

CAPÍTULO 2

EL GOLFO DE CALIFORNIA

El golfo de California es un lugar en donde de manera excepcional podemos observar un cambio de zonas de separación y extensión continental a zonas de expansión del fondo oceánico (de norte a sur, hacia la boca del golfo). Con el propósito de reunir antecedentes de la región de estudio, en este capítulo mostramos la historia tectónica que dio paso a la apertura del golfo de California. Durante el Cenozoico, la región del golfo de California experimentó una deformación compleja asociada a la evolución del límite entre placas Pacífico-Norteamérica. Tal evolución se puede dividir en tres etapas: a) al inicio fragmentos de la placa de Farallón⁵ (Figura 2.1) subdujeron por debajo de la placa de Norteamérica; b) en la segunda etapa, los procesos de extensión y separación en la zona dieron paso a la apertura de lo que se llamó el “proto-golfo”; c) al final, en la zona se desarrollaron fallas transformantes⁶ y centros de expansión (Nagy & Stock, 2000). Concluimos el capítulo con la descripción de la red sísmológica NARS-Baja.

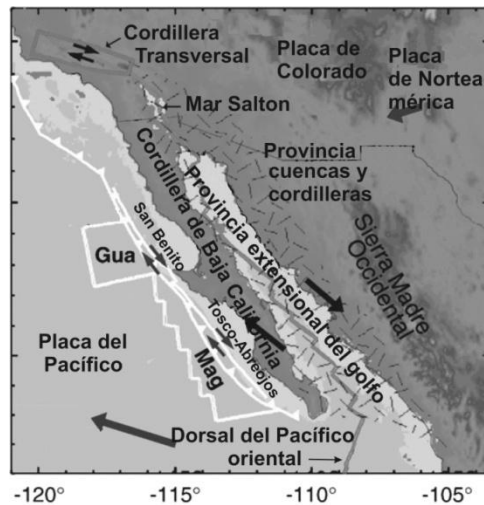


Figura 2.1. Provincias tectónicas principales de la región del golfo de California: cordillera de Baja California, provincia extensional del golfo, Sierra Madre Occidental. Las fronteras entre placas inactivas se muestran en líneas blancas. La frontera entre las placas Pacífico-Norteamérica está marcada con línea gris. Las flechas gruesas indican el movimiento absoluto y relativo entre placas, los movimientos pronosticados son del modelo global HS3-NUVE1A (Gripp & Gordon, 2002). Gua = Micro-placa de Guadalupe; Mag = micro-placa de Magdalena. Modificada de Zhang et al. (2009).

⁵ La placa de Farallón era una gran placa oceánica que ocupaba una gran parte de la cuenca del Pacífico oriental. Esta placa se subdividió en varias micro-placas entre ellas Guadalupe, Magdalena, Nazca y Cocos (Stock & Lee, 1994).

⁶ Grandes fallas de desplazamiento horizontal que atraviesan la litosfera y acomodan el movimiento entre dos placas.

2.1 Subducción de la placa de Farallón

Hace aproximadamente 180 millones de años, el continente americano empezó a ser impulsado en dirección oeste por la expansión del fondo oceánico del Atlántico. Por tanto, los límites convergentes⁷ de placa, que se formaron a lo largo de las costas occidentales del norte y del sur de América, migraron de manera gradual hacia el oeste en relación con el centro de expansión situado en el Pacífico (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Durante el Cretácico tardío había varias placas dentro de la cuenca del Pacífico: la placa del Pacífico (que era una placa pequeña y se encontraba en el sur), la placa de Farallón y la placa de Kula⁸ (que se alejaba de la cuenca del Pacífico). La placa del Pacífico se transportó hacia el norte y creció hasta que ocupó la mayor parte del norte de la cuenca del Pacífico (Figura 2.2) (Stock & Lee, 1994).

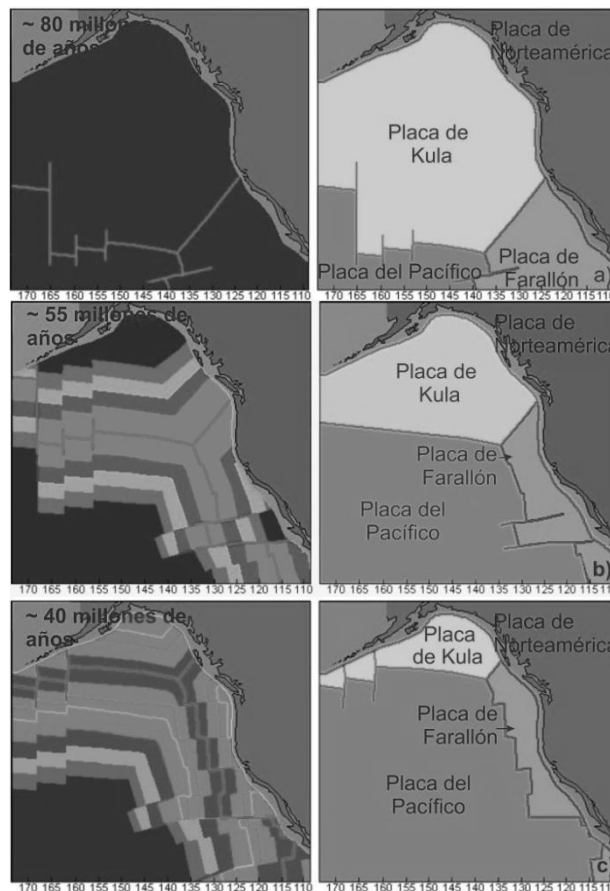


Figura 2.2. Reconstrucción del movimiento de las placas Pacífico, Kula, Farallón y Norteamérica mediante anomalías magnéticas (izquierda), en diferentes épocas. a) Ubicación de las placas hace 80 millones de años, b) hace 55 millones de años y c) hace 40 millones de años. Tomada y modificada de <http://www.uwg.edu>.

⁷ Límite en el cual dos placas se juntan, haciendo que una de las dos sea empujada por debajo de una placa suprayacente y acabe siendo reabsorbida en el manto. También puede implicar la colisión de dos placas continentales para crear un sistema montañoso.

⁸ Antigua placa oceánica contigua a la placa de Farallón.

Durante el Cenozoico inferior (~ 65 millones de años) el borde entre la placa de Norteamérica y la placa de Farallón era de tipo convergente, por tanto se desarrolló una zona de subducción y un arco volcánico⁹ (Atwater, 1970; Gastil, 1981); 35 millones de años después, una sección de la dorsal del Pacífico oriental colisionó con dicha zona de subducción que se había extendido hasta lo que se conoce en la actualidad como la costa de California (Mammerickx & Klitgorg, 1982; Lonsdale, 1991). Cuando este centro de expansión subdujo hacia el interior de la fosa de California se destruyeron mutuamente, posteriormente fueron sustituidos por un sistema de fallas transformantes.

Se tiene conocimiento que el primer contacto entre la placa del Pacífico y la placa de Norteamérica sucedió a partir del Oligoceno tardío (~ 33-30 millones de años) (Atwater, 1970), existe la posibilidad de que al momento de dicho contacto una “ventana en la placa” (*slab window*)¹⁰ se haya empezado a formar (Atwater, 1970; Dickinson & Snyder, 1979; Severinghaus & Atwater, 1990; Atwater & Stock, 1998; Glazner, 2009).

Desde el inicio hasta el fin del Terciario, la placa de Farallón disminuyó su superficie de manera independiente al movimiento de las micro-placas y placas cercanas; la naturaleza e historia de la placa de Farallón han sido deducidas principalmente de patrones estructurales en el oeste, en la parte correspondiente a la placa de Pacífico y en la dorsal del Pacífico oriental (Lonsdale, 2005).

La gran capa de sedimentos continentales y rocas volcánicas formaron una cadena de montañas sobre la placa de Norteamérica, mientras que la placa de Farallón continuaba subduciendo. La creación de montañas disminuyó. Gigantescos cuerpos de magma se enfriaron dando lugar a estructuras llamadas batolitos. La erosión causó que los batolitos llegaran a la superficie, algunos de ellos aún se encuentran en el borde occidental de la placa de Norteamérica (Figura 2.3). Los antiguos volcanes existentes en la zona fueron afectados por la erosión y fueron sustituidos por nuevos volcanes.

La placa de Farallón subducía por debajo de la placa de Norteamérica más rápidamente de como se generaba. Conforme disminuía su superficie, se rompía en fragmentos más pequeños (Figura 2.4), entre ellos las micro-placas de Guadalupe (Menard, 1978) y Magdalena (Lonsdale, 1989), algunos de estos fragmentos subdujeron por completo. El centro de expansión que había generado la placa de Farallón se consumía en una zona de subducción situada frente a lo que hoy es la costa de California, como consecuencia, la corteza elevada de la provincia de cuencas y cordilleras, soportada en un manto caliente flotante, empezó a deslizarse gravitacionalmente.

⁹ Cadena volcánica situada en general a unos pocos centenares de kilómetros de una fosa en la que hay subducción activa de una placa oceánica por debajo de otra placa.

¹⁰ El concepto de *slab window* o de “ventana en la placa”, se refiere a “agujeros” que se forman en la placa subducida cuando una cordillera oceánica comienza a subducirse en una zona de subducción. Se utiliza comúnmente para explicar aspectos del magmatismo en las zonas de subducción. Tal concepto se utilizó por primera vez para explicar la actividad volcánica presente al suroeste de Estados Unidos.

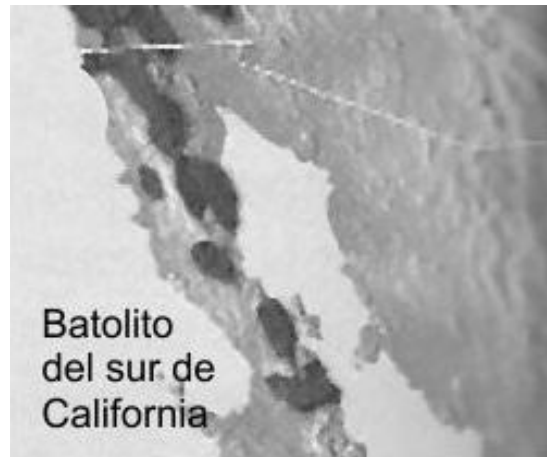


Figura 2.3. Batolitos graníticos (en oscuro) localizados a lo largo del margen occidental de Norteamérica. Estos cuerpos alargados y gigantescos consisten en numerosos plutones que fueron emplazados durante los últimos 150 millones de años de la historia de la Tierra. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2005).

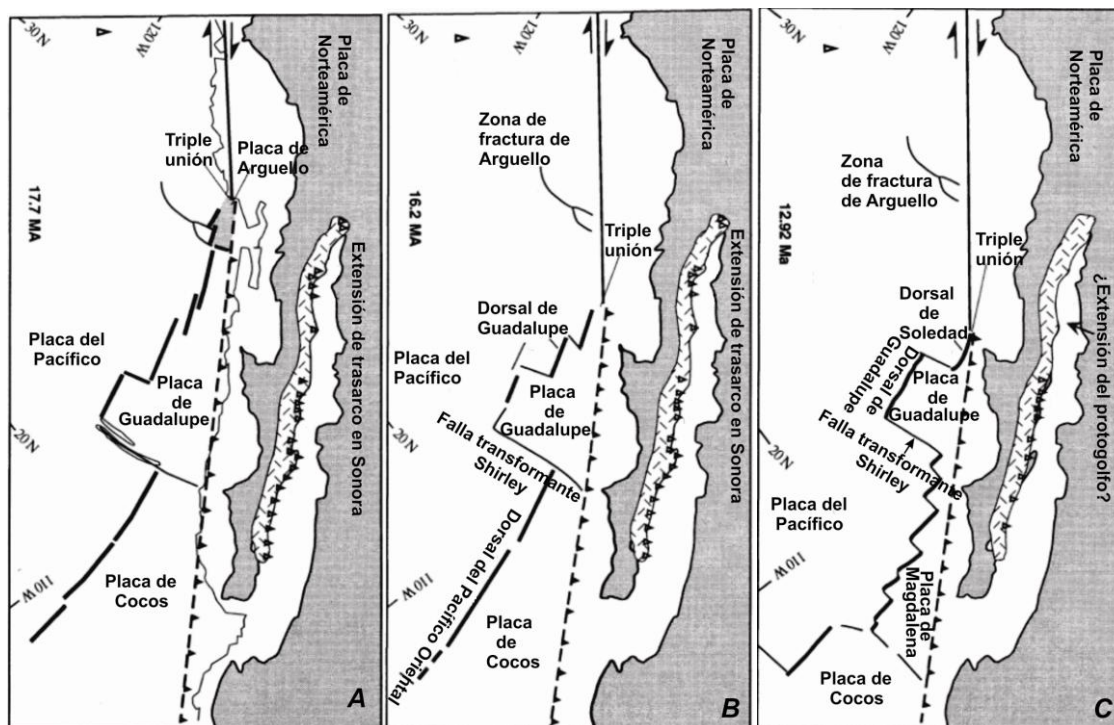


Figura 2.4. Evolución de las micro-placas Guadalupe y Magdalena de izquierda a derecha, obtenida a partir de anomalías magnéticas. En la figura A se tiene la anomalía de hace 17.7 millones de años; en la figura B, la de 16.2 millones de años y en la C, la de 19.92 millones de años. Modificada de Stock & Lee (1994).

En el Eoceno medio, las grandes cadenas montañosas del Cretácico tardío se habían reducido, los ríos fluían en las antiguas montañas desde lo que hoy es el estado de Sonora hasta la costa de lo que es ahora el de Baja California.

El proceso de subducción y extinción de la placa de Farallón originó dos cinturones de rocas volcánicas de edades diferentes, originados por arcos volcánicos paralelos al margen continental (Gastil et al., 1979). El cinturón más antiguo al oriente está representado por rocas riolíticas e ignimbríticas del Oligoceno al Mioceno temprano (35-23 millones de años) (Sawlan & Smith, 1984; Nieto-Samaniego et al., 1999) y dio origen a la Sierra Madre Oriental, que fue el principal emisor de basalto y flujo de ceniza. Este suceso coincide con la primera dilatación de la provincia de cuencas y cordilleras. Aproximadamente en el mismo período, la actividad volcánica estaba centrada en áreas que ahora corresponden al este del golfo de California; los arroyos drenaban esta área fluyendo hacia el oeste, principalmente en la península de Baja California, de ahí que en los registros geológicos sea posible encontrar camas de arena intercaladas con capas de ceniza y flujos dispersos de basalto en la parte sureste de la península. Las tobas intercaladas en estratos marinos de la Formación San Gregorio en la región de la Bahía de La Paz en Baja California Sur han sido correlacionadas con este arco (Hausback, 1984). La costa del Pacífico se encontraba cerca de lo que ahora es la costa oeste del golfo. Durante el Mioceno temprano, el vulcanismo migró hacia el oriente terminando en una cadena de centros de andesita que se extendieron a lo largo de lo que fue la península de Baja California (Gastil et al., 1979).

El cinturón más joven, al occidente, se encuentra a lo largo de la península de Baja California y está caracterizado por rocas de composición calco-alcalina, cuya edad abarca de los 24 a los 12 millones de años (Demant, 1975; Gastil et al., 1979; Sawlan & Smith, 1984; Hausback, 1984).

El inicio de la extensión de la provincia de cuencas y cordilleras sucedió hace aproximadamente 28 millones de años, en este lugar la corteza parece que se “estiró” hasta dos veces su anchura original (Nagy & Stock, 2000). El alto flujo térmico en la región, tres veces superior a la media, y los distintos episodios de vulcanismo proporcionan pruebas firmes de que el ascenso del manto provocó el “abombamiento” de la corteza, que a su vez contribuyó a la extensión de la región (Fletcher & Munguía, 2000).

Al norte del actual golfo de California, hace aproximadamente 15 millones de años, producto de la gran actividad volcánica, fueron depositadas rocas volcánicas entre las que se encuentran riolitas y basaltos, esta actividad duró cerca de 8 millones de años (Gastil et al., 1979).

De acuerdo con las reconstrucciones de Stock & Lee (1994), sabemos que hace 13 millones de años la falla transformante Shirley se aproximó a la trinchera, provocando la separación de las micro-placas Guadalupe y Magdalena (Figura 2.4). El centro de expansión de la micro-placa de Guadalupe terminó su actividad hace 12.5 millones de años.

Cuando las micro-placas Guadalupe y Magdalena terminaron de subducirse, ocurrió un cambio en el magmatismo. Las formas calco-alcalinas en el centro y sur de Baja California dieron paso a otros tipos de magmatismo en varios campos volcánicos; los magmas produjeron adakitas derivadas del derretimiento parcial de la corteza oceánica subducida, andesitas de magnesio y basaltos toleíticos, en ellos no existe una evidencia contundente de

subducción (por ejemplo, Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Conly et al., 2005; Pallares et al., 2007)

El primer traslado continental de la placa de Norteamérica a la placa del Pacífico sucedió durante el Mioceno, cuando fragmentos de la costa de California fueron transferidos paulatinamente (Atwater & Stock, 1998).

2.2 Apertura del golfo de California

La formación del golfo de California está asociada con el fin de la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa de Norteamérica que ocurrió hace aproximadamente 12 millones de años en la latitud de Baja California central (Mammerick & Klitgord, 1982; Lonsdale, 1991; Michaud et al., 2006). También la apertura y evolución del golfo de California se ha relacionado con la transferencia de la península de Baja California de la placa de Norteamérica a la del Pacífico (Stock & Hodges, 1989); la apertura del golfo de California ocurrió en dos fases principales (por ejemplo, Hausback, 1984; Stock & Hodges, 1989) (Figura 2.5B y 2.5C):

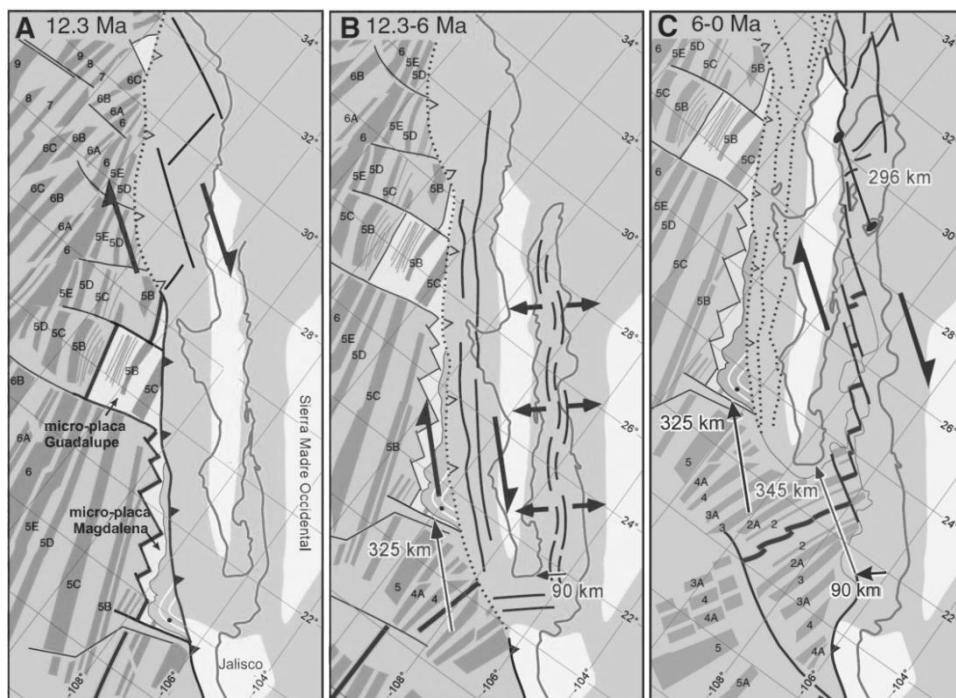


Figura 2.5. Proceso de apertura del golfo de California (Modificada de Fletcher et al., 2007). A) 12.3 millones de años: la península de Baja California continuaba siendo parte de la placa de Norteamérica. En el sur de la península termina la subducción de los remanentes de la placa de Farallón (Guadalupe y Magdalena). Mientras tanto en el norte iniciaba el contacto entre las placas de Pacífico y Norteamérica (desplazamiento horizontal). B) 12-6 millones de años (fase del proto-golfo): se produjo un proceso de extensión y separación entre la placa del Pacífico y la península de Baja California con dirección preferencial oeste-este. C) 6 millones años al presente: el límite entre la península de Baja California y la placa de Norteamérica se encuentra caracterizado por una serie de fallas transformantes, en tanto que en el sur expansión del piso oceánico. Las flechas indican los diferentes desplazamientos entre las placas Pacífico y Norteamérica.

- a) Fase temprana, inició hace aproximadamente 12 millones de años. Esta primera fase comúnmente se denomina fase de extensión (Figura 2.5B) o fase de proto-golfo. Durante este período de extensión (Figura 2.6) y separación continental (*rifting*) se produjeron las primeras cuencas oceánicas, además de las primeras incursiones marinas (Stock & Hodges, 1989; Henry & Aranda-Gómez, 2000; Umhoefer et al., 2002). El ambiente marino en el golfo de California comenzó a establecerse hace 6.5 millones de años (Oskin et al., 2000; Oskin & Stock, 2003; Gastil et al., 1990). La provincia extensional del golfo (Figura 2.1) tuvo su origen en esta fase. Se ha deducido que esta zona fue el resultado de la división oblicua consecuencia del movimiento entre las placas Pacífico-Norteamérica (Henry & Aranda-Gómez, 2000). La dirección preferencial de la extensión en la región, fue ENE, determinada a partir de la orientación NNW de las fallas normales que se encuentran distribuidas en toda la zona (Fletcher & Munguía, 2000; Seiler et al., 2009). Esta fase se caracterizó por el desarrollo de una zona de transtensión¹¹ en el límite de la placa de Norteamérica y la placa del Pacífico. El movimiento relativo entre estas dos placas tuvo un cambio de dirección de N60°W (~30 millones de años – 8 millones de años) a N37°W (8 millones de años al presente) al mismo tiempo en que la tasa de desplazamiento relativo cambió de 33 mm/año a 52 mm/año (Atwater & Stock, 1998). La península de Baja California se comportó como una micro-placa localizada entre la placa del Pacífico y la placa de Norteamérica, limitada por dos sistemas de fallas paralelas, la falla de San Benito – Tosco – Abreojos al oeste y la provincia extensional del golfo de California al este (Atwater & Stock, 1998). La falla San Benito-Tosco-Abreojos permitió que el desplazamiento de la península de Baja California fuera de 250 a 300 km a lo largo del límite oeste de la península de Baja California (Spencer & Normak, 1989; Stock & Hodges, 1989; Lonsdale, 1991) (Figura 2.5B).
- b) Fase transicional de expansión del fondo oceánico y creación de fallas transformantes (Figura 2.5C). El cambio entre la fase de extensión y la fase de expansión del fondo oceánico oblicuo, probablemente ocurrió alrededor de los 6 ó 5 millones de años (por ejemplo, Lonsdale, 1989; Umhoefer et al., 1994) y continúa hoy en día (por ejemplo, Moore & Buffington, 1968; Karing & Jensky, 1972; Moore, 1973; Gastil et al., 1979). Al inicio de esta etapa, gran parte del movimiento transformante de las placas Pacífico-Norteamérica a lo largo de las fallas San Benito-Tosco-Abreojos terminó, se trasladó hacia el interior del continente (Lonsdale, 1991; Oskin & Stock, 2003). De manera simultánea, la península de Baja California se separaba de forma oblicua de la placa de Norteamérica dando paso al golfo de California. El vulcanismo al occidente terminó y la actividad de la Faja Volcánica Transmexicana empezó a formarse hace aproximadamente 4.3 millones de años, este suceso coincide con el inicio del moderno golfo de California (Gastil et al., 1979).

¹¹ Una zona de transtensión es una combinación de procesos de extensión y fallamiento horizontal. Las zonas transtensionales se caracterizan por el adelgazamiento de la litosfera y en algunas ocasiones son lugares en donde las cuencas han tenido una gran tasa de sedimentación.

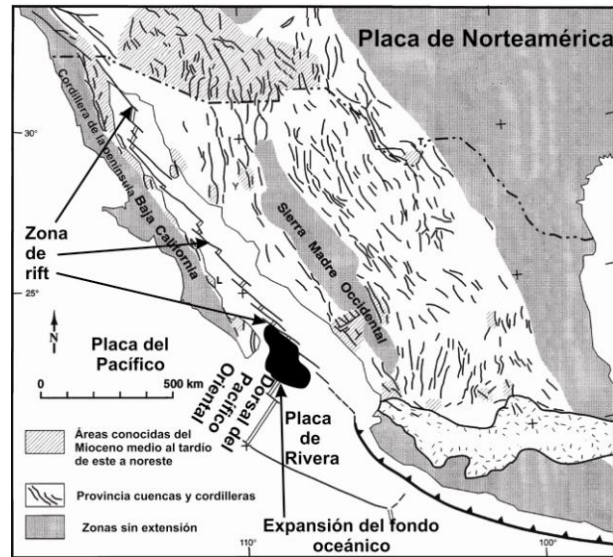


Figura 2.6. Regiones afectadas por el proceso de extensión durante la fase del “proto-golfo”. También están señaladas las zonas de “rift” y expansión del fondo oceánico. Modificado de Henry & Aranda-Gómez (2000).

2.3 El golfo de California, ejemplo de una cuenca oceánica joven

Hoy en día, el golfo de California se encuentra en el extremo sur de la frontera entre placas Pacífico-Norteamérica, tiene una longitud aproximada de 1400 km y está altamente sedimentado; está caracterizado por grandes fallas transformantes y centros de expansión (Lonsdale, 1989). El golfo es en general un sistema de separación y extensión oceánico oblicuo, que varía geológicamente y estructuralmente de norte a sur (Nagy & Stock, 2000).

El régimen de extensión que sufrió en el norte del golfo de Baja California originó un adelgazamiento de la corteza continental, lo cual se evidencia por la existencia de cuencas abandonadas y cuencas activas como la cuenca de Wagner, sistemas de fallas pobremente organizadas y deformación ampliamente distribuida; a pesar de ello no existe evidencia de generación de nuevo piso oceánico como sucede en la boca del golfo (Figura 2.5), donde la formación de corteza oceánica comenzó hace 3.5 millones de años aproximadamente (Larson et al., 1972; Klitgord et al., 1974; Lonsdale, 1989; DeMets, 1995). Las cuencas existentes en el golfo de California son producidas por un sistema extensional oblicuo en el cual la deformación se dispone en fallas transformantes en el sur y fallas oblicuas en el norte (Fenby & Gastil, 1991; Nagy & Stock, 2000).

Muchos terrenos¹² encontrados en la cordillera de Norteamérica estuvieron alguna vez dispersos por todo el Pacífico oriental de una manera muy parecida a la distribución que encontramos en los arcos de islas y las llanuras oceánicas distribuidas hoy en día en el Pacífico oriental (Trabuck & Lutgens, 2005).

¹² El término terreno se utiliza para designar una serie diferenciada y reconocible de formaciones rocosas que han sido transportadas por procesos de la tectónica de placas, es decir cualquier fragmento de la corteza que tiene una historia geológica distinta de la correspondiente a las zonas colindantes.

Actualmente la península de Baja California presenta una estratigrafía muy variada y una geología estructural muy compleja. Gastil y colaboradores (1979) dividieron la región norte de la península en tres cinturones pre-terciarios. El primer cinturón está constituido por secuencias de sedimentos marinos y continentales del Cretácico superior. El segundo cinturón está representado por secuencias volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias del Cretácico inferior y el tercer cinturón por rocas intrusivas y metamórficas de edad desconocida. Mina-Uink (1957) clasificó la región Sur de la península en tres regiones: Sierra la Giganta, cuencas de Vizcaíno y Ballenas-Iray-Magdalena y región del Cabo.

Entender la evolución del golfo de California requiere el conocimiento de los procesos que ocurren en el manto. Los diferentes procesos de extensión adelgazan la corteza, mientras que un menor flujo de la corteza se extiende fuera del adelgazamiento de la corteza y reduce la diferencia en el espesor cortical entre el centro de una zona de separación y extensión y las zonas adyacentes. La velocidad del flujo de la parte inferior de la corteza depende de la viscosidad de la corteza, la estructura térmica y el espesor de la corteza (Zhang et al., 2009).

La corteza continental aumenta su espesor por dos procesos fundamentales: acreción de terrenos y magmatismo. En la región del golfo de California, hacia el oeste, la corteza continental es más gruesa que hacia el este. El espesor de la corteza es diferente en el norte del golfo al centro de Sonora, tanto en cantidad de extensión, como en sedimentación y en edad del vulcanismo (Persaud, 2003, González-Fernández et al., 2005).

2.4 Red sismológica NARS-Baja

La variación longitudinal del grado de oceanización del golfo de California lo convierte en un laboratorio natural para la investigación del acoplamiento entre la litosfera y la astenosfera. Mientras que algunos aspectos de la corteza han sido estudiados por algunos investigadores, el estado principal del manto es desconocido (Clayton et al., 2004).

Con el propósito de obtener una imagen con mayor detalle de la corteza y del manto en la región del golfo de California, se estableció en 2002 una red de 16 estaciones de banda ancha, NARS-Baja (Figura 2.7; Apéndice A). Los registros de esta red proveen de un nuevo conjunto de datos que ofrecen la oportunidad única de determinar propiedades básicas de la litosfera a escala regional. Otro propósito de la red, no menos importante fue monitorizar los sismos de la zona (Trampert et al., 2003).

La red surgió como un proyecto entre la universidad de Utrecht (Holanda), el Centro de Investigaciones Científicas y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE) y el Instituto Tecnológico de California (Caltech). La parte baja de la red NARS-Baja comenzó a funcionar en abril de 2002 y la parte de Sonora se añadió en noviembre de 2002. Este proyecto inicialmente fue patrocinado por el programa *Margins* de la Fundación Nacional de Ciencias (NSF, por sus siglas en inglés), de Estados Unidos de América, bajo las concesiones EAR-0111650 y EAR-0405437 (Clayton et al., 2004). La red fue retirada de campo a fines del 2008 (Figura 2.8).

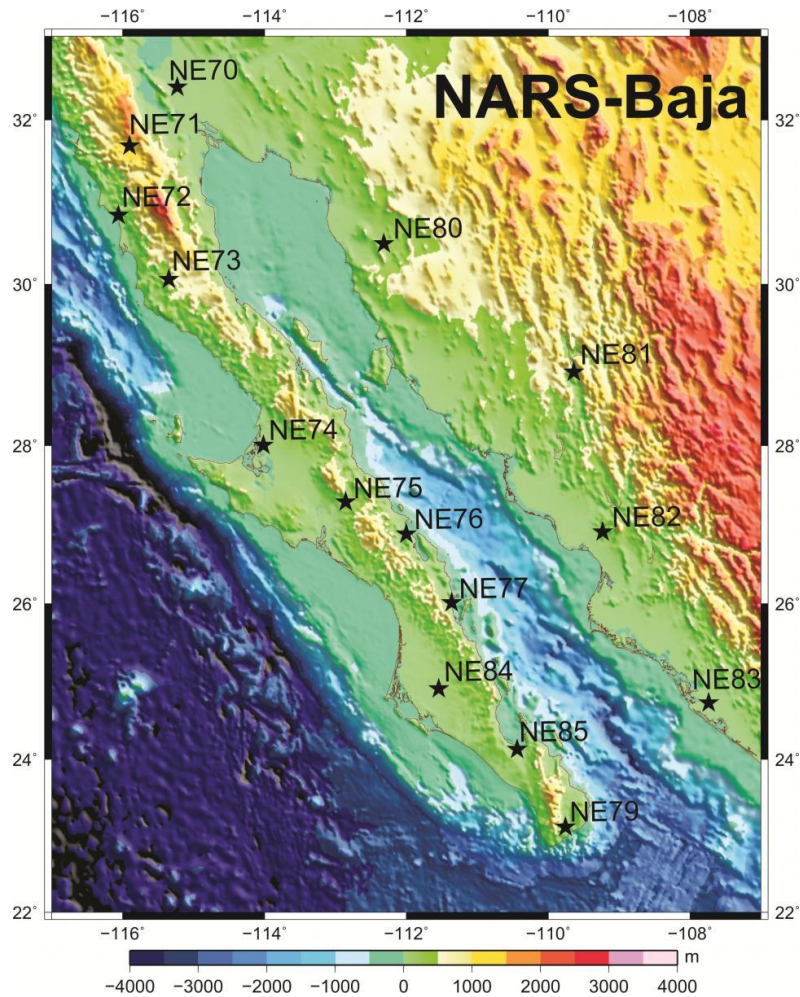


Figura 2.7. Batimetría y topografía de la región del golfo de California y ubicación de las estaciones que integran la red sísmológica NARS-Baja; las estaciones se encuentran indicadas con una estrella.

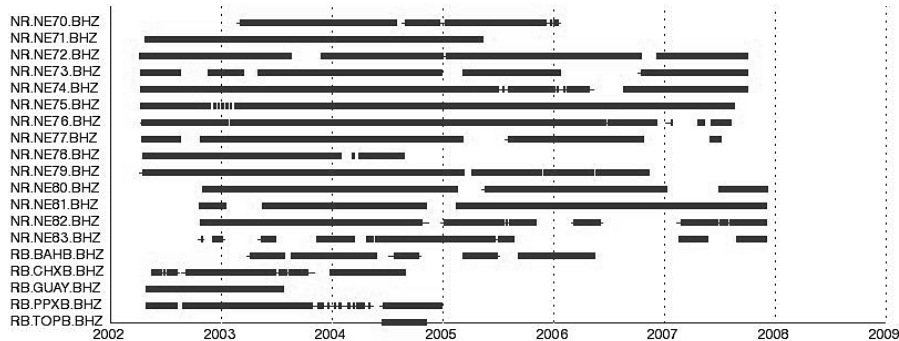


Figura 2.8. Disponibilidad de datos para las estaciones de la red NARS-Baja (NR). Se muestra también la disponibilidad de datos para las estaciones de la Red Sísmica de Banda Ancha (RESBAN, RB) del CICESE existente en la misma base de datos que para la red NARS-Baja. En el eje x se muestran los años en que estuvo en operación la red y en el eje y se tiene el nombre de las estaciones. Figura tomada de http://www.data.scec.org/NARS-Baja/nars_php/all_net_station_avail_year.php.

Los instrumentos de la red fueron sensores de banda ancha STS-2, con un nivel plano entre 120 s y 10 Hz. Se tuvo un sistema de grabación construido por Utrecht bajo el programa NARS. Se registraron tres componentes de banda ancha, con un muestreo de 20 muestras por segundo (mps) y tres componentes de período largo muestreadas a 1 mps, de modo continuo. Estas estaciones registraron localmente en sitio y los datos eran recuperados aproximadamente cada tres meses.

2.4.1 Estudios previos realizados en la red de estaciones NARS-Baja

Con los registros de la red de estaciones NARS-Baja se han calculado funciones de receptor P (*FRP*) para determinar la variación de espesor de la corteza, y se concluyó que la corteza se adelgaza en un factor de dos hacia la boca del golfo (Persaud, et al., 2007). Combinando los resultados anteriores con diferentes técnicas como: inversión de ondas superficiales, estudios de refracción sísmica (experimento PESCADOR) y las funciones de receptor de Lewis et al. (2000), ha sido posible obtener un modelo regional a gran escala (Figura 2.9).

Los resultados del modelo regional muestran una respuesta sísmica de la astenosfera poco clara en el norte, esto puede ser debido a la gran tasa de sedimentación del río Colorado o al gran proceso de extensión que se dio en esa zona; mientras que en el sur observamos la respuesta de la astenosfera cerca de las cordilleras (DiLuccio & Clayton (2008)).

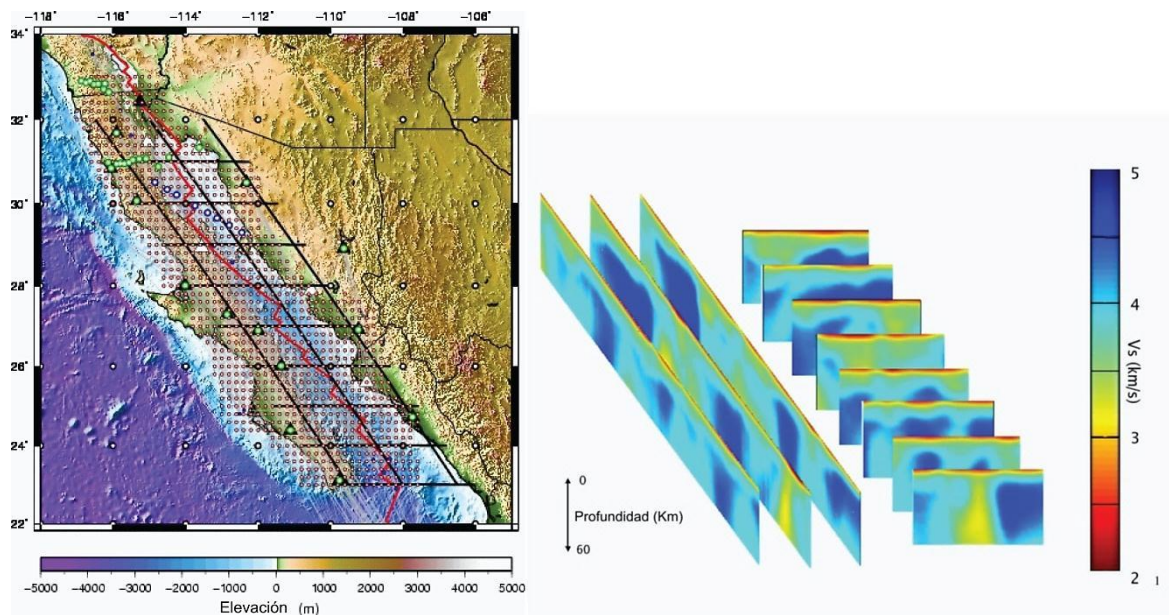


Figura 2.9. Modelo de la región del golfo de California calculado por medio de inversión de ondas superficiales y funciones de receptor P (*FRP*). A la derecha, modelo de velocidades de ondas de cortante, la ubicación de los perfiles se muestra en el mapa de la izquierda, los triángulos en el mapa indican la ubicación de la red de estaciones NARS-Baja. Modificada de DiLuccio & Clayton (2008).

También la red de estaciones NARS-Baja ha permitido realizar diversos estudios de tomografía sísmica, anisotropía y estudios de fuente sísmica (por ejemplo: Zhang et al., 2007; Obrebski, 2007; Van Benthem et al., 2008; Seavey et al., 2010), entre otros, cuyos resultados se presentan en el Capítulo 5.

El estudio de tomografía sísmica de Zhang et al. (2007) le permitió concluir que:

1.- De norte a sur:

- a) El espesor de la corteza hacia el interior del golfo disminuye
- b) El espesor de la zona de baja velocidad (200 km) se incrementa.

2. A lo largo de la península y del continente:

- a) La corteza es continental en mayor parte.
- b) La zona de baja velocidad (200 km) es más delgada hacia el interior del golfo.

Utilizando la red NARS-Baja y otras tres estaciones sismológicas más, Obrebski (2007) realizó el primer estudio de anisotropía sísmica en el manto superior y en la corteza en la región del golfo de California (norte y centro). La hipótesis del trabajo de Obrebski (2007) se basaba en que la anisotropía tiene diferentes fuentes, sin embargo, la fuente principal de anisotropía en el manto superior se debe al alineamiento del olivino. Las fuentes de anisotropía permiten llevar a cabo una interpretación de la historia tectónica consistente. Tales estudios permitieron corroborar estudios como el de Persaud et al. (2007) acerca de la inexistencia de inclinación en el Moho; encontraron coincidencias geográficas entre las fronteras de las provincias tectónicas y los cambios en el patrón anisótropo del manto superior y las diferencias que existen en la región norte y centro del golfo de California, probablemente producidas por las variaciones en la morfología del límite de placas a lo largo de su eje (Obrebski, 2007).