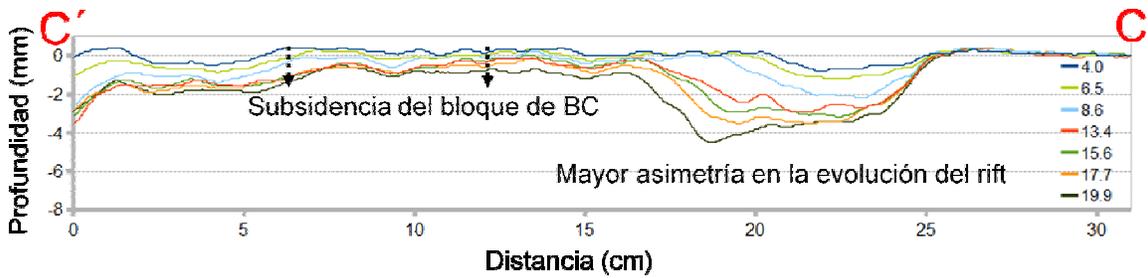


Figura 6.13. Variaciones estructurales a lo largo del *rift*, en la figura superior se muestra el mapa de relieve topográfico del experimento número 10. Posteriormente se muestran los perfiles en tres distintas posiciones del rift en los cuales se observan grandes cambios y variaciones tanto en el bloque fijo (continente) y en el móvil (Baja California).

La sección de Guaymas reportada por Lizarralde *et al.*, 2007 presenta una ligera simetría entre la geometría de extensión de ambos segmentos separados, los bordes continentales son cortados abruptamente y se conserva un mayor espesor en el bloque izquierdo (Baja California), mientras que en el extremo continental se observa más adelgazado, se concentra muy poca extensión en la zona central (Figura 6.14).

En el corte del experimento número 11, se muestra una litosfera de tres capas: 1 la corteza superior, 2 corteza inferior y 3 un manto litosférico, todo esto flotando en 4 manto astenosférico. El resultado experimental fue *rift* simétrico en donde se concentra toda la deformación en la zona débil, las tres capas se adelgazan, la corteza superior quebradiza es extendida en fallas normales y por debajo de toda esta zona extendida se observa muy fácilmente el ascenso isostático del manto astenosférico, al igual que en los hombros de los bloques extendidos. Al comparar los dos modelos se observan similitudes geométricas importantes (Figura 6.14).

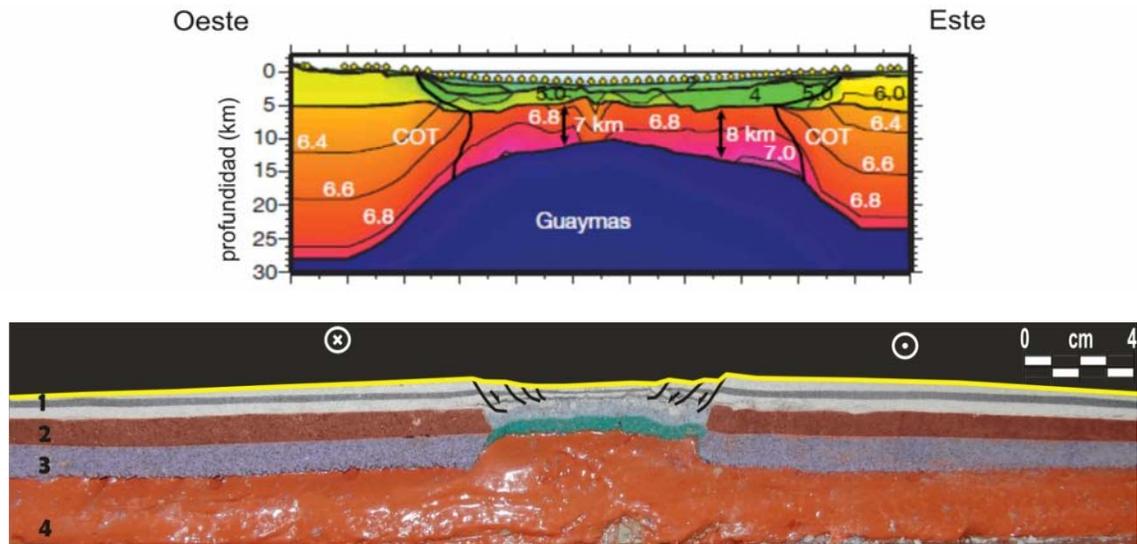


Figura 6.14. Comparación de secciones, la parte superior es el perfil de Guaymas reportado por Lizarralde *et al.*, 2007. Mientras que el de abajo el corte físico del experimento 11. En ambos se observan muchas similitudes geométricas como el basculamiento de los bloques extendidos así como la concentración de la extensión en la un rift estrecho.

Como último punto se discute la relación entre el fallamiento y la ruptura continental con el ascenso de material astenosférico en zonas puntuales del Golfo. Las anomalías de baja velocidad sísmica reportadas por Wang *et al.*, 2009 se han graficado en el mapa estructural reportado en este trabajo. Se puede observar en la Figura 6.15 que los puntos de baja velocidad corresponden con las zonas de mayor extensión, mientras que las zonas de alta velocidad son consistentes con las zonas en las que predomina el desplazamiento lateral.

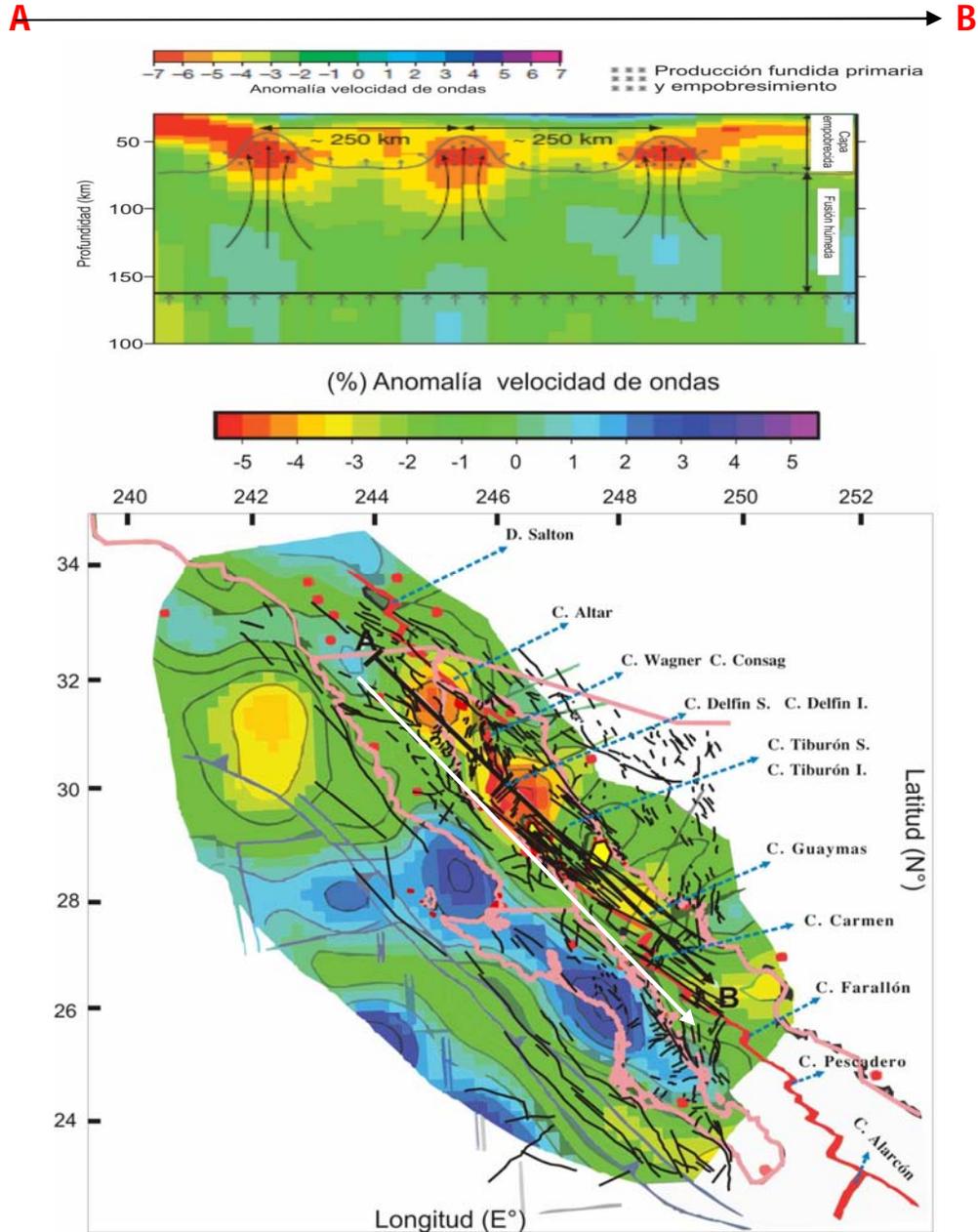


Figura 6.15. Relación entre el fallamiento y la ruptura continental. En el mapa se proyectó el arreglo estructural recopilado en este trabajo con el modelo de Wang *et al.*, 2009 y se puede observar la correlación entre las zonas de extensión con las zonas de baja, mientras que las de alta velocidad se asocian a los dominios laterales. En la primera figura se muestra el perfil A-B que muestra al golfo como un *rift* actual activo favorecido por las condiciones estructurales presentes.

Esta característica se interpreta de la siguiente manera: las zonas de mayor extensión a lo largo del Golfo pueden haber favorecido la ruptura continental y el ascenso de magma para formar nueva corteza oceánica. La presencia de nueva corteza oceánica ha sido postulada por Lizarralde *et al.* (2007), entre otros, en la zona de mayor extensión de sus secciones sísmicas (ver capítulo V) así como por Dorsey, 2010 y Martín Barajas (UGM, 2010) para la zona Norte del Golfo.

De esta manera se especula que el Golfo de California pudiera estar evolucionado de un *riff* pasivo a un *riff* activo, como consecuencia del rompimiento en zonas puntuales de la corteza continental. Ya que en las zonas de desplazamiento lateral se favorecería la presencia de corteza transicional.

## Capítulo VII. Conclusiones

---

De acuerdo a los patrones de fallas analizados en este trabajo, se propone dividir al Golfo de Baja California en tres dominios:

El dominio Norte, se ha interpretado como una gran cuenca de tipo *pull-apart* constituida y delimitada por el sistema de fallas laterales Ballenas y Tiburón en su extremo Sur, La Falla de Cerro Prieto e Imperial en el Norte, mientras que en su extremo occidental por el sistema de fallas Sierra de Juárez y San Pedro Mártir y en el oriente con la falla Amado y del Mar. Internamente, puede también definirse como un dúplex extensional. La depresión interna presenta una alta tasa de sedimentación. Se ha documentado una migración de la deformación de oriente a occidente, formando a su paso cuencas traslapadas (cuenca Wagner y Consag), y permitiendo la localización de dominios laterales entre ellas. Otros trabajos previos han mostrado también esta idea.

En el dominio central predomina una cuenca trascurrente, en la que existe una partición de la deformación. En los bordes se acomoda en los sistemas de fallas trasformes Ballenas y del Carmen, mientras que la parte central la cuenca de Guaymas se extiende formando fallas normales. Este dominio se separa del Norte con un ángulo de  $8^\circ$  con respecto al límite del cratón y al sistema de fallas Ballenas, así de esta manera esta zona funciona como un pivote intermedio que acomoda la deformación permitiendo que el dominio Norte tenga libertad de desplazamiento oblicuo, mientras que al mismo tiempo se ejerce como un polo que permite una rotación en el dominio Sur de alrededor de  $8^\circ$ .

El dominio Sur tiene cuatro características relevantes: 1) un sistema de fallas transformes y cuencas extensionales en el centro del Golfo, 2) un sistema de fallas de borde que presenta características diferentes tanto en la parte Oeste de la placa Norteamericana como en la parte oriental del bloque de Baja California, 3) Un sistema de dispersión oceánica en la zona de la dorsal pacifico Rivera con extensión ortogonal y 4) Un sistema de fallas localizado en la antigua zona de subducción denominado Tosco-Abreojos.

Se corroboró, correlacionó, y se compararon los procesos mecánicos involucrados en la extensión del Golfo Norte tanto en superficie como en sección.

En el caso Norte la evolución en superficie del experimento más representativo sustenta la idea que la deformación tiende a migrar, en oriente abandonando cuencas y dejando inactivas estructuras tal y como ocurre en la cuenca Adair-Tepeaca (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007, mientras que al occidente se abren nuevas cuencas y se activan nuevas estructuras. La interacción entre las fallas extensionales con las de desplazamiento lateral (oblicuas) se encuentra caracterizada por cambios sustanciales en las trazas de las fallas y adoptan geometrías flexionadas tal y como las variaciones en las trazas de la Falla Wagner y Consag en sus extremo Norte al interactuar con la Falla Cerro Prieto (González-Escobar, *et al* 2010). De esta manera se observa que

las orientaciones del patrón estructural resultantes del modelo son similares y se sustentan con las del patrón existente en la naturaleza (Golfo Norte).

En perfil, las tres secciones sísmicas analizadas se interpreta una clasificación eventual en base a los dominios de los patrones (secciones 5043 y 5053). Los cortes finales de los modelos permiten observar, diferenciar y definir estructuras de régimen extensionales y laterales como las de flor negativa, las cuales se interpretan y asocian a zonas de cizalla de rumbo entre cuencas tal y como lo muestra la sección 5048, a diferencia de los modelos numéricos de Bialas y Buck, 2009 en donde consideran la influencia sedimentaria en la apertura del Golfo Norte de California sin embargo se sustentan en una extensión puramente ortogonal. Los resultados obtenidos en este trabajo pueden ser un buen complemento y ayuden a explicar a mayor detalle la deformación más somera no considerada por el modelo de Dorsey, 2010 para el Norte del Golfo de California.

Los resultados obtenidos a escala litosférica para explicar la porción Sur del Golfo, parten de una litosfera débil que representaría una extensión inicial en la interface entre los 12 y 10 Ma, hasta antes de llegar a la oceanización (~3 Ma). A pesar de que solo se realizaron modelos en una sola fase de extensión por razones de veracidad y sencillez, los resultados obtenidos soportan la idea de Gans 1997 y Fletcher *et al.*, 2007 en donde explican que la apertura del Golfo sucedió en una sola fase de extensión oblicua. Por otra parte se apoya la idea de que la historia de extensión ortogonal previa a los últimos 12 Ma se puede observar en la provincia del “*Basin and Range*” (~31-12 Ma).

El análisis cinemático de las orientaciones estructurales a lo largo de la evolución del modelado permitió ver variaciones y rotaciones importantes, esto es comparable con la variación angular de 8° que existe entre el dominio norte y el central. Los cambios que se observan en los distintos perfiles del modelo 10 analizados en este trabajo: como la migración de depocentros, subsidencia del bloque móvil y asimetría en la extensión, se asemejan a las variaciones que tienen los perfiles de la naturaleza reportados por Lizalde *et al.*, 2007 en donde se presentan variaciones de estilos de *rift* a lo largo del Golfo. Comparando los de elevación digital en el modelo y en la naturaleza se observa similitudes estructurales como: las fallas de borde escalonadas o en zigzag, la formación de cuencas extensionales con orientación perpendicular a la dirección de desplazamiento, la asimetría entre los bordes oeste y oriental así como diferencias en el relieve entre el bloque rígido y el móvil.

Al comparar el patrón estructural presentado en este trabajo, con el modelo Wang *et al.*, 2009 se observa que puntos de baja velocidad corresponden con las zonas de mayor extensión, mientras que las zonas de alta velocidad son consistentes con las zonas en las que predomina el desplazamiento lateral. De esta manera se puede especular que el rift de Baja California inicio siendo un rift pasivo y evolucionó a un rift activo como consecuencia del rompimiento en zonas puntuales de la corteza continental. En las zonas de desplazamiento lateral se favorecería la presencia de corteza transicional.

## Referencias bibliográficas

- Aragón-Arreola, M. Martín-Barajas A. 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California: *Geology*, v. 35(6), p.571–574.
- Aragón-Arreola, M. Morandi, M. Martín-Barajas A. Delgado-Argote, L. González-Fernández, A. 2006. Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique rifting: *Tectonophysics*, v.409, p.19-38.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T., Henry, C. D., 2003, Synextensional Pliocene-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: *Geological Society of America Bulletin*, v.115, p.298-313.
- Autin, J. Bellahsen, N. Husson, L. Beslier, M.O. Leroy, S. d’Acremont, E. 2010. Analogue models of oblique rifting in a cold lithosphere: *Tectonics*, 29, TC6016, doi:10.1029/2010TC002671.
- Aguilar-Campos, C. 2007, Sísmica de reflexión en el alto Golfo de California:, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Tesis de Maestría en Ciencias, Baja California, México, 82pp.
- Baker, B.H., Mohr, P.A., Williams, L.A.J., 1972, *Geology of the Eastern Rift System of Africa: Geological Society of America Special Paper*, v. 136, 67pp.
- Baker, B.H., Morgan, P., 1981, Continental rifting: progress and outlook: *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*, v.62, and p.585–586.
- 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, 10pp
- Benes, V., y Davy, P., 1996, Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localization processes: *Tectonophysics*, v.254, p.69–87.
- Bialas, R. W., y Buck W.R., 2009, How sediment promotes narrow rifting: Application to the Gulf of California: *Tectonics*, v. 28, p. 1-18.
- Bird, P., 1978, Finite element modeling of lithosphere deformation: The Zagros collision orogeny: *Tectonophysics*, v.50, p.307-336.
- Brun, J. P., 1999, Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments: *Elsevier Science Publishers B.V.* p. 595-712.
- Brun, J.-P., y Van Den Driessche, J., 1994, Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 165, p. 519– 530.

- Buck, W.R., 1991, Modes of continental lithospheric extension: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 20161– 20178.
- Burchfiel, B.C., Stewart, J.H., 1966, “Pull-apart” origin of the central segment of Death Valley, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 77, p. 439–442, doi: 10.1130/0016-7606(1966)77[439: POOTCS] 2.0.CO; 2.
- Burke, K., Dewey, J.F., 1973, Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics of old rocks: *Journal of Geology*, v. 81, p. 406– 433.
- Burke, K., W. S. F. Kidd, and T. Kusky. 1985. Is the Ventersdorp rift system of Southern Africa related to a continental collision between the Kaapvaal and Zimbabwe cratons at 2.64 Ga ago?: *Tectonophysics*, v. 115, p. 1-24.
- Brun, J.P., Van Den Driessche, J., 1994, Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.165, p.519– 530.
- Brun, J. P., 2002, Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models, in *Deformation mechanisms, rheology and tectonics: Current status and future perspectives*, 355-370pp.
- Brun, J.P., 1999, Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*. v. 357, p.695–712.
- Byerlee, J., 1978, Friction of rocks: *Pure and Applied Geophysics*, v.116, p.615-626.
- Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. *En: Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H. (Eds.), Cordilleran Metamorphic Core Complexes: Geological Society of America Memoir*, v. 153, p. 7 –31.
- Carter, N.L., Tsenn, M.C., 1987, Flow properties of continental lithosphere: *Tectonophysics*, v.136, p.27– 63.
- Corti, G., Bonini, M., Conticeli, S., Innocenti, F., Maneti, P., Sokoutis, D., 2003, Analogue modeling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma: *Earth-Science Reviews*, v.1291, p.1 –79.
- Cruz-Falcon, A., Vásquez-González, R., Ramírez-Hernández, J., Salinas-González, F., Nava-Sánchez, E., Troyo-Diéguez, E., 2010, Depth estimation to crystalline basement in the valley of La Paz, Baja California Sur, México: *Geofísica Internacional*, v.49, p.213-224.
- Davy, P., Cobbold, P. R. 1991. Experiments on shortening of a 4-layer continental lithosphere: *Tectonophysics*, v.188, p.1-25.
- Dautria, J. M. Girod, M., 1987, Cenozoic volcanism associated with swells and rift: *Mantle Xenoliths* (P.H. Nixon, edit.), John Wiley and Sons Ltd, p.195-214.

- DeMets, C., 1995, A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion: *Geophysics Research Letter*, v.22, p.3545– 3548.
- DeMets, C., Dixon, T. H., 1999, New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present: 1. Evidence for steady motion and biases in the NUVEL-1A model: *Geophysical Research Letter*, v.26, p.1921–1924.
- Dixon, T., Farina, F., DeMets, C., Suarez-Vidal, F., Fletcher, J., Marquez-Azua, B., Miller, M., Sanchez, O., Umhoefer, P., 2000, New kinematic model for Pacific-North America motion from 3 Ma to present, II: Evidence for a “Baja California shear zone”: *Geophysical Research Letters*, v.27, p.3961-3964.
- Dorsey, Rebeca, J., 2010, Sedimentation and crustal recycling along an active oblique rift margin: Salton Trough and northern Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 38, no.5, p. 443-446.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised: *Geological Society America Special Paper*, v.334, p.41-64.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002, Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico—implications for the late subduction history of the Farallon Plate: *Tectonics*, v.21, 10.1029/2001TC001302.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, n.3, p.343-378.
- Fletcher, J.M., Munguía, L., 2000, Active continental rifting in southern Baja California, Mexico; implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California: *Tectonics*, v.19, p.1107–1123.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., and Gehrels, G., 2007, Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p.1313–1336.
- Gans, P.B., 1987, An open-system, two-layer crustal stretching model for the eastern Great Basin: *Tectonics*, v. 6, p. 1– 12.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v.16, p.388–408.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., and Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California: *Geological Society of America*, p. 140-170.

- Gastil, R.G., Krummenacher, D., and Minch, J.A., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 839–857.
- Geoffroy, L., Pronost, J., 2009, Late Pliocene to Early Quaternary extensional detachment in the La Paz–El Cabo area (Baja California Sur, Mexico): implications on the opening of the Gulf of California and the mechanics of oblique rifting, *Terra Nova*, v.22, p.64-69.
- Goetze, C., Brace W. F., 1972, Laboratory observations of high-temperature rheology of rocks: *Tectonophysics*, v.13, p.583-600.
- Goetze, C., Evans, B., 1979, Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.59, and p.463–478.
- Glahn, A., Granet, M., and the Rhine Graben Teleseismic Group, 1993, Southern Rhine Graben: small-wavelength tomographic study and implications for the graben's dynamic evolution: *Geophysics*, v.113, p.399– 418.
- González-Escobar, M., Aguilar-Campos C., Suárez-Vidal F., Martín-Barajas A., 2009, Geometry of the Wagner basin, upper Gulf of California based on seismic reflections: *Internacional de Geología revision*, v.51(2), p.133–144.
- González-Escobar, M., Suárez-Vidal F., Hernández-Pérez J.A., Martín-Barajas A., 2010, Seismic reflection-based evidence of a transfer zone between the Wagner and Consag basins: implications for defining the structural geometry of the northern Gulf of California: *Geo-Marine Letters*, v.30, p. 575-584.
- González-Fernández, A., Dañobeitia, J.J., Delgado-Argote, L.A., Michaud, F., Córdoba, D., Bartolomé, R., 2005, Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California: *Journal of Geophysical Research*, v.110, p. doi:10.1029/2003JB002941.
- Gurbuz, A., 2010, Geometric characteristics of pull-apart basins: *Lithosphere*, v. 2(3), p. 199-206.
- Helenes, J., Carreño, A.L., Carrillo, R.M., 2009, Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California: *Marine Micropaleontology*, v. 72, p. 10–25.
- Helenes, J., Carreño, A.L., Esparza, M.A., Carrillo, R.M., 2005. Paleontología del Neógeno en el Golfo de California y la evolución geológica de Baja California: Memoria VII international Meeting on the Geology of the Baja California Peninsula, Peninsular Geological Society, Ensenada, Baja California, México, April 3–6, Univ. Autón. Baja California y UNAM, 2–3pp.
- Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 2000, Plate interactions control middle late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern *Basin and Range*: *Tectonophysics*, v.318, p.1-26.

- Henry, C. D., 2003, Synextensional Pliocene-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: Geological Society of America Bulletin, v.115, p.298-313.
- Henry, C. D., McDowell, F. W., Silver, L. T., 2003, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics: Geological Society of America Special Paper, v.374, p.237-274.
- Hernández-Pérez J.A., 2008, Estructura y estratigrafía en las cuencas Wagner y Consag, Golfo de California, a partir de sísmica de reflexión: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) Baja California México, Tesis de Maestría en Ciencias, 100pp.
- Hubbert, K., 1937, Theory of scale models as applied to the study of geological structures: Geological Society of America Bulletin. v. 48, p. 1459-1520.
- Hurtado-Artunduaga, A.D., 2002, Modelo estructural de la cuenca de Wagner en el Golfo de California basado en sísmica de reflexión multicanal: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, tesis de maestría, 109 pp.
- Jaeger, J.C., Cook, N. G. W., 1979, Fundamentals in Rock Mechanics: Chapman y Hall, London, 593 pp.
- Kampunzu, A.B., Mohr, P., 1991, Magmatic evolution and petrogenesis in the East African Rift System. In: Kampunzu, A.B., Lubala, R.T.. Magmatism in extensional structural settings. Springer-Verlag, Berlin, 85–136 pp.
- Keen, C.E., 1985. The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving mechanisms: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 80, p.95-120.
- Kirby, S.H., 1983, Rheology of the lithosphere: Reviews of Geophysics, v.21, p.1458– 1487.
- Kirby, S.H., Kronenberg, A.K., 1987, Rheology of the lithosphere: selected topics: Reviews of Geophysics, v.25, p.1219–1244.
- Lister, G.S., Baldwin, S.L., 1993, Plutonism and the origin of metamorphic core complexes: Geology v.21, p.607– 610.
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H., E., Fletcher, J. M., Gonzales-Fernandez, A., Harding. A., J., Holbrook, W, S., Kent, G, M., Paramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P, J., 2007, Variation in styles of rifting in the Gulf of California: Nature, v. 448, p. 466-469.
- Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California; Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W., eds., The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, p.499–521.
- Martín-Barajas, A., Stock, J.M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P., Martínez-López, M., 1995, Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos volcanic province, northeastern Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 407–424.

- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins: *Earth and Planetary Science Letters*, v.40, p.25-32.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v.109, p.1349–1360.
- McClay, K.R., White, M.J., 1995, Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting: *Marine and Petroleum Geology*, v.12, p.137– 151.
- Michaud, F., Sosson, M., Royer, J.-Y., Chabert, A., Bourgois, J., Calmus, T., Mortera, C., Bigot-Cormier, F., Bandy, B., Dymont, J., Pontoise, B., Sichler, B., 2004, Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: The Tosco-Abrejos fault revisited: *Geophysical Research Letters*, v.31, p.L08604.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J.-Y., Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-cormier, F., Bandy, W., Mortera, C., Dymont, J., 2005, La zona de falla Tosco-Abrejos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, n. 1, p. 53–63
- Michaud, F., Calmus, T., Ratzov, G., Royer, J.Y., Sosson, M., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Gutierrez, C.M., 2010., Active Deformation along the Southern End of the Tosco-Abrejos Fault System: New Insights from Multibeam Swath Bathymetry: *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-010-0193-y.
- Miller, E.L., Gans, P.B., Garing, J., 1983, The Snake Range decollement: an exhumed mid-Tertiary ductile –brittle transition: *Tectonics*, v.2, p.239– 263.
- Mohr, P., 1987, Patterns of faulting in the Ethiopian Rift Valley: *Tectonophysics*, v.143, p.169– 179.
- Munguía, O.L., González-Escobar, M., Mayer-Gerardo, S., 2006, Sismicidad y el estado de tensión en la vía La Paz-Los Cabos región, Baja California Sur, México: *Boletín de la Sociedad Sismológica de América*, v.96, 2 p.37359.
- Nagy EA, Stock, J. M., 2000, Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California: *Journal of Geophysical Research*, v.16, p.251–269.
- Nagy, E. A., Stock, J. M., 1998, Structural transition versus sea-floor spreading in the northernmost Gulf of California: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v.30, p.56.
- Nourse, J. A., Anderson, T. H., Silver, L. T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, v.13, p.359-366.
- Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v.111, p.347-363.

- Olsen, K.H., Morgan, P., 1995. Introduction: progress in understanding continental rifts: Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics, Developments in Geotectonics, vol. 25, p. 3–26.
- Oskin, M., Stock, J., y Martín Barajas, A.J., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: *Geology*, v.29, p.459-462.
- Pacheco, M., Martín-Barajas, A., Elders, W., Espinosa-Cardena, J.M., Helenes, J., and Segura, A., 2006, Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: Implications for the history of the Colorado River delta and the Salton trough: *Revista Mexicana Ciencias Geológicas*, v. 23, p. 1–22.
- Páramo, P., Holbrook, W.S., Brown, H.E., Lizarralde, D., Fletcher, J., Umhoefer, P., Kent, G., Harding, A., González, A., Axen, G., 2008, Seismic structure of the southern Gulf of California from Los Cabos block to the East Pacific Rise: *Journal of Geophysical Research*, v.113, doi:10.1029/2007JB005113.
- Parsons, T., 1995, The Basin and Range Province. In: Olsen, K.H. (Ed.), *Continental Rifts: Evolution, Structure: Tectonics Developments in Geotectonics*, vol.25, p.277–324.
- Persaud P, Stock, J. M, Steckler, M., Martin-Barajas, A., Diebold, J. B., Gonzalez-Fernandez, A., Mountain, G., 2003, Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag and Delfin Basins, Northern Gulf of California: *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7):2355. doi:10.1029/2002JB001937.
- Piñero-Lajas, D., 2009, Sísmica de reflexión y fechamiento  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  del basamento continental en el margen oeste de la cuenca farallón (Sur del Golfo de California, México: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Tesis de Maestría en Ciencias, Baja California, México, 155pp.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T.H., LaFemina, P., Sella, G.F., Fletcher, J., and Suarez-Vidal, F., 2007, New constraints on relative motion between the Pacific plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements: *Geophysical Journal International*, v. 170, p. 1373–1380, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03494.x.
- Prodehl, C., Fuchs, K., Mechie, J., 1997. Seismic-refraction studies of the Afro-Arabian rift system a brief review: *Tectonophysics*, v.278, p.1–13.
- Ranalli, G., Murphy, D.C., 1987, Rheological stratification of the lithosphere: *Tectonophysics*, v.132, p.281–296.
- Ranalli, G., 1995, *Rheology of the Earth*, 2nd ed. Chapman & Hall, London, 413 pp.
- Ramberg, H. 1981, *Gravity deformation and the earth crust*. Academic Press, London, 452pp.
- Rodgers, D. A., 1980, Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults, in *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones: Ballance, and H. G. Reading*, *Sedimentok*, v.4, p.27-41.

- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia- Moreno, M., y Lozano-Santacruz, R., 2004. El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, p.320-334.
- Schlische, R. W., 1995, *Geometry and Origin of Fault-Related Folds in Extensional Settings*: AAPG Bulletin, v.79, p.1661–1678.
- Seiler, C., Fletcher, J. M., Quigley, M.C., Cleadow, A.J.W., Kohn., B.P., 2009, Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?: *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2009.09.026 (PA: 91484).
- Sengor, A.M.C., Burke, K., 1978, Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications: *Geophysical Research Letters*, v.5, 419–421.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanism: *Geological Society*, v.133, p.191-232.
- Smit, J. H.W., 2005. *Brittle-Ductile Coupling in thrust wedges and Continental transform*. Thesis Phd, 115pp.
- Sokoutis, D., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J., Pavlides, S., 1993, A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension: *Geological Society of London Journal*, v. 150, p. 243– 246.
- Stewart, J. H., Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group; Nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico, *en* Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonora geology*: Geological Society of America, Special Paper, 254, 19-36.
- Stock, J. M., 2000, Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California, in *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, edited by H. Delgado-Granados, G. Aguirre-Díaz, and J. M. Stock: Special Paper - Geological Society of America, v.334, p.143– 156.
- Stock, J. M., Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: *Tectonics*, v. 8, p. 99–115.
- Stock, J., M. J. Lee., 1994, Do microplates in subduction zones leave a geological record?: *Tectonics*, v.13, p.1472–1487.
- Suter, M., Contreras, J., 2002, Active Tectonics of Northeastern Sonora, Mexico (Southern Basin and Range Province) and the 3 May 1887 Mw 7.4 Earthquake: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v.92, p.581–589.
- Twiss, R. J., E. Moores., 1992, *Structural Geology*: W. H. Freeman, New York, 532pp.

- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2001, Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, v.144, p.125–147.
- Umhoefer, P.J., 2011, Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly?-Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin: *Geological Society of America*, v.21, doi: 10.1130/G133A.1.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, Hodkinson, D., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v.113, p.1409-1422.
- Vázquez-Figueroa, V., Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Sánchez, A., Dando, P., Camprubí, A., Robinson, C., Le Bert, G.H., 2007, Batimetría y características hidrográficas (Mayo, 2007) en la Cuencas de Consag y Wagner, Norte del Golfo de California, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.61, p.119-127.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico): Structures along the detachment fault ant its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v.16, p.193–204.
- Versfelt, J., B. R. Rosendahl., 1989, Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi: *East Africa: Nature*, v.337, p.354–357.
- Wang, Y., Forsyth, D.W., Savage, B., 2009, Convective upwelling in the mantle beneath the Gulf of California: *Letters*, v.462, p.449-502.
- Weijermars, R., Schmeling, H., 1986, Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity): *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v.43, p.316– 330.
- White, R.S., McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p.7685–7729.
- Wilson, M., 1993, Magmatism and the geodynamics of basin formation: *Sedimentary Geology*, v. 86, p.5– 29.
- Woodcock, N.H. Fischer, M., 1986: Strike-slip duplexes, *Journal Structural Geology*, v.8, p.725-735.
- Withjack, M.O., Jamison, W.R., 1986, Deformation produced by oblique rifting: *Tectonophysics* v.126, p.99– 124.
- Ziegler, P. A., S. A. P. L. Cloetingh., 2004, Dynamic processes controlling evolution of rifted basins: *Earth Science Review*, v.64, p.1–50.